Les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse : un exemple de système hydrothermal de sous-plancher océanique

Mohamed El Gadarri

▶ **To cite this version:**

Mohamed El Gadarri. Les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse : un exemple de système hydrothermal de sous-plancher océanique. Minéralogie. Université d'Orléans, 1995. Français. NNT : . tel-00276213

HAL Id: tel-00276213
https://theses.hal.science/tel-00276213

Submitted on 28 Apr 2008

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.

REGION CENTRE

LE CŒUR-DE-FRANCE

CONSEIL REGIONAL

Université d'Orléans
U.F.R. Sciences fondamentales et appliquées

CNRS-CRSCM
Orléans

THESE

Présentée

A L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Spécialité : Métallogénie - Minéralogie

Par

Mohamed EL GADARRI

LES MINERALISATIONS SULFUREES ASSOCIEES AUX OPHIOLITES DE CORSE UN EXEMPLE DE SYSTEME HYDROTHERMAL DE SOUS-PLANCHER OCEANIQUE

Cette étude a été réalisée avec le concours du Conseil Régional du Centre

Soutenue publiquement le 13 novembre 1995 devant le jury composé de :

MM.	**F. CESBRON**	**Président**
	J. BEBIEN	**Rapporteur**
	Y. MOèLO	**Rapporteur**
	D. OHNENSTETTER	**Examinateur**
	P. ROSSI	**Examinateur**
	M. OHNENSTETTER	**Directeur de thèse**

Résumé

En Corse alpine, les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites apparaissent à différents niveaux de la séquence ophiolitique depuis les péridotites (transformées le plus souvent en serpentinites) jusqu'aux basaltes en passant par les gabbros. Les textures et les paragenèses métalliques montrent que le dépôt de la minéralisation se fait en deux stades. Le premier stade est quantitativement prédominant. Il est caractérisé par une paragenèse primaire de haute température (300 à 400 °C). Cette paragenèse est dominée par les sulfures de fer. Il s'agit soit de la pyrite dans les basaltes et les gabbros ; soit de la pyrrhotite hexagonale dans les serpentinites. Le stade tardif est caractérisé par une paragenèse de basse température, dominée par les sulfures de cuivre (principalement chalcopyrite et cubanite) traduisant l'enrichissement en cuivre des fluides tardifs.

La mise en place des minéralisations sulfurées est liée à un système hydrothermal convectif établi dans la croûte océanique. Les interactions eau de mer-roches ont abouti à des transformations des roches à différents degrés de métamorphisme. L'étude minéralogique et paragénétique de ces transformations montre que le système hydrothermal a évolué en deux stades et avec une baisse de température. En se rapprochant des filons minéralisés, le quartz devient plus abondant et les minéraux secondaires s'enrichissent en fer. La pénétration des fluides jusqu'au dans le manteau supérieur est facilitée par les fissures des roches liées à la déformation intraocéanique.

Le système hydrothermal responsable du dépôt des minéralisations sulfurées est lié au magmatisme tardif de la série de Rospigliani. Cette série montre des caractères magmatiques, tectoniques et sédimentaires particuliers permettant de placer sa genèse au niveau d'une zone transformante. Ce magmatisme est précédé par celui de la série de l'Inzecca qui présente des affinités avec les tholéiites reconnues actuellement à l'aplomb des dorsales océaniques de type normal.

Le modèle génétique des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse est comparable à ceux développés dans les rides océaniques actuelles et dans les ophiolites de Chypre et d'Oman.

Abstract

Sulfide mineralizations associated with the Corsican ophiolites appear at different levels of the ophiolitic sequence from peridotites (often transformed to serpentinites) to basalts through gabbros. Textures and metallic paragenesis show that mineralization deposition occurs in two stages. The first one is quantitatively predominant and it is characterized by a primary paragenesis of high temperature (300 to 400 °C). In this stage, iron sulfides (pyrite in basalts and gabbros ; hexagonal pyrrhotite in serpentinites) predominated the paragenesis. The second stage is characterized by low temperature paragenesis dominated by copper sulfides (mainly chalcopyrite and cubanite) indicating that a rich-copper latest fluids are invoqued.

The emplacement of mineralizations is related to a convectif hydrothermal system established in the oceanic crust. The sea water-rocks interaction lead to the transformation of the rocks at different degrees of metamorphism. The mineralogical and paragenetic studies of these transformations show that the hydrothermal system has been evolved in two stages with lowering temperature. Near the mineralized sills, quartz is abondant and secondary phases are iron-rich minerals. The fluids penetration up to the mantle is facilitated by the rock cracks related to the intraoceanic deformation.

The responsible hydrothermal system of sulfide mineralization deposition is related to the late magmatism of the Rospigliani serie. This serie shows magmatic, tectonic and sedimentary particular characters which allowed us to locate its genesis at the transform zone. This magmatism come before another one of Inzecca serie which presents some resemblances with tholeiites recently recognized at the straight above of the normal oceanic ridges.

The genetic model of sulfide mineralizations associated with the Corsican ophiolites is comparable to that developped into the actual oceanic ridges and ophiolites of Cyprus and Oman.

Remerciements

Ce travail de thèse a été réalisé au CRSCM (Centre de Recherche sur la Synthèse et la Chimie des Minéraux du CNRS à Orléans) et rendu possible grâce à l'appuis financier du Conseil Régional du Centre et du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) pour la logistique.

Au terme de ce travail, je tiens à remercier Maryse Ohnenstetter (Directeur de recherche au CRPG, Nancy) qui a accepté de diriger ce travail, pour ses précieux conseils et sa rigueur scientifique. Je tiens également à remercier M. Pichavant, Directeur du CRSCM, qui m'a accueilli dans son laboratoire.

Je suis très reconnaissant envers Y. Moëlo (chargé de recherche à l'Institut des Matériaux de Nantes) pour l'intérêt qu'il porte à ce travail, pour avoir su me communiquer ses compétences sur la minéralogie des sulfures et pour avoir également participé activement aux corrections de ce manuscrit.

J'adresse ma profonde gratitude à D. Ohnenstetter (chargé de recherche au CRPG, Nancy) qui a contribué à l'élaboration de ce travail par ses discussions et son aide.

Merci à E. Oudin pour ses discussions et son aide sur la détermination de la cubanite.

Je remercie O. Rouer, C. Gilles, J. Breton, D. Guéant et G. Beauvais pour leur contribution.

Je n'oublie pas ma famille et mes amis: B. Barakat, B. Chouikhi, A. Ghayout, A. Essalhi et L. Badra, à qui j'adresse mes pensées les plus chaleureuses.

En fin, j'adresse mes amitiés à tout le personnel du CRSCM et à mes amis du laboratoire: M. Aïssa, M. Azaroual, E. Azif, B. Boukili et M. Lahlafi.

Table des matières

Première partie : Introduction générale **8**

Chapitre 1 : Introduction-Problématique **9**

1.1 Les minéralisations sulfurées des rides océaniques actuelles 10
1.2 Les minéralisations sulfurées des ophiolites téthysiennes 12
1.2.1 La dualité des ophiolites téthysiennes 12
1.2.2 Les minéralisations sulfurées des ophiolites de Chypre 13
1.2.3 Les minéralisations sulfurées des ophiolites d'Oman 13
1.2.4 Les minéralisations sulfurées des ophiolites des Alpes et de Ligurie 14
1.3 Objectifs et méthodes 14

Deuxième partie : Données géologiques et pétrologiques des ophiolites de Corse **17**

Chapitre 1 : Données géologiques **18**

1.1 Introduction 19
1.2 Données bibliographiques 19
1.2.1 Les minéralisations sulfurées 19
1.2.2 Les séries ophiolitiques et leur couverture sédimentaire 20
1.2.2.1 Les séries ophiolitiques 20
1.2.2.1.1 La série de l'Inzecca 20
1.2.2.1.2 La série de Rospigliani 26
1.2.2.2 Les séries post-ophiolitiques 30
1.3 Nouvelles données géologiques 31
1.3.1 Description des coupes 31
1.3.1.1 Rocher de Rasella 31

1.3.1.2 Col d'Erbajo 32
1.3.1.3 Punta di-Castelnuovo 32
1.3.1.4 Altiani 33
1.3.1.4.1 L'écaille SW 33
1.3.1.4.2 L'écaille NE 33
1.3.2 Les brèches ophicalcitiques 33
1.3.2.1 Fabriques sédimentaires et tectoniques 37
1.3.2.2 Discussion et implications pétrogénétiques 38
1.3.2.3 Conclusion sur les brèches ophicalcitiques 38
1.3.3 Synthèse des observations 39

Chapitre 2 : Pétrographie et minéralogie **42**
2.1 Introduction 43
2.2 Pétrographie et minéralogie 43
2.2.1 Les laves en coussins 43
2.2.1.1 Description pétrographique 43
2.2.1.2 Minéralogie 44
2.2.2 Les dolérites massives 45
2.2.2.1 Description pétrographique 45
2.2.2.2 Minéralogie 45
2.2.2.2.1 Les plagioclases 45
2.2.2.2.2 Les clinopyroxènes 46
2.2.2.2.3 Les reliques d'olivine 46
2.2.2.2.4 Les minéraux opaques 46
2.2.2.2.5 L'apatite 46
2.2.3 Les diabases filoniennes 47
2.2.3.1 Textures et minéralogie 47
2.2.4 Les gabbros filoniens et roches leucocrates 47
2.2.4.1 Les gabbros filoniens 47
2.2.4.2 Les roches leucocrates 48
2.3 Etude chimique des minéraux 48
2.3.1 Les clinopyroxènes 48
2.3.1.1 Les laves en coussins, les dolérites massives et les diabases filoniennes 49
2.3.1.1.1 Composition chimique des clinopyroxènes . 49

2.3.1.1.2 Le caractère tholéiitique de ride océanique . 49
2.3.1.1.3 Variation des éléments en fonction de l'indice X mg 52
2.3.1.1.4 Synthèse des observations 57
2.3.1.2 Les gabbros filoniens et leucoferrodiorites 61
2.3.1.2.1 Composition chimique 61
2.3.1.2.2 Variation des éléments significatifs pendant la différenciation 61
2.3.1.2.3 Synthèse des observations et discussion . . . 63
2.3.1.3 Conclusion sur les clinopyroxènes 66
2.3.2 L'ilménite 66
2.4 Conclusion 66

Chapitre 3 : Géochimie **68**
3.1 Introduction 69
3.2 Les caractères chimiques 69
3.2.1 Les éléments majeurs 69
3.2.1.1 Les laves en coussins et les agglomérats 69
3.2.1.2 Les roches leucocrates 70
3.2.2 Les terres rares 71
3.3 Identification de la lignée magmatique 71
3.4 Essai d'interprétation pétrogénétique 77
3.5 Conclusion 78

Troisième partie : La déformation intraocéanique - Les transformations secondaires pré et syn-minéralisation **79**
Introduction 80

Chapitre 1 : Stade tardi-magmatique **81**
1.1 Introduction 82
1.2 Les amphiboles brunes 82
1.2.1 Description pétrographique 82
1.2.2 Etude chimique 83
1.2.3 Discussion et interprétation 85
1.3 Les réactions coronitiques 87

1.3.1 Description pétrographique 87
1.3.2 Chimisme des minéraux 89
1.3.2.1 L'orthopyroxène 89
1.3.2.2 L'ilménite 89
1.3.3 Discussion et interprétation 92
1.4 Conclusion 93

Chapitre 2 : La déformation intraocéanique 94
2.1 Introduction 95
2.2 Données de terrain 95
2.3 Pétrographie 96
2.3.1 Les textures granulaires 96
2.3.1.1 Les textures porphyroclastiques 96
2.3.1.2 Les textures polygonales hétérogènes 97
2.3.2 Les textures cataclastiques 97
2.4 Discussion et interprétation 99
2.5 Comparaison avec la croûte océanique et d'autres ophiolites 99
2.6 Conclusion 100

Chapitre 3 : Métamorphisme hydrothermal 101
3.1 Introduction 102
3.2 Pétrographie 102
3.2.1 Les zones non minéralisées 102
3.2.1.1 Stade I 102
3.2.1.2 Stade II 103
3.2.2 Les zones minéralisées 104
3.3 Etude chimique des minéraux secondaires 105
3.3.1 Les amphiboles 105
3.3.2 Les chlorites 109
3.3.3 Les épidotes 110
3.4 Conditions thermobarométriques du métamorphisme hydrothermal . 111
3.4.1 La température 111
3.4.2 La pression 116
3.5 Conclusion 116

Quatrième partie : Les minéralisations sulfurées 118

Introduction 119

Chapitre 1 : Positions stratigraphiques et étude minéralogique et paragénétique 120

1.1 Introduction 121
1.2 Positions stratigraphiques 121
1.2.1 Minéralisations situées dans les serpentinites 121
1.2.1.1 Situation géographique 121
1.2.1.2 Contexte géologique 121
1.2.2 Minéralisations situées dans les gabbros 122
1.2.2.1 Situation géographique 122
1.2.2.2 Contexte géologique 122
1.2.3 Minéralisations situées dans les basaltes 124
1.2.3.1 Situation géographique 124
1.2.3.2 Contexte géologique 124
1.3 Etude minéralogique et paragénétique 125
1.3.1 Textures des minerais 125
1.3.1.1 Les textures primaires 125
1.3.1.1.1 Les textures bien cristallisées 126
1.3.1.1.2 Les textures microcristallines et de syncristallisation 127
1.3.1.2 Les textures secondaires 127
1.3.1.2.1 Les textures de remplacement 127
1.3.1.2.2 Les textures filoniennes 133
1.3.2 Les paragenèses métalliques 133
1.3.2.1 Les paragenèses primaires 133
1.3.2.2 Les paragenèses secondaires 134
1.3.3 Minéralogie 134
1.3.3.1 Les sulfures de Fe 136
1.3.3.1.1 La pyrite, FeS_2 136
1.3.3.1.2 La pyrrhotite, $Fe_{(1-x)}S$ 137
1.3.3.2 Les sulfures de Zn, Cu et Sn 137
1.3.3.2.1 La sphalérite, $(Zn, Fe)S$ 137
1.3.3.2.2 La chalcopyrite, $CuFeS_2$ 141

1.3.3.2.3 La cubanite, $CuFe_2S_3$ . . . 143
1.3.3.2.4 La bornite, Cu_5FeS_4 . . . 143
1.3.3.2.5 L'idaïte, Cu_3FeS_4 . . . 144
1.3.3.2.6 La mawsonite ($Cu_6Fe_2SnS_8$) . . . 145
1.3.3.3 Les sulfures de Fe, Co et Ni . . . 145
1.3.3.3.1 La pentlandite, $(Ni, Fe, Co)_9S_8$ . . . 145
1.3.3.3.2 Les thiospinelles, Me_3S_4 . . . 146
1.3.3.3.3 La mackinawite, $(Fe, Co, Ni)S$ . . . 151
1.3.4 Cristallochimie de la mackinawite . . . 153
1.3.5 Synthèse et discussion sur le chimisme des minéraux sulfurés . 154
1.3.6 Evolution paragénétique . . . 161
1.4 Comparaison avec d'autres dépôts actuels et fossiles . . . 163
1.5 Conclusion . . . 164

Chapitre 2 : Géochimie **166**
2.1 Introduction . . . 167
2.2 Les éléments majeurs . . . 167
2.3 Les éléments en traces . . . 168
2.4 Discussion . . . 168
2.5 Conclusion . . . 169

Chapitre 3 : Les transformations post-minéralisation **173**
3.1 Introduction . . . 174
3.2 Les transformations liées au métamorphisme de haute pression . . . 174
3.2.1 Les textures . . . 174
3.2.2 Chimisme de la pyrite . . . 175
3.3 Les transformations liées au métamorphisme schiste vert terminal . . 175
3.4 Les altérations hypo- et supergènes . . . 175
3.4.1 Les textures . . . 175
3.4.2 Conditions de gisement . . . 176
3.5 Conclusion . . . 176

Cinquième partie : Données isotopiques **180**

Chapitre 1 : Les isotopes du carbone et de l'oxygène **181**

1.1 Introduction 182
1.2 Les résultats analytiques 182
1.3 Interprétation 183
1.4 Conclusion 184

Sixième partie : Conclusion générale 185

Chapitre 1 : Modèle de genèse des minéralisations sulfurées 186

1.1 Modèle de genèse des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse 187
1.2 Comparaison avec la croûte océanique actuelle et les ophiolites 188
1.3 Problèmes et perspectives 191

A : Planches photographiques 192

B : Bibliographie 205

C : Tableaux analytiques 236

Liste des échantillons étudiés 279

Liste des analyses 287

Liste des abréviations 291

Liste des figures 292

Liste des tableaux 301

Première partie

Introduction générale

Chapitre 1

Introduction-Problématique

1.1 Les minéralisations sulfurées des rides océaniques actuelles

Depuis leur découverte par des plongés de submersible sur la ride Est-Pacifique (EPR), lors de l'expédition CYAMEX (projet RITA, Francheteau et al. 1978 et 1979) puis lors du projet RISE, à 2800 m de profondeur (Spiess et al. 1980, Mac Donald et al. 1980), les dépôts polymétalliques océaniques ont attiré l'attention de nombreux chercheurs. Ces dépôts ont été découverts à l'axe de la dorsale Est-Pacifique à 21° N puis à 13° N (Hekinian et al. 1980, 1983). D'autres dépôts ont été reconnus sur la même ride vers 12° N (Hekinian et al. 1981) et 20° S et également sur la ride de Juan de Fuca, vers 44° N (Normark et al. 1983) et sur celle des Galapagos à 0°45' N (Law et al. 1981). Ce stock de sulfures assez important s'ajoute à celui connu dans les sédiments de la mer Rouge (fosse Atlantis II), dont le tonnage est évalué à 32,5 millions de tonnes de métal (Fe, Zn, Cu et Pb) (Lowell et Rona, 1985). Des plongées du sous-marin américain ALVIN ont permis d'observer et de filmer les évents hydrothermaux en activité responsables de la formation des amas (Edmond et al. 1979, Spiess et al. 1980, Mac Donald et al. 1980).

De nombreux travaux thématiques ont été réalisés pour connaître la constitution de la croûte océanique ainsi que les processus hydrothermaux conduisant à la formation des dépôts minéralisés. Deux méthodes ont été employées : la géophysique qui se base sur les vitesses de propagation sismique, les mesures de flux thermique, les observations gravimétriques et les anomalies magnétiques pour déterminer la structure ; la pétrologie qui, par l'étude des échantillons dragués et obtenus par sondage, permet de définir la nature lithologique de la croûte.

La structure de la croûte océanique comporte de haut en bas trois couches. La couche 1, sédimentaire a une épaisseur trés variable (en moyenne 0,4 km). La couche 2, formée de basaltes en coussins et d'un complexe filonien, a une épaisseur moyenne de 1,7 km. La couche 3, d'épaisseur moyenne de 4,9 km, est formée de gabbros isotropes et de cumulats basiques et ultrabasiques. Sous le Moho, on rencontre les péridotites du manteau supérieur. Les modèles géologiques actuels admettent que la croûte océanique s'est formée à partir de chambres magmatiques crustales alimentées par le magma issu de la fusion partielle du manteau supérieur sous-jacent. Ces chambres magmatiques sont alignées le long de l'axe d'accretion.

Les minéralisations sulfurées de fer, cuivre et zinc sont le résultat de

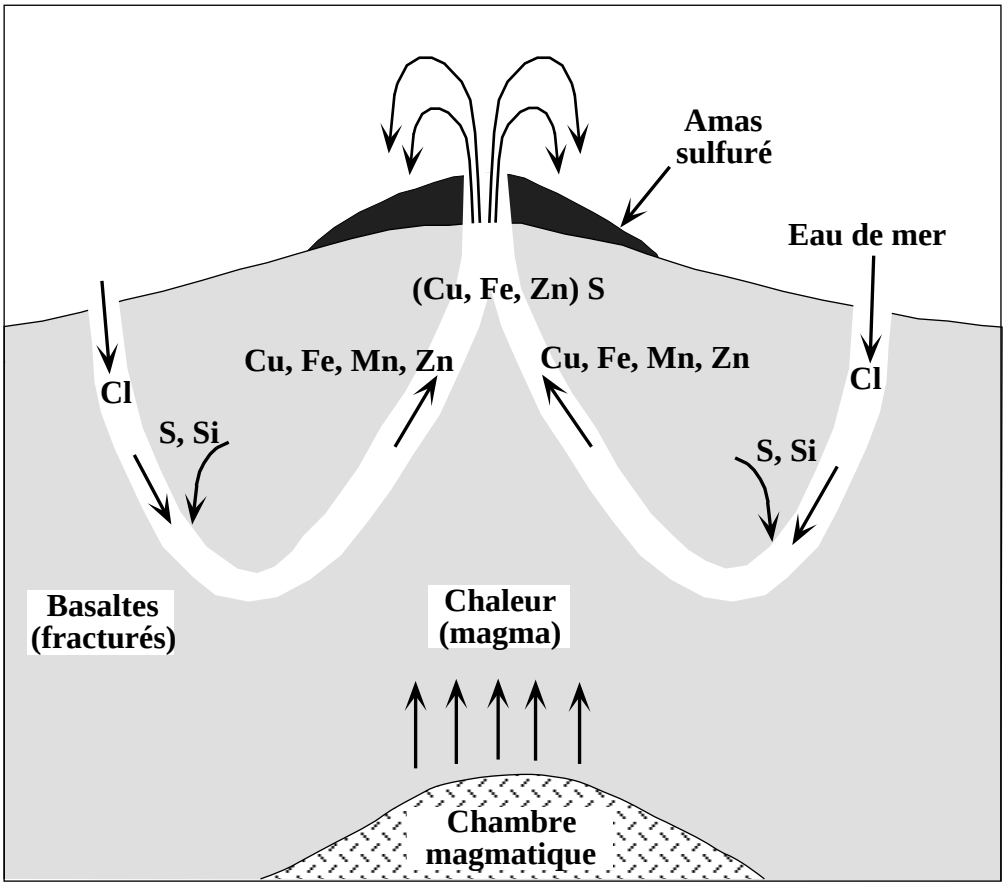


Figure 1.1.1 : *Modèle de genèse des amas sulfurés des rides océaniques actuelles (d'après Rona, 1984).*

l'interaction de l'eau de mer avec les roches de la croûte océanique dans laquelle ce fluide circule en empruntant un réseau de fractures. Il s'établit ainsi des cellules de convection qui ont pour principal moteur la chaleur dégagée par la chambre magmatique. L'eau de mer réchauffée jusqu'à des températures de 350 °C se charge en soufre réduit et en métaux transportés sous forme de complexes avec le chlore. Le fluide hydrothermal ainsi formé arrive sur le plancher océanique. Il réagit à son tour avec l'eau de mer froide pour donner naissance aux cheminées hydrothermales et provoquer la précipitation des amas sulfurés (figure 1.1.1).

L'étude d'échantillons dragués ne donne qu'une information sur la lithologie du plancher océanique et rien sur la géométrie du système hydrothermal dans la croûte. De plus, les dépôts en stockwork sont difficilement accessibles puisque situés à plus grande profondeur que les amas visibles en surface. C'est pourquoi il est intéressant d'étudier les complexes ophiolitiques et leurs minéralisations sul-

furées associées où les relations entre les différentes formations sont visibles en trois dimensions. Cependant, dans ce cas, les informations initiales ont pu être plus ou moins éffacées par les transformations ultérieures (diagenèse, métamorphisme...).

1.2 Les minéralisations sulfurées des ophiolites téthysiennes

1.2.1 La dualité des ophiolites téthysiennes

Les ophiolites sont interprétées comme des témoins d'anciennes lithosphères océaniques incorporées tectoniquement au sein des chaînes continentales. L'un des complexes ophiolitiques le plus étudié dans le monde est celui de Chypre. Les travaux effectués dans ce complexe trouvent leur justification dans son potentiel métallogénique trés élevé. La séquence ophiolitique comprend, de bas en haut, des péridotites tectonisées du manteau supérieur, des cumulats basiques et ultrabasiques, des gabbros isotropes passant à des dolérites massives et des plagiogranites, un complexe filonien et puis des laves en coussins. Sur cette dernière unité repose des sédiments calcaires et des jaspes.

Les ophiolites téthysiennes d'âge Mésozoïque ont été subdivisées en deux types selon leurs caractéristiques pétrologiques (Rocci et al. 1975). Dans cette classification, les ophiolites de type I regroupent les assemblages de Méditerrannée occidentale (Corse). Elles ont des affinités étroites avec le manteau supérieur et la croûte océanique. Les ophiolites de type II regroupent les assemblages de Méditerrannée orientale (Chypre, Oman et Turquie). Elles ont des affinités avec les arcs insulaires et bassins marginaux associés. Les conséquences métallogéniques de cette dualité sont importantes (Ohnenstetter et al. 1979). Dans les ophiolites de type II, les gisements de chromite et les amas sulfurés sont présents et souvent volumineux, tandis que dans les ophiolites de type I il n'y a pas de gisements de chromite et les amas sulfurés sont modestes. L'évolution pétrogénétique et métallogénique des ophiolites de type II est influencée par la zone de subduction, dans un contexte d'arc insulaire. Le magma sursaturé en silice (tholéïtes à quartz), présente une faible activité en FeO et de fortes fugacités d'oxygène et de soufre. Dans les ophiolites de type I issues d'un contexte de ride océanique, le magma (tholéïtes à olivine) présente une forte activité en FeO et de faibles fugacités d'oxygène et de soufre.

1.2.2 Les minéralisations sulfurées des ophiolites de Chypre

A Chypre, Les minéralisations sulfurées occupent le sommet des laves inférieures, le long de la ceinture extrusive du complexe ophiolitique de Troodos (Constantinou et Govett, 1973 ; Herzig et Friedrich, 1987 ; Herzig et al. 1991). On les rencontre également dans les unités mafiques et ultramafiques du massif de la forêt de Limassol (Thalhammer et al. 1986). Ce dernier massif est connu par son complexe ophiolitique formé dans la zone de faille transformante d'Arakapas (Simonian et Gass, 1978 ; Bechon, 1982). Les études menées sur ces minéralisations ont montré que la circulation de l'eau de mer dans la partie supérieure de l'ophiolite est à l'origine des fluides responsables du dépôt des minéralisations sulfurées (Chapman et Spooner 1977 ; Heaton et Sheppard 1977 ; Spooner et Bray, 1977 ; Spooner 1980 ; Vibetti et al. 1989) et de l'altération des roches à différents degrés de métamorphisme dans un contexte océanique.

1.2.3 Les minéralisations sulfurées des ophiolites d'Oman

En Oman, les minéralisations sulfurées d'origine hydrothermale sont localisées dans la séquence extrusive ophiolitique. Trois types de minéralisations ont été distinguées selon l'âge (Lescuyer et al. 1988) :

1. **Les minéralisations du Permien supérieur** (minéralisations d'Al ajal dans la nappe ophiolitique de Hawassina). On les rencontre au sommet des pillows lavas basaltiques. Elles sont en liaison avec un magmatisme d'affinité MORB, correspondant à un stade avorté d'une océanisation, dans un bassin intracontinental ouvert dans la partie septentrionale de la marge de la plateforme arabe au Permien supérieur (Bechennec et al. 1990).

2. **Les minéralisations d'Albien supérieur - Cenomanien inférieur**. On les rencontre au contact des deux volcanismes V1 et V2. Quantitativement, ces minéralisations sont les plus importantes à Oman.

3. **Les minéralisations du Cenomano-Turonien**. Elles sont localisées aux sommets des volcanismes V1 et V2.

Les études menées sur les deux derniers types de minéralisations ont mis en évidence une interaction entre l'eau de mer et les roches de la séquence ophiolitique. L'eau de mer pénètre profondément jusqu'au toit de la chambre magmatique. Gregory et Taylor (1981) et Regba et al. (1990) ont mis en évidence deux systèmes de fluides hydrothermaux qui se succèdent dans le temps. Ils sont responsables de l'altération des roches de la séquence ophiolitique et du depôt des minéralisations sulfurées. Le premier système hydrothermal est responsable du dépôt des minéralisations sulfurées d'Albien supérieur - Cenomanien inférieur. Il correspond à la période majeure de l'activité hydrothermale qui a eu lieu dans le bassin de Samail à la fin du volcanisme V1 lié à l'accrétion majeure. Cet activité est liée à des fractures profondes, traversant la pile volcanique et le complexe filonien jusqu'au niveau de la chambre magmatique, parallèlement à l'axe (Haymon et al. 1989). Elles ont servi de conduits pour les fluides hydrothermaux et ont délimité des dépressions locales où sont accumulés les sulfures. Quantitativement, ces minéralisations sont les plus importantes à Oman.

Le second système hydrothermal est responsable du dépôt des minéralisations sulfurées du Cenomano - Turonien. Il est lié à la seconde activité volcanique (V2), alimentée par des dykes et sills en liaison avec les intrusions tardives.

1.2.4 Les minéralisations sulfurées des ophiolites des Alpes et de Ligurie

Dans les ophiolites des Alpes et de Ligurie, les minéralisations sulfurées ont été rencontrées dans les serpentinites (gîte de Monte Catini), dans les gabbros (gîte de Vigonzano) ainsi que dans les basaltes (gîte de Saint Véran). Les travaux peu nombreux dans ces minéralisations n'ont pas permis de dégager un modèle de leur genèse (Bouladon et Picot, 1968, Brigo et Ferrario, 1974 et Bonatti et al. 1976).

1.3 Objectifs et méthodes

La genèse des minéralisations sulfurées des rides océaniques actuelles et celles des ophiolites téthysiennes est étroitement liée à l'activité hydrothermale engendrée par des circuits convectifs de l'eau de mer dans la croûte océanique et dans les parties supérieures des ophiolites. Le moteur de ces circulations est la chaleur dégagée par les processus magmatiques.

En Corse, deux séries ophiolitiques ont été reconnues : la série de l'Inzecca et celle de Rospigliani (Ohnenstetter, 1979). Cette dernière série montre des caractéristiques magmatiques, tectoniques et sédimentaires particulières. Les laves massives et les agglomérats reposent sur un paléoplancher océanique de serpentines et/ou de gabbros par l'intermédiaire d'une couverture discontinue de sédiments détritiques plus ou moins grossiers, intercalés avec des ophicalcites. Ces termes lithologiques sont connus dans les zones transformantes (Bonatti et al. 1974).

Deux missions de deux mois ont été effectuées sur le terrain. Les données de terrain ont confirmé l'existence d'intrusions tardives de ferrodiorites, albitites et granites sodiques dans les serpentinites et leur couverture détritique ou carbonatée (Ohnenstetter, 1979). Ces intrusions seraient liées à un second évènement magmatique postérieur à celui qui est responsable de la formation de la série de l'Inzecca. Ceci nous amène à chercher les rapports entre ces intrusions tardives et l'hydrothermalisme associé aux minéralisations sulfurées et ainsi à préciser la géométrie de la croûte océanique et les mécanismes de mise en place des magmas. L'étude de ces minéralisations va nous permettre de caractériser les paragenèses des différents membres de l'ophiolite, de connaître la composition chimique des différentes phases minéralisées constituant les minéralisations, de définir l'évolution du système minéralisant et donc de préciser les processus génétiques contrôlant le dépôt de ces minéralisations. Ceci va nous permettre de proposer un modèle de genèse des minéralisations sulfurées en tenant compte de ceux déja proposés dans les rides océaniques actuelles et dans les ophiolites téthysiennes.

Des techniques d'analyse ont été utilisées en complément de l'observation pétrographique classique :

La composition des minerais a été déterminée par la méthode **ICP** au laboratoire ACME, Vancouver, Canada, tandis que celle des roches de l'encaissant a été déterminée au laboratoire "Magmas et volcans" à Clermont-Ferrand.

Les analyses qualitatives des minéraux ont été effectuées au **MEB** au laboratoire analytique (BRGM).

Les analyses chimiques des minéraux ont été effectuées grâce aux microsondes électroniques automatisées **"CAMEBAX"** et **"SX"** du laboratoire mixte BRGM-CNRS-Université d'Orléans. Les conditions analytiques sont les sui-

vantes :

- Tension d'accélération : 20 Kv ;
- Courant sonde : 20 nA ;
- Témoins : standards naturels et synthétiques ;
- Programmes de correction : ZAF MBXCOR de Henoc et Tong (1978) sur la microbeam, et PAP de Pouchon et Pouchoir (1984) sur SX ;
- Le temps de comptage a été modulé selon le rapport $\frac{\text{pic}}{\text{bruit de fond}}$, l'importance de l'élément analysé et les possibilités techniques. Ainsi le temps de comptage est de 10 s. Il est prolongé à 20 s sur les pics de Te, Ni, Co, Bi, Sb, Cd, Sn, Se, Hg, Ga, Ge et In. Des analyses avec des temps de comptage plus prolongés (40 s) ont été effectuées pour la recherhe de Au et Ag dans la pyrite.

Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été effectuées au Centre Géoscientifique, Ottawa-Carleton, Canada.

Deuxième partie

Données géologiques et pétrologiques des ophiolites de Corse

Chapitre 1

Données géologiques

1.1 Introduction

La Corse est subdivisée en deux domaines structuraux : a) Le domaine alpin situé au NE de l'île. Il comprend essentiellement les ophiolites et les schistes lustrés post-ophiolitiques. b) Le domaine hercynien est situé dans l'autre partie. Ce dernier est connu essentiellement par ses formations granitiques.

Dans l'édifice alpin, les ophiolites de Corse appartiennent à la zone externe du domaine liguro-piémontais (Dal Piaz, 1974 a et b). Ce dernier domaine appartient à la partie occidentale des ceintures ophiolitiques téthysiennes de la Méditerranée. Les ophiolites de Corse se sont formées du Lias au Jurassique supérieur (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975). Un âge de 161 $\pm$ 3 Ma a été attribué à ces ophiolites par la méthode U-Pb (Ohnenstetter et al. 1981). Les ophiolites de Corse sont dispersées dans les schistes lustrés post-ophiolitiques (Amaudric du Chaffaut et al. 1972, Caron, 1977, Caron et Delcey, 1979 et Caron et al. 1979) (figure 2.1.1). La désorganisation de ces formations a eu lieu pendant l'orogenèse alpine (Durand Delga, 1978).

Les minéralisations sulfurées associées aux écailles ophiolitiques de Corse sont connues sous forme de gîtes modestes. Les gîtes sont localisés dans la région située entre le Golo au Nord et le Fium Orbo au Sud (figure 2.1.1). Cette région comprend quatre massifs ophiolitiques, dont le plus important est celui de l'Inzecca situé au Sud de la Corse alpine. Le massif d'Altiani, situé au Nord du premier est séparé de celui-ci par la vallée de Tavignano. Ce massif se prolonge vers le Nord par le massif de Piano Maggiore et celui de la Casaluna.

1.2 Données bibliographiques

1.2.1 Les minéralisations sulfurées

Les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse ont été étudiées par Routhier et al. (1956 ; 1957). Selon ces auteurs, il s'agit de dépôts exhalatifs liés aux phénomènes volcano-sédimentaires. Bouladon et Picot (1968) ont distingué quatre types de gîtes, mais n'ont pas fourni de modèle de genèse des concentrations minérales. Ces quatres types sont :

1. le type en amas, généralement disloqués dans les serpentinites : Ponte Lecchia.

2. le type pyriteux stratiforme dans les prasinites : Erbajolo.

3. le type filonien dans les gabbros : Casaluna (Orsella), San Quilicio.

4. le type stratiforme en relation avec un niveau de quartzite à riébeckite et aegyrine : Noceta et Vezzani.

1.2.2 Les séries ophiolitiques et leur couverture sédimentaire

En Corse orientale, deux séries ophiolitiques ont été définies : la série de l'Inzecca et la série de Rospigliani (Ohnenstetter 1979). Quant aux séries post-ophiolitiques, quatre séries lithostratigraphiques ont été définies (Caron et al. 1979) :

1. la série de l'Inzecca;

2. la série de Santo-Pietro-di-Tenda;

3. la série Bagliacone-Riventosa;

4. la série de la Castagniccia.

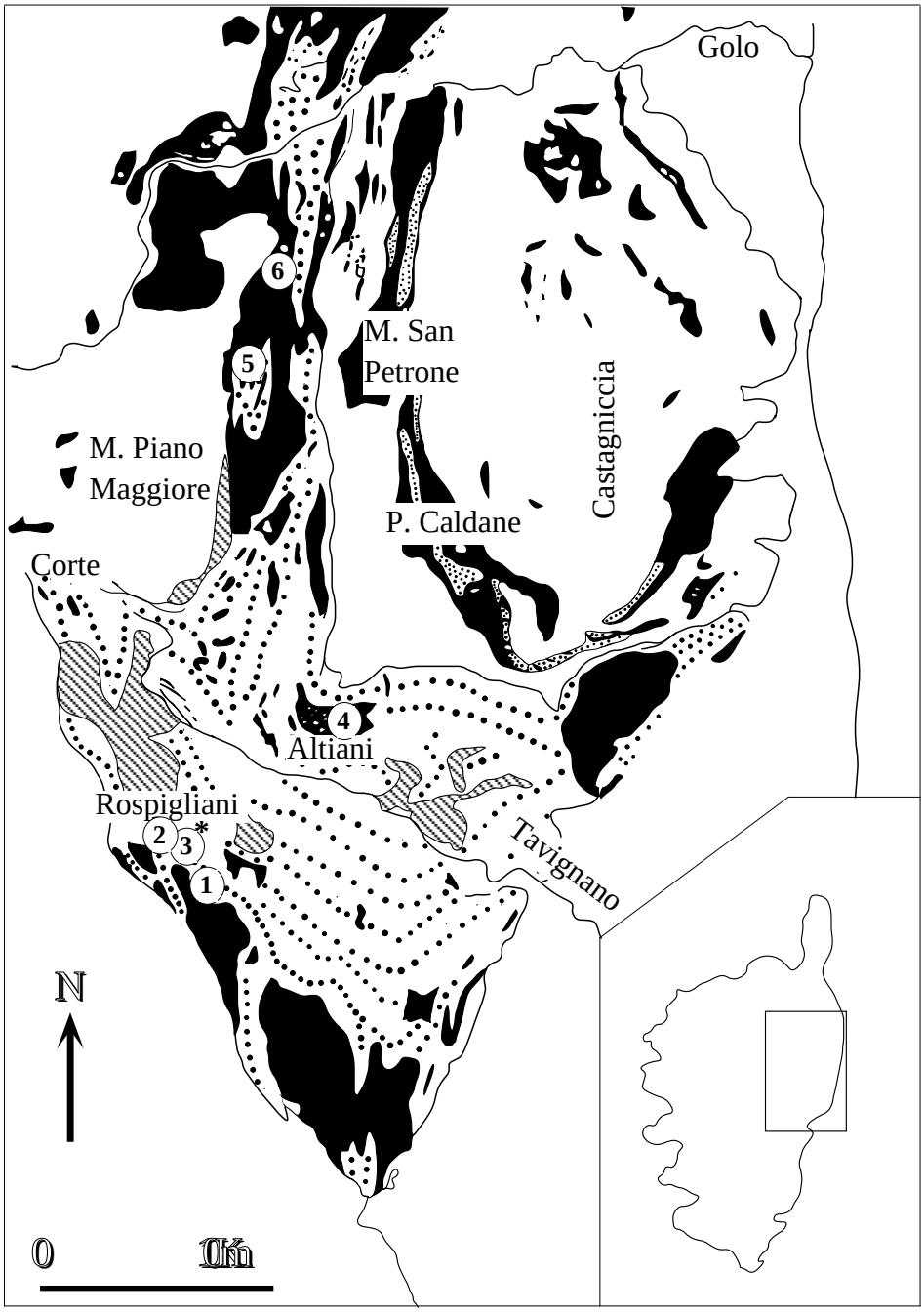
Les deux premières séries sont associées aux ophiolites.

1.2.2.1 Les séries ophiolitiques

1.2.2.1.1 La série de l'Inzecca

Les ophiolites de Corse sont disloquées par la tectonique alpine. La reconstitution du log ophiolitique a été faite par des études pétrographiques et de géochimie des éléments majeurs (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975). Sur la base de ces études et celles de Guillou et al. (1962) et Peterlongo (1968), le puzzle ophiolitique corse (Ohnenstetter et al. 1975) a été reconstitué et il comprend de bas en haut les unités suivantes (figure 2.1.5) :

- **Les péridotites**. Cette unité est constituée essentiellement de lherzolites qui passent progressivement à des harzburgites. Les dunites souvent en poches dans les péridotites sont rares. Les péridotites sont caractérisées par la présence



Gîtes

1 : Vezzani	*3 : Col d'Erbajo*	*5 : Rusio*
2 : Noceta	*4 : Punta Cervio*	*6 : Orsella*

Figure 2.1.1 : *Répartition cartographique des ophiolites dans les schistes lustrés corses (d'après Caron et al. 1979). En noir, ophiolites ; pointillés fins, série de Santo Pietro di Tenda ; pointillés épais, série de l'Inzecca ; hachures, série de Bagliacone Riventosa.*

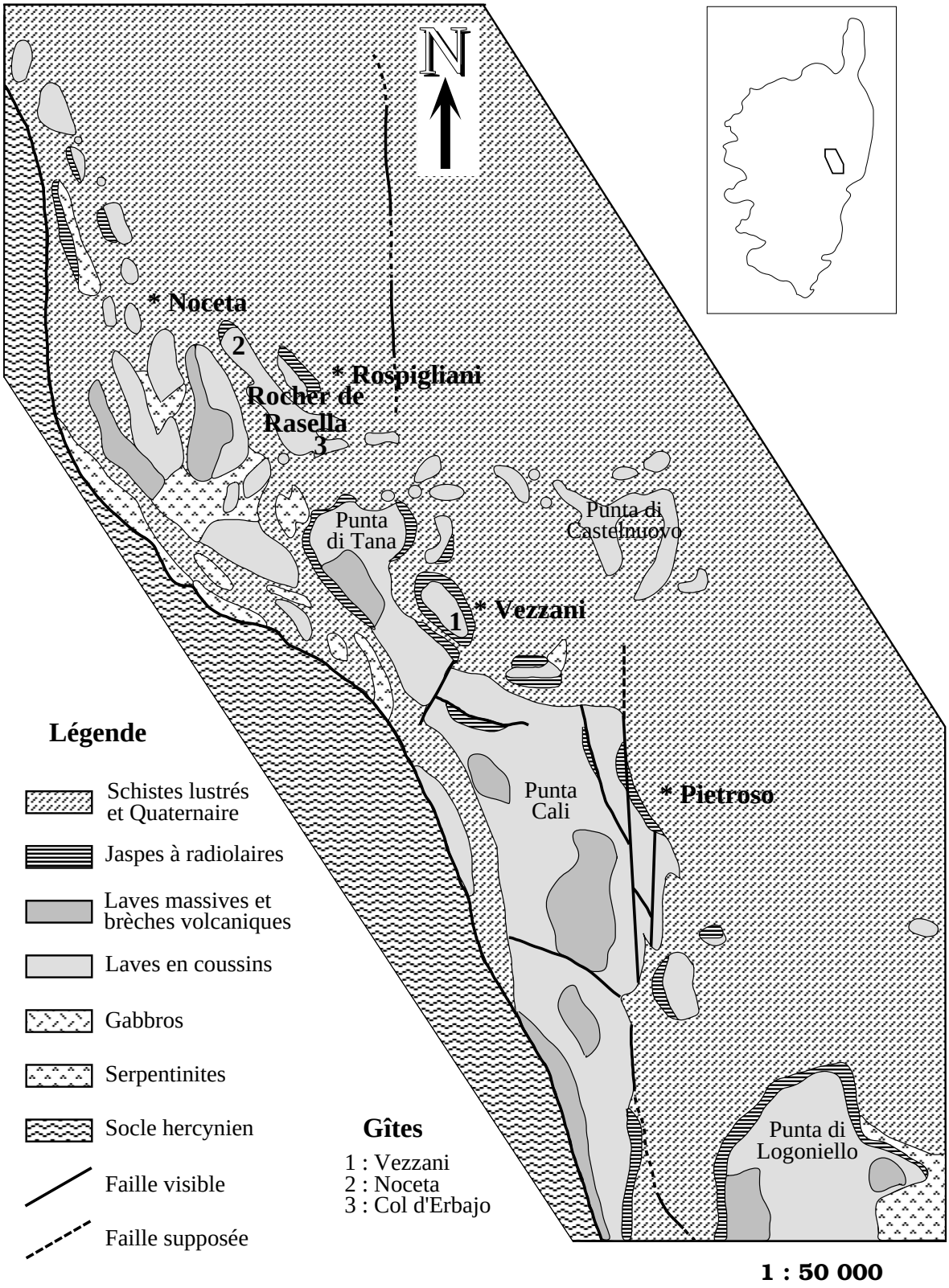


Figure 2.1.2 : *Carte géologique du nord du massif ophiolitique de l'Inzecca (d'après Amaudric du Chaffaut et al. 1985).*

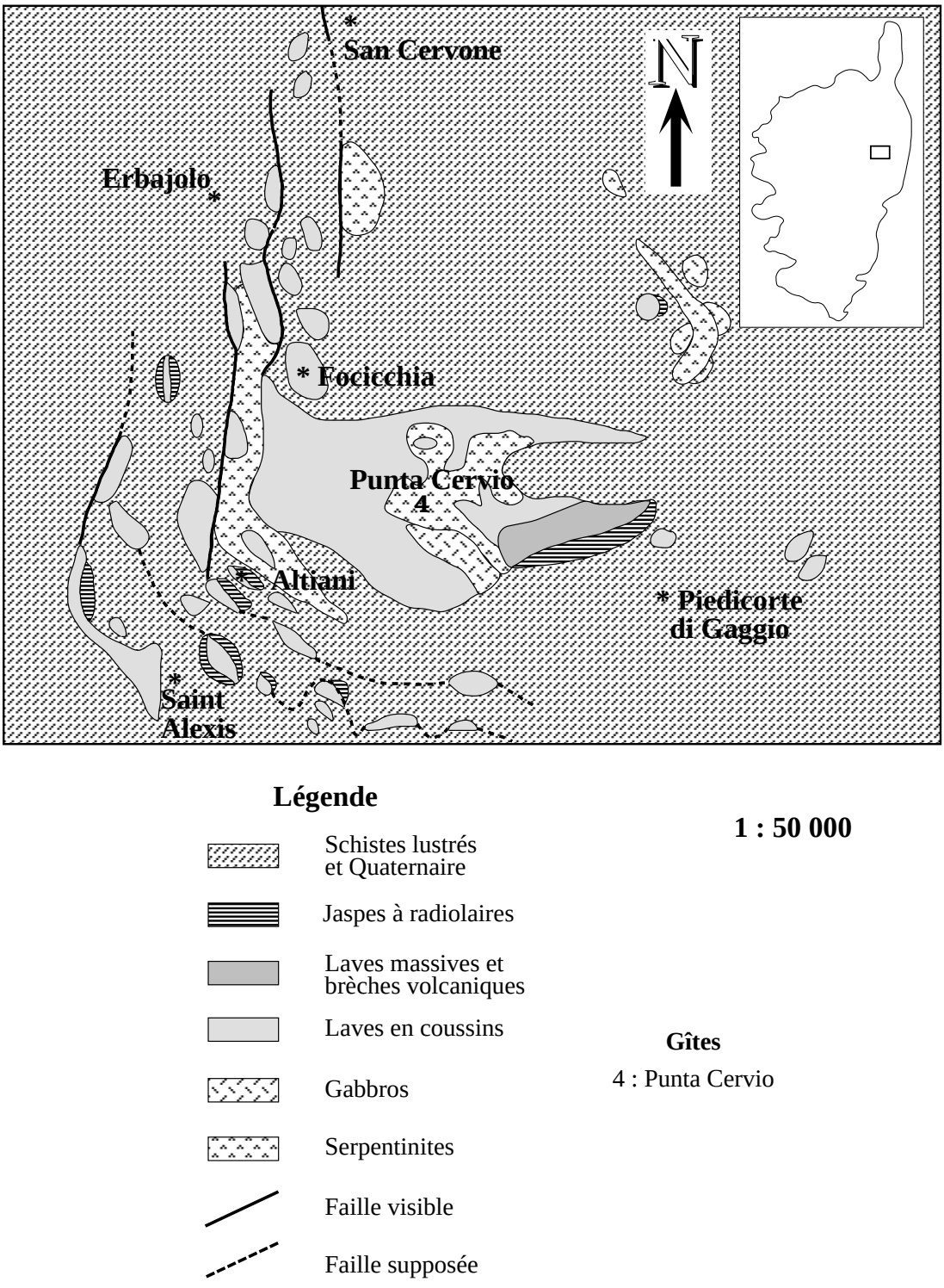
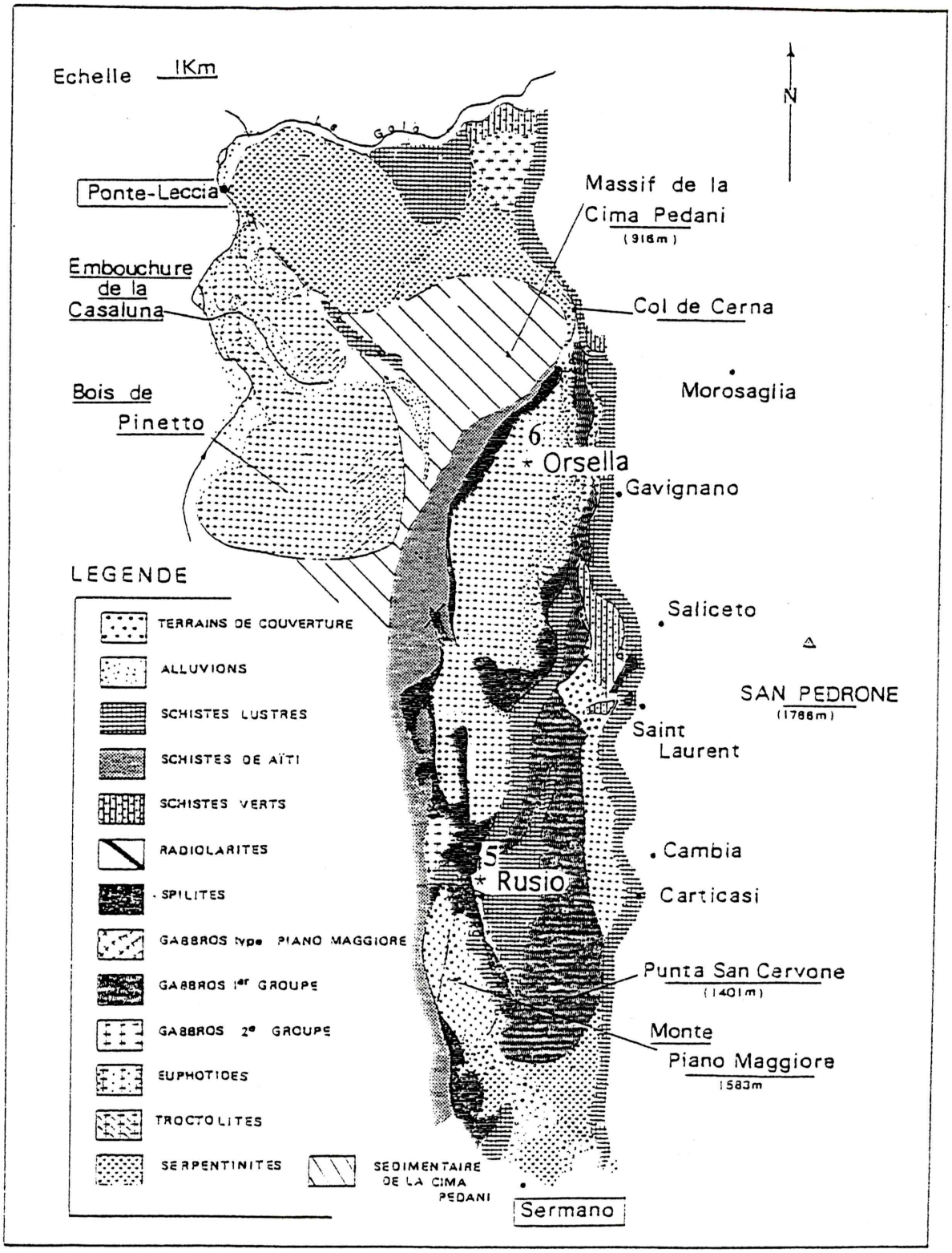


Figure 2.1.3 : *Carte géologique du massif ophiolitique d'Altiani (d'après Amaudric du Chaffaut et al. 1985).*



Gites

5 : Rusio

6 : Orsella

Figure 2.1.4 : *Carte schématique des massifs ophiolitiques de la Casaluna et de Piano Maggiore (d'après Franconi, 1967).*

de phases alumineuses, soit plagioclase, soit spinelle. Les péridotites sont souvent transformées en serpentinites.

- Les cumulats basiques. Cette unité est formée de trois zones : les troctolites, les euphotides et les ferrogabbros. Les gabbros sont tous des cumulats.

- Les troctolites. Cette zone forme la base de la séquence gabbroïque. A la base des troctolites, des niveaux de troctolites, d'anorthosites et de dunites à plagioclases assurent la transition entre les péridotites et les cumulats basiques. Cette zone est constituée essentiellement de niveaux de troctolites et d'allivalites. On rencontre aussi des niveaux minces d'anorthosites, de dunites, de gabbros à olivines et de gabbros. Ces roches sont suivant les cas, des adcumulats, des crescumulats et des hétéradcumulats. Les troctolites sont composées essentiellement de plagioclases et d'olivines localement associés à des clinopyroxènes et à des spinelles.

- Les euphotides. Ces roches sont les plus abondantes parmi les cumulats basiques. Le rubanement est très rare. Cette zone est formée essentiellement de cumulats euphotidiques. Les anorthosites et les gabbros à olivines sont rares. Les euphotides sont formées essentiellement de plagioclases et de clinopyroxènes (diallages). On rencontre parfois des olivines et des minéraux opaques tels que l'ilménite. Les euphotides sont des adcumulats ou des hétéradcumulats.

- Les ferrogabbros. Cette zone forme le sommet de la séquence gabbroïque. Le passage entre les euphotides et les ferrogabbros est marqué par l'alternance de gabbros euphotides et de gabbros mélanocrates riches en minéraux opaques (titanomagnétite et ilménite) et d'apatite. Cette paragenèse forme, avec les plagioclases et les clinopyroxènes, des gabbros intermédiaires qui annoncent les ferrogabbros. Ces derniers sont composés de plagioclases, clinopyroxènes, oxydes de fer (titanomagnétite et ilménite), apatite et zircon. L'olivine et l'orthopyroxène apparaissent localement. Ces roches sont des adcumulats, des hétéradcumulats et localement des mésocumulats.

- Les dolérites massives. Cette unité sépare les laves en coussins des gabbros. Elles forment les bordures de refroidissement des cumulats basiques. Deux

types de dolérites ont été reconnus sur le terrain (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975). Les dolérites de type I sont des roches verdâtres formées de pyroxènes disposés en tablette. Les feldspaths sont peu visibles. Les dolérites de type II sont des roches à cassure sombre et à patine rouille. Ces roches sont riches en feldspaths. Dans le Fium Orbo, les deux types de dolérites sont en abondance égale ; ailleurs, elles sont diversement représentées.

- Les laves en coussins. Cette unité est recouverte par des radiolarites de la série post-ophiolitique de l'Inzecca. Malgré le démembrement de l'ophiolite de Corse, le contact entre les laves en coussins et les radiolarites peut être préservé. Ainsi, dans la partie occidentale du défilé de l'Inzecca et aussi près du gîte de Noceta, des fragments de pillows lavas sont cimentés par du matériel sédimentaire formé de jaspes, montrant le passage des laves en coussins aux radiolarites. La puissance des laves en coussins peut être estimée à 1000-1200 m (Ohnenstetter et al. 1975).

Les laves en coussins sont formées de laves variolitiques, aphyriques et porphyriques et de brèches de laves.

1.2.2.1.2 La série de Rospigliani

La série ophiolitique de Rospigliani définie par Ohnenstetter (1979) est composée de brèches gabbroïques, ophicalcites, agglomérats, diabases massives et albitites. Cette série affleure dans plusieurs points sous formes d'écailles très réduites par rapport à la série de l'Inzecca. Les relations entre les différents termes de cette série ont été étudiées par Ohnenstetter (1979) à Punta di-Castelnuovo, Rospigliani et Punta Corbara dans le massif de l'Inzecca, et à Oscaglia et à Punta Muzzone dans le massif de la Casaluna. Les observations faites par cet auteur montrent que les jaspes à radiolaires représentent probablement le sommet de cette série. Sous cette couverture sédimentaire, on rencontre des laves en agglomérats qui surmontent des ophicalcites. Ces dernières sont associées soit avec des serpentinites soit avec des brèches sédimentaires à éléments de gabbros. Les serpentinites et les gabbros constitueraient le plancher océanique de cette série. Le magmatisme acide est souvent contemporain des émissions basiques.

Dans le massif de Piano Maggiore, la série volcano-sédimentaire du Piano Maggiore est rattachée à celle de Rospigliani (Péquignot et al. 1984). La série est

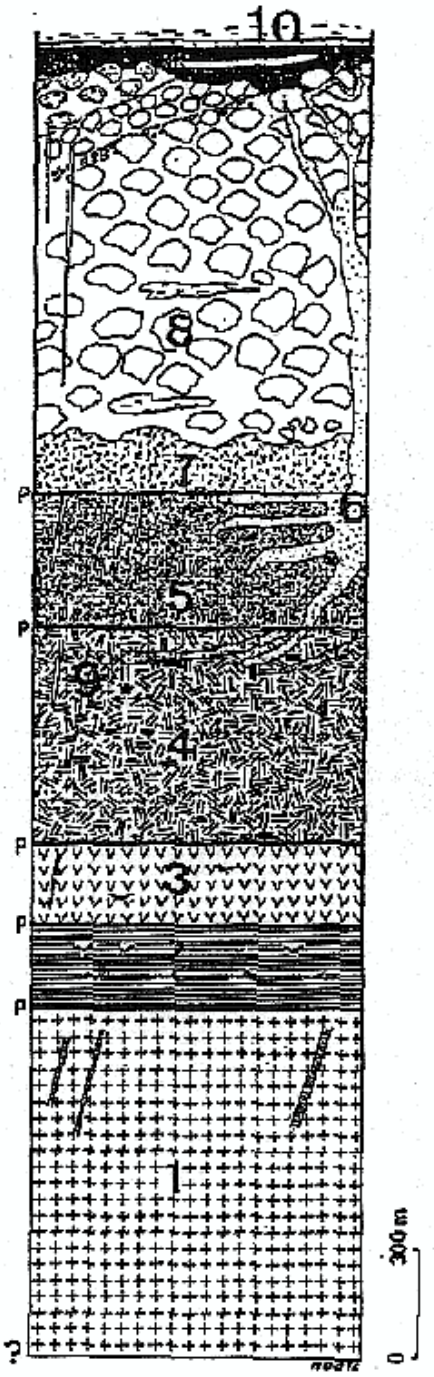


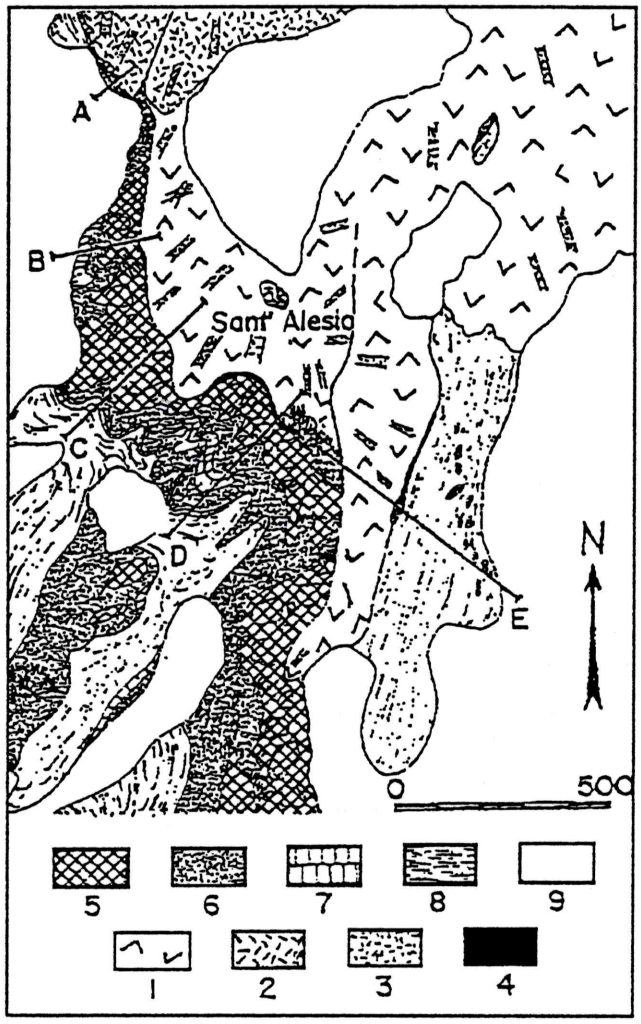
Figure 2.1.5 : *Reconstitution (log) lithologique des différents termes des ophiolites de Corse (d'après Rocci et al. 1976).*

1- Lherzolites localement recoupées par des filons de gabbros, 2- Zones de transition : anorthosites, troctolites, gabbros à olivines, péridotites plagifères, 3- Allivalites, troctolites, 4- Euphotides, 5- Ferrogabbros, 6- Albitites, 7- Dolérites massives, 8- Laves en coussins variolitiques, aphanitiques et porphyriques, 9- Filons diabasiques, 10- Série sédimentaire débutant par des jaspes.

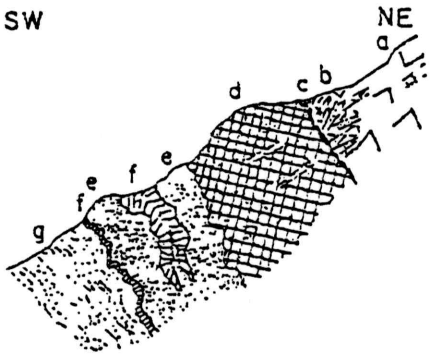
faite de la succession des termes suivants (figure 2.1.6) :

- Des serpentinites dont les structures primaires des péridotites ont disparu.
- Des filons de composition variable :
  - Les filons de gabbros qui recoupent les serpentinites, les gabbros eu-photides et les ferrogabbros de la série de l'Inzecca. La puissance des filons est variable (jusqu'à 3 m).
  - Les filons de diabases (puissance inférieure à 2 m) recoupent les serpentinites, les ophicalcites ainsi que les gabbros eux mêmes. Dans ce dernier cas, les filons de diabases ne dépassent pas 0,5 m de puissance.
  - Les filons et veines de roches acides composées d'albitites (2 à 30 cm de puissance) qui recoupent les gabbros et les diabases en les bréchifiant.

  La densité des filons augmente en se rapprochant du niveau suivant pour former un essaim. Dans ces filons on reconnait des enclaves d'ophicalcites et de gabbros tectonisés.
- Des ophicalcites formant un niveau surmontant les serpentinites ou les filons. Elles renferment des éléments de serpentinites et de gabbros. Dans ces ophicalcites, on reconnaît des structures sédimentaires où des lits de carbonates rouges alternent avec d'autres de carbonates blancs.
- Des brèches polygéniques formées d'éléments de serpentinites, d'ophicalcites, de gabbros et de roches filoniennes. Les éléments de la brèche, de taille très variable (décimètrique à plurimètrique), sont cimentés par du matériel gabbroïque sous forme d'arénite. Ce terme est discontinu latéralement et présente des variations importantes d'épaisseur (Péquignot et al. 1984).
- Des radiolarites du Jurassique supérieur (Péquignot et al. 1984). Elles sont rouges, blanches ou mêmes vertes.
- Des marbres du Jurassique terminal (Péquignot et al. 1984) comparables à ceux d'Altiani.
- La formation d'Erbajolo. Ce terme post-ophiolitique est formé par la succession de schistes siliceux fins et de bancs carbonatés. Cette série est attribuée au Crétacé inférieur (Péquignot et al. 1984).



a



b

Figure 2.1.6 : *a- Carte détaillée de la terminaison du massif ophiolitique de Piano Maggiore. b- Coupe de détail au SSW de la chapelle Saint Alésio. 1- Serpentinites, 2- Gabbros, 3- Filons de diabases et d'albitites, 4- Ophicalcites, 5- brèche à éléments de roches vertes, 6- Radiolarites, 7- Marbres, 8- Formation d'Erbajolo, 9- Quaternaire (d'après Péquignot et al. 1984).*

1.2.2.2 Les séries post-ophiolitiques

La série post-ophiolitique de l'Inzecca est la mieux connue des séries de schistes lustrés (Amaudric du Chaffaut et al. 1972 et Caron, 1977). Cette série est attribuée au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur à moyen par analogie avec certaines séries des Alpes internes et de l'Apennin ligure. Cette série comprend de bas en haut :

1. Des radiolarites (jaspes à radiolaires) rouges et vertes.
2. Des intercalations centimétriques de calcaires marmoréens.
3. Une alternance de schistes et de calcaires (formation d'Erbajolo).
4. Des schistes à niveaux quartzitiques qui succèdent progressivement à la formation précédente, et où les quartzites sont de mieux en mieux développés vers le haut.
5. Des quartzites à niveaux de calcaire gréseux. Par ses faciès comportant des radiolarites et des lits de calcaire marmoréen, cette série a probablement une origine paléogéographique plus interne. Cette série forme la couverture la plus importante des ophiolites (Amaudric du Chaffaut et al. 1972).

La série de Santo Pietro di Tenda est définie par Delcey (1974) et par Caron et Delcey (1979). Son âge est probablement Jurassique terminal (Caron, 1977). Elle présente des analogies avec les sédiments des séries post-ophiolitiques des Calabre (Lanzafame et al. 1979). Elle comprend des quartzites (métaradiolarites et faciès détritiques), des calcaires massifs à galets rhyolitiques et dolomitiques, des calcschistes à passées bréchiques. Par ses faciès calcaires et gréseux, cette série est considérée avoir une origine épicontinentale et donc plus externe que celle de la série de l'Inzecca (Caron et al. 1979).

La série Bagliacone-Riventosa est définie au SE de Corte (Caron, 1977). Elle comprend des calcaires à zones siliceuses, des brèches et des microbrèches (éléments de granites, de rhyolites et plus rarement de calcaires et de dolomies), des calcschistes gréseux plaquetés.

La série de la Castagniccia est actuellement la plus mal connue des séries post-ophiolitiques (Caron, 1977). Elle comprend des calcaires massifs à lits siliceux, des alternances de calcaires et de schistes et des alternances de calcaires et de grès.

1.3 Nouvelles données géologiques

De nouvelles données ont été acquises sur la série de Rospigliani, à laquelle on doit les minéralisations sulfurées.

1.3.1 Description des coupes

L'étude des coupes a été faite dans quatre régions où la qualité des affleurements permet d'observer les relations entre les différents termes des coupes. Ces régions sont :

- Rocher de Rasella (massif de l'Inzecca) ;
- Col d'Erbajo (massif de l'Inzecca) ;
- Punta di-Castelnuovo (massif de l'Inzecca) ;
- Altiani (massif d'Altiani).

1.3.1.1 Rocher de Rasella

L'affleurement du Rocher de Rasella est situé au SW du village de Rospigliani dans le massif de l'Inzecca. Il est bordé du coté sud par le massif de Tana, qui représente le prolongement vers le nord du massif de Cali.

La coupe relevée dans cet affleurement montre du Sud au Nord, la succession des différents termes suivants (figure 2.1.7) :

- Des brèches acides-basiques formées de basaltes et d'albitites.
- Des cumulats de leucoferrodiorites et d'albitites associés au matériel basique, qui montre des structures magmatiques brèchiques. Le litage magmatique des cumulats, quand il existe, s'interrompt très vite latéralement. Il est souligné par l'alternance de leucoferrodiorites et d'albitites. Le contact de phases est

marqué par la disparition du clinopyroxène. Dans ces cumulats, les contacts de formes et de proportions sont fréquents.

- Des brèches ophicalcitiques teintées de rouge par l'hématite. Elles renferment des éléments de serpentinites et de gabbros.
- Des filons de roches basiques et acides de moins de 2 m de puissance. Ils recoupent les brèches ophicalcitiques. Les roches acides ont des compositions d'albitites. Elles peuvent recouper les filons basiques en les bréchifiant.
- Ces termes sont surmontés par des radiolarites de la série post-ophiolitique de l'Inzecca.

1.3.1.2 Col d'Erbajo

L'affleurement du Col d'Erbajo est le prolongement vers l'Est de celui du Rocher de Rasella. Dans cet affleurement, des métasédiments à ophicalcites sont formés d'éléments de gabbros de tailles variables (de 1 mm à 1 m). Ces éléments sont constitués de blocs de gabbros tectonisés (flaser gabbros), de débris de ces roches ou de leurs minéraux (principalement les clinopyroxènes et les plagioclases). Les gabbros enclavés présentent des structures de foliation (figure 2.1.8) qui témoignent d'une déformation intraocéanique. Les métasédiments sont recoupés par des veines (de moins de 60 cm de puissance) de leucoferrodiorites.

1.3.1.3 Punta di-Castelnuovo

L'affleurement de Punta di-Castelnuovo est situé au NE du village de Vezzani (figure 2.1.2). La coupe relevée à travers cette écaille ophiolitique permet de caractériser la succession de bas en haut des termes suivants (figure 2.1.9) :

- Des cumulats de leucoferrodiorites et d'albitites.
- Des métasédiments détritiques à éléments de serpentinites cimentés par de la calcite et l'hématite rouge formant des brèches ophicalcitiques.
- Des filons de roches basiques (basaltes) et acides (albitites et granites sodiques) recoupant les métasédiments. La puissance des filons peut atteindre 3 m. Dans certains filons, les magmas basiques et acides se sont affrontés. Dans la zone d'affrontement, la roche est bréchifiée, ce qui témoigne d'une mise en place simultanée des deux magmas.

- Des laves massives sous forme d'agglomérats reposant sur les métasédiments ophicalcitiques. Au niveau du contact, on observe des fragments d'agglomérats cimentés par un mélange d'hyaloclastites et de carbonates.

1.3.1.4 Altiani

La série de Rospigliani de cette région a été étudiée à Saint Alexis, au sud du village d'Altiani. Dans ce secteur, deux coupes de référence ont été relevées dans les deux écailles SW et NE :

1.3.1.4.1 L'écaille SW

La coupe relevée dans l'écaille SW (figure 2.1.10) montre que des laves massives sous forme d'agglomérats reposent sur des ophicalcites à éléments de serpentinites. Ces laves renferment des enclaves d'ophicalcites. Les agglomérats sont surmentés par un niveau sédimentaire de carbonates blanc-gris. Il s'agit des calcaires marmoréens de la série post-ophiolitique de l'Inzecca. A la base de ce niveau, le sédiment est riche en éléments d'agglomérats. Sur ce niveau de carbonates reposent des schistes et des calcaires en alternance (formation d'Erbajolo).

1.3.1.4.2 L'écaille NE

La coupe relevée dans cette écaille ophiolitique (figure 2.1.11) montre que des intrusions de roches acides formant localement des brèches magmatiques avec des basaltes ont intrudé des ophicalcites à éléments plus ou moins grossiers de serpentinites. Des filons de roches acides ou basiques issus des intrusions recoupent l'encaissant en isolant des septas d'ophicalcites. Dans certains cas, le filon acide recoupe le filon basique. Dans ces roches, on y reconnaît des enclaves d'ophicalcites. La série est recouverte par des schistes et des calcaires en alternance de la formation d'Erbajolo.

1.3.2 Les brèches ophicalcitiques

Les brèches ophicalcitiques sont des roches intimement associées aux serpentinites sur lesquelles elles reposent par contact stratigraphique. Elles forment avec

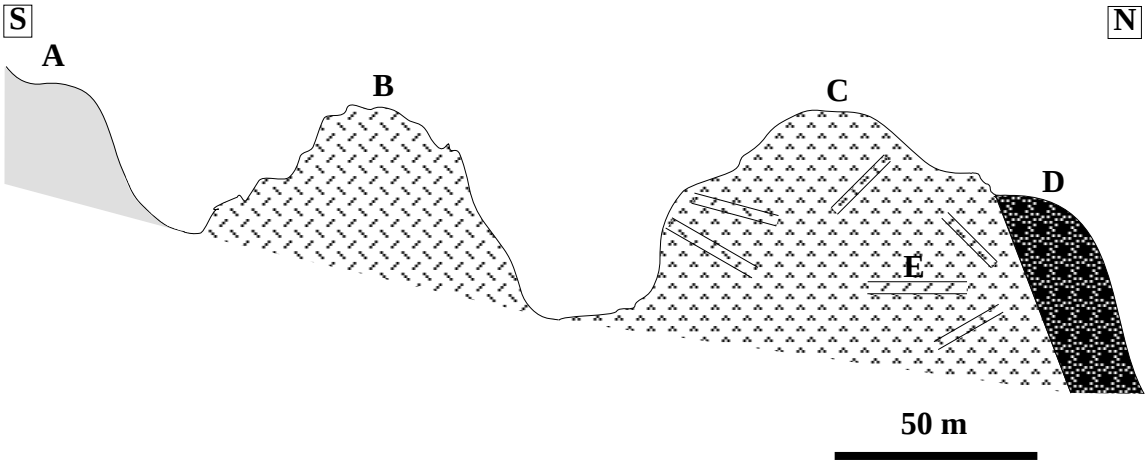


Figure 2.1.7 : *Coupe schématique relevée au Rocher de Rasella (SW de Rospigliani, massif de l'Inzecca) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Brèches acides-basiques, B- Cumulats de leucoferrodiorites et d'albitites, C- Ophicalcites, D- Radiolarites, E- Filons de roches basiques et acides.*

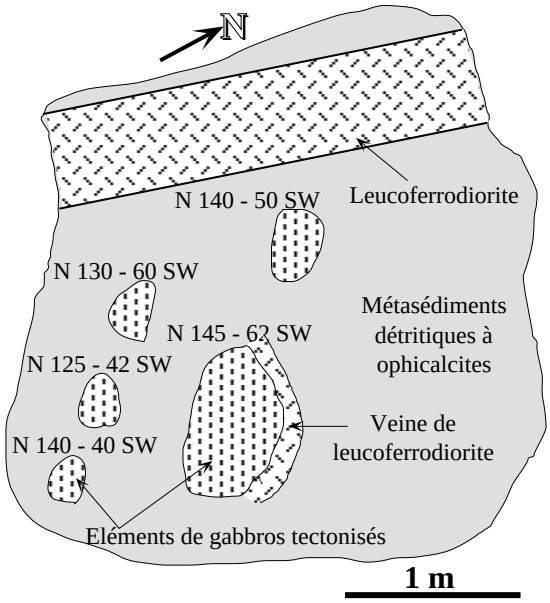


Figure 2.1.8 : *Brèche sédimentaire à éléments de gabbros tectonisés pris dans une matrice ophicalcitique. La brèche est veinée de leucoferrodiorites (Col d'Erbajo, massif de l'Inzecca).*

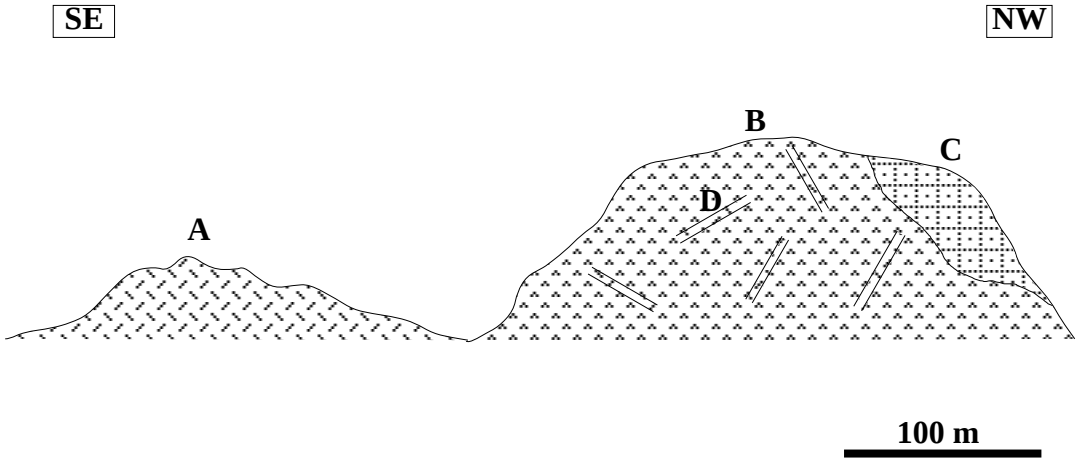


Figure 2.1.9 : *Coupe schématique relevée à Punta di Castelnuovo (NE de Vezzani, massif de l'Inzecca) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Cumulats de leucoferrodiorites et d'albitites, B- Métasédiments à ophicalcites, C- Laves massives (agglomérats), D- Filons de roches basiques et acides.*

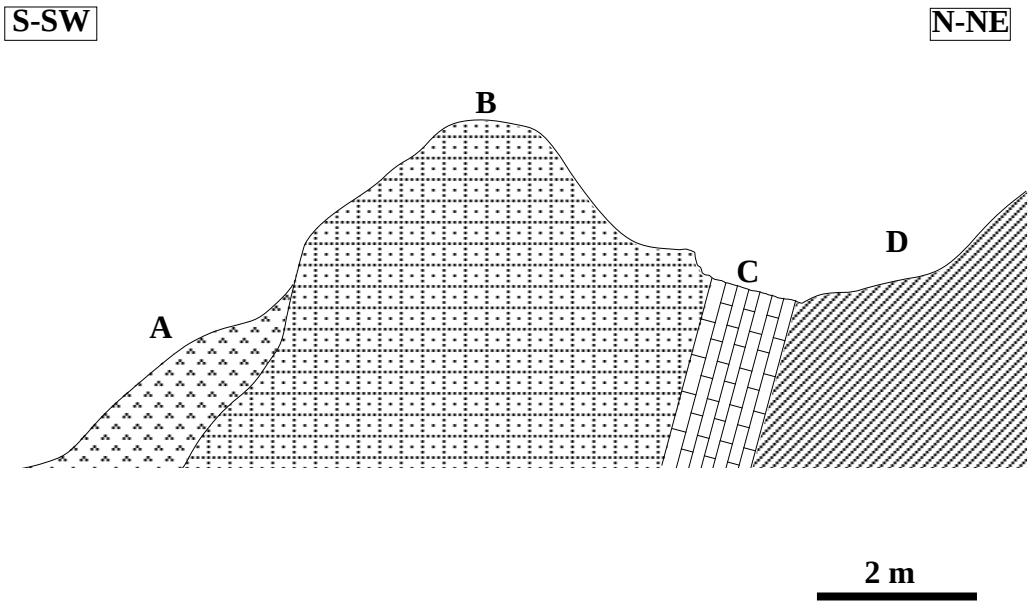


Figure 2.1.10 : *Coupe schématique relevée dans l'écaille SW de Saint Alexis (massif d'Altiani) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Ophicalcites, B- Laves massives (agglomérats), C- Calcaires marmoréens, D- Schistes lustrés post-ophiolitiques.*

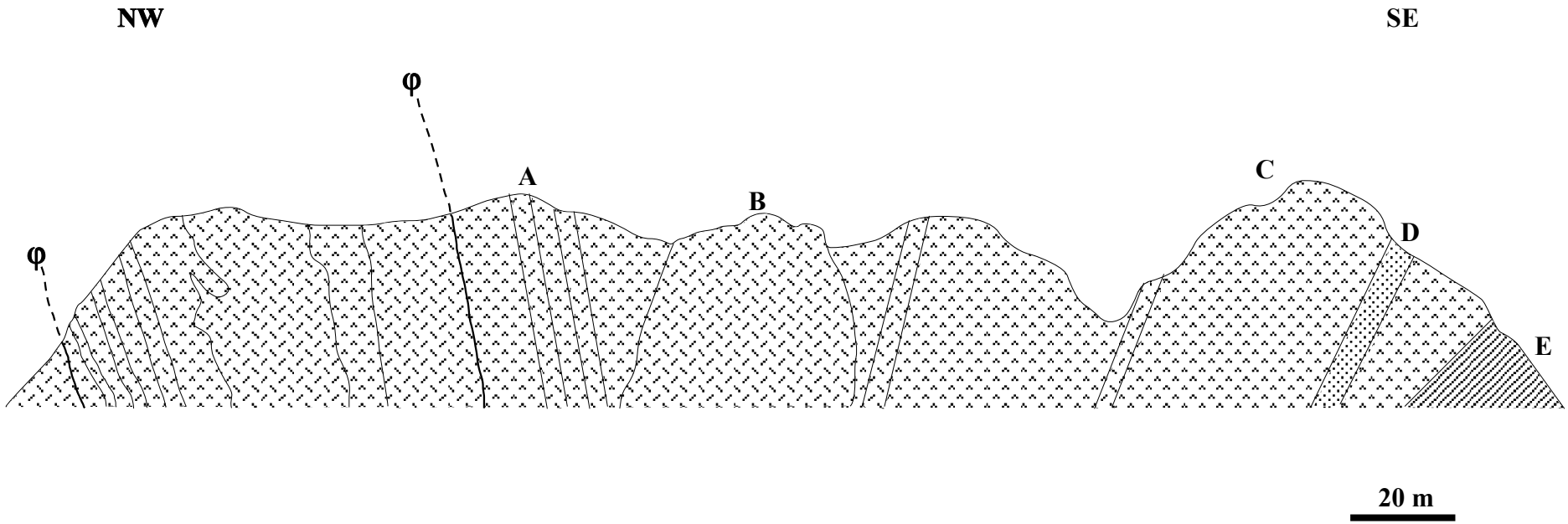


Figure 2.1.11 : Coupe schématique relevée dans l'écaille NE de Saint Alexis (Massif d'Altiani) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Filons acides-basiques, B- Intrusion acide-basique, C- Ophicalcites, D- Filon basique, E- Schistes lustrés post-ophiolitiques.

les serpentinites et les gabbros, l'encaissant du magmatisme de la série de Rospigliani. Les ophicalcites sont surmontées par des agglomérats, eux-mêmes surmontés par des radiolarites (figure 2.1.12).

1.3.2.1 Fabriques sédimentaires et tectoniques

Les ophicalcites sont des brèches composées de clastes de taille millimétrique à métrique. Juste au dessous du contact ophicalcites/serpentinites, les serpentinites sont fracturées. Les fractures sont remplies par du matériel ophicalcitique. Il s'agit d'une fragmentation tectonique et d'un remplissage sur place des fractures par les ophicalcites. Les clastes sont de nature ophiolitique. Il s'agit essentiellement de blocs de serpentinites ou de gabbros tectonisés (photo 4.6). On peut rencontrer également des débris de ces roches ou de leurs minéraux (principalement les clinopyroxènes et les plagioclases). Les clastes sont pris dans une matrice de calcite microsparitique pigmentée par de l'hématite rouge à grain très fin. Les clastes ont souvent des contours angulaires. Lorsque le claste est un clinopyroxène, celui-ci est cataclasé. Les fractures sont alors remplies par de la calcite microsparitique, qui cimente également les fragments fins des clinopyroxènes bréchifiés.

Près du contact ophicalcites/serpentinites, apparaissent des laminations parallèles dans les ophicalcites (photo 4.4). Ces laminations sont très rares. Elles ont été rencontrées dans le massif de Piano Maggiore. L'épaisseur des lamines ne dépasse pas quelques centimètres. On observe dans ces lamines une variation lithologique et granulométrique. Dans le premier cas, la lamination est marquée par l'alternance de lits de carbonates de teinte rouge et de lits de carbonates de teinte blanche. Dans le second cas, la lamination est soulignée par l'alternance de lits de brèches à éléments serpentineux de taille centimétrique, de brèches fines de taille millimétrique également à éléments serpentineux et de lits de calcite de teinte rouge. Ce type de structure sédimentaire a été décrit également dans les ophicalcites des Alpes suisses (Bernoulli et Weisset, 1985). Ces structures montrent qu'il sagit d'un dépôt sédimentaire. La rareté de ces structures sédimentaires et l'absence d'interlits pélagiques suggèrent un dépôt rapide "débris flow" (Tricart et Lemoine, 1983). D'autre part, l'extention latérale des ophicalcites est très limitée. Par conséquent, le dépôt pourrait avoir lieu dans de petits grabens. Cette structure en grabens résulterait du jeu de failles dans les zones tectoniquement actives (Bonatti et al. 1974).

1.3.2.2 Discussion et implications pétrogénétiques

Les ophicalcites sont des brèches qui reposent sur les serpentinites. Cette position stratigraphique a été mentionnée également dans les ophiolites des Alpes occidentales et d'Apennins (Lemoine, 1980 ; Lemoine et al. 1982 ; Früh-Green et al. 1990). On les rencontre également dans les domaines océaniques actuels (Bonatti et al. 1974). Leur formation peut être interprétée de plusieurs manières :

1. Formation par des processus du métamorphisme de contact entre des serpentinites ou des péridotites intrusives et des sédiments (Cornelius, 1935 ; Peters, 1963) ;

2. Formation à partir de mélange entre fluides alcalins issus de serpentinites avec des fluides plus acides issus de roches mafiques ou felsitiques (Trommsdorff et al. 1980) ;

3. Altération hydrothermale de roches mafiques et ultramafiques dans le domaine océanique (Spooner et Fyfe, 1973) ;

4. Origine tectono-sédimentaire (Bonatti et al. 1974 ; Dietrich et al. 1974 ; Gianelli et Principi, 1977 ; Ohnenstetter, 1979 ; Lemoine, 1980 ; Cortesogno et al. 1981).

La première hypothèse est incompatible avec la théorie actuelle de la formation des ophiolites. Les structures tectoniques et sédimentaires sont en faveur de la quatrième hypothèse plutôt que des deuxième ou troisième. En admettant l'hypothèse tectono-sédimentaire, la formation des ophicalcites est liée au fonctionnement des zones transformantes (Decandia et Elter, 1972 ; Bonatti et al. 1974 ; Lemoine, 1980 ; Ohnenstetter, 1979 ; Weissert et Bernoulli, 1985). Dans ces zones tectoniquement active, la croûte océanique est fracturée, le dépôt a eu lieu dans des structures en grabens. Les analyses isotopiques d'oxygène et de carbone sur la calcite des ophicalcites montrent leur origine sédimentaire *(c. f. le chapitre sur les isotopes du carbone et de l'oxygène)*.

1.3.2.3 Conclusion sur les brèches ophicalcitiques

On retient de cette étude faite sur les brèches ophicalcitiques que ces roches proviennent de la destruction des roches de la lithosphère océanique et de leur dépôt dans les zones transformantes.

1.3.3 Synthèse des observations

La synthèse des données inspirées de l'étude comparative des différentes coupes relevées dans les différents points de la série de Rospigliani permettent de reconstituer la succession des termes suivants, de bas en haut de la série (figure 2.1.12) :

- Un substratum composite formé de serpentinites et/ou de gabbros et qui forme le paléoplancher océanique de la série ;
- Des intrusions de leucoferrodiorites, d'albitites ainsi que de granites sodiques ;
- Des ophicalcites à éléments de serpentinites et de gabbros ;
- Des brèches sédimentaires polygéniques à éléments de roches vertes qui remanient les termes de la série. Ce terme est discontinu latéralement.
- Des filons de basalte, gabbro, diabase et de roches acides recoupant le substratum (serpentinites et gabbros) et sa couverture métasédimentaire ;
- Des laves massives sous forme d'agglomérats ;
- Des radiolarites du Jurassique supérieur qui constituent la base des formations post-ophiolitiques ;
- Des niveaux carbonatés (calcaires marmoréens) minces et discontinus latéralement datant du Jurassique terminal.

Les observations faites sur la série de Rospigliani montrent que l'organisation de ses termes n'est pas due à des protrusions du manteau péridotitique comme l'avaient suggéré Cornélius (1935) et Peters (1963). Par contre, la présence de métasédiments à ophicalcites et de brèches sédimentaires, à éléments de serpentinites et de gabbros, particulièrement liés à cette série, montre que la tectonique et la sédimentation ont joué un rôle dans la désagrégation des constituants de la lithosphère océanique et de leur dépôt. Le niveau de brèches à éléments de roches vertes est caractérisé par son épaisseur variable, ainsi que par la taille et la nature variables de ses éléments. La variation de la nature est liée à la nature du substratum : les brèches peuvent contenir des éléments de serpentinites, de roches filoniennes, de gabbros ou d'ophicalcites. On peut également observer les brèches dans les radiolarites ou dans la formation d'Erbajolo (Péquignot et al. 1984). Ceci montre que

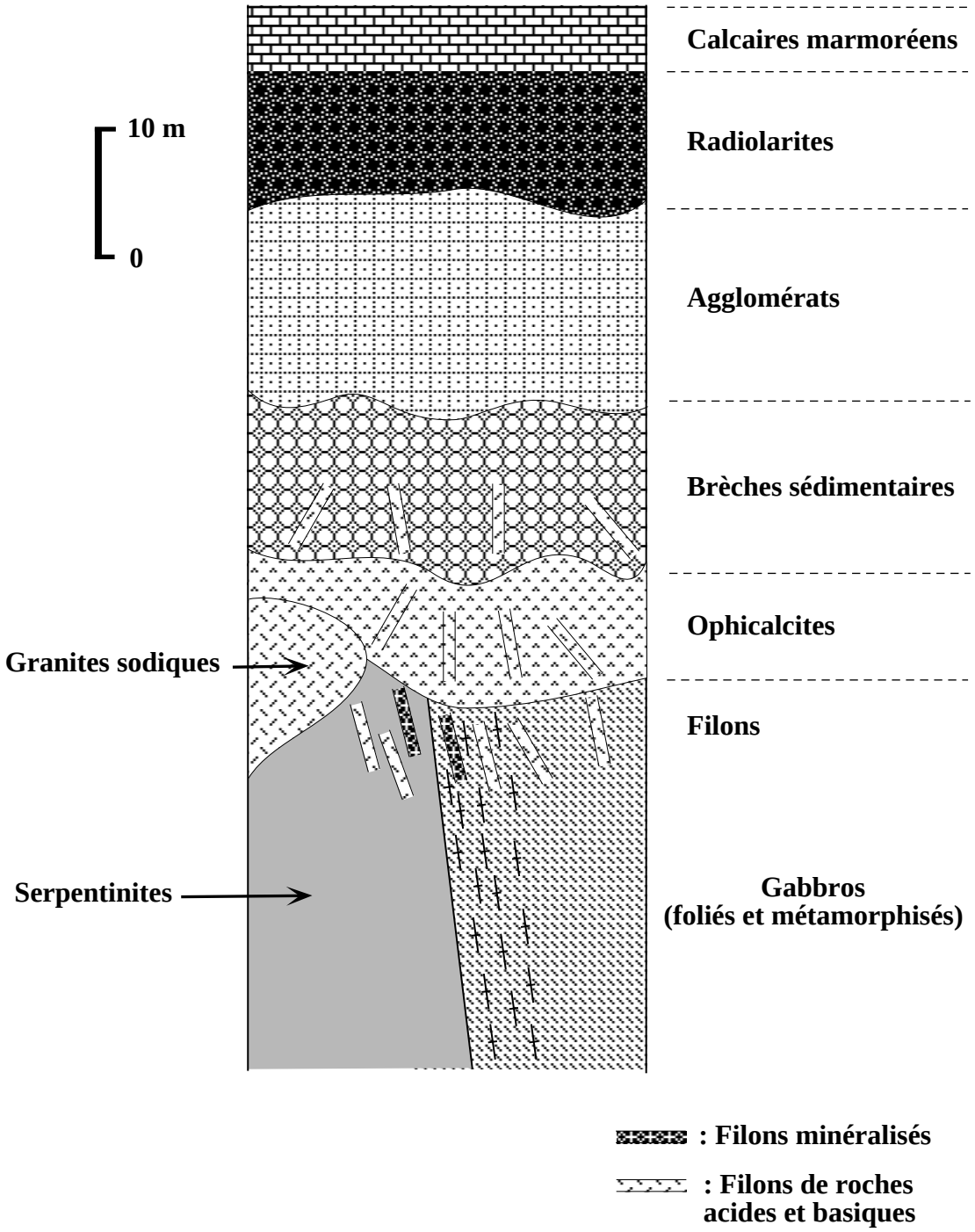


Figure 2.1.12 : *Reconstitution (log) lithologique des différents termes de la série ophiolitique de Rospigliani.*

la désagrégation des constituants de la lithosphère océanique est répétitive dans le temps. Ces termes ont été rencontrés dans les zones de failles transformantes des rides océaniques actuelles (Bonatti et al. 1971, 1973 ; Melson et Thompson, 1971) et au pied des zones de fractures océaniques anciennes (Lagabrielle et Auzende, 1982 ; Lagabrielle et al. 1982 ; Lagabrielle et al. 1992). Les serpentinites et les gabbros qui ont servi de paléoplancher océanique de la série ont subi une remontée asthénosphérique par le système de failles des zones transformantes. Sous ce paléoplancher océanique, avait lieu une activité magmatique traduite par des émissions de laves agglomératiques nourries par un système de filons qui recoupent les termes du substratum et de sa couverture métasédimentaire. Ce type de magmatisme tardif a été récemment signalé par Lagabrielle et al. (1992) dans la zone de la faille transformante de Vema de la ride atlantique. Ces caractères magmatiques, tectoniques et sédimentaires particuliers de la série de Rospigliani, distincts de ceux de la série de l'Inzecca issue du fonctionnement d'une ride normale, permettent de placer sa genèse dans les zones transformantes.

Les séries ophiolitiques de l'Inzecca et de Rospigliani sont recouvertes par des radiolarites du Jurassique supérieur. Ce terme forme la base des formations sédimentaires post-ophiolitiques.

Chapitre 2

Pétrographie et minéralogie

2.1 Introduction

L'étude pétrographique et minéralogique va nous permettre de caractériser les roches des deux séries ophiolitiques de Corse et de montrer les points communs et les différences entre celles-ci.

2.2 Pétrographie et minéralogie

2.2.1 Les laves en coussins

2.2.1.1 Description pétrographique

Les coussins de laves, de couleur verdâtre, sont de taille variable allant jusqu'à 1 m de diamètre. Ils sont souvent pédonculés. Macroscopiquement, on observe des varioles de moins de 1 cm de taille au bord des pillows ainsi que des phénocristaux de plagioclase de taille voisine de 7 mm.

Les textures que présentent les pillows lavas sont variables. L'ensemble de ces textures a été decrit par Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975) :

Les textures variolitiques sont dessinées par des varioles qui sont soit coalescentes, soit isolées dans une matrice faite de minéraux secondaires.

Les textures sphérolitiques sont définies par la disposition radiale des fibres feldspathiques. Cette texture peut s'observer également au coeur des varioles.

Les textures intersertales s'observent généralement au coeur des pillows. Dans certains cas, la texture intersertale peut se superposer à la texture sphérolitique. D'où la possibilité de coexistence des deux types de textures dans une même lame mince. Dans la texture intersertale, la taille des cristaux est relativement grande. Les clinopyroxènes en tablettes sont disposés dans les espaces intergranulaires faits par les lattes de plagioclase. Ce type de texture témoigne d'un refroidissement relativement lent au coeur du pillow.

Les textures porphyriques sont subordonnées aux autres types de

textures. La phase phénocristale est faite essentiellement de plagioclases associés ou non à l'olivine.

2.2.1.2 Minéralogie

La paragenèse minérale primaire constituant les pillows lavas est formé de plagioclases, de clinopyroxènes, d'olivine et de minéraux opaques.

Les plagioclases se présentent sous trois formes :

1. Les phénocristaux sont automorphes. Le rapport longueur/largeur varie entre 2 : 1 et 6 : 1. Leur taille moyenne est voisine de 7 mm. La forme, la taille et la distribution aléatoire de ces phénocristaux au sein des pillows suggèrent que cette phase est intratellurique.

2. Les microphénocristaux sont également automorphes. Les cristaux de taille moyenne voisine du millimètre sont souvent creux.

3. Les microlites de taille inférieure à 0,5 mm se présentent sous les formes squelettiques de trempe ("quench minerals" de Bryan, 1972).

Les olivines sont toujours transformées en chlorite accompagnée de la pumpellyite et la calcite. Des formes relictuelles de ces minéraux indiquent qu'ils ont cristallisé en phénocristaux ou en microphénocristaux.

Les clinopyroxènes se présentent soit sous forme aciculaires soit sous forme de tablettes. Dans le premier cas, ils dessinent des figures de plumes d'oiseaux ou de peignes. Dans le second cas, ils remplissent les espaces intergranulaires formés par les plagioclases.

Les minéraux opaques sont formés de petits cristaux squelettiques disséminés dans la mésostase.

Les spinelles chromifères sont bruns et inclus dans les phénocristaux de plagioclase et dans la mésostase (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975).

2.2.2 Les dolérites massives

2.2.2.1 Description pétrographique

Les textures que présentent les dolérites massives sont variables. L'ensemble de ces textures a été décrit en détails par Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975). Ces auteurs ont distingué deux types de dolérites selon les textures : les dolérites du type I à texture ophitique *(s. l.)* et les dolérites du type II à texture intersertale.

- **Dans les dolérites du type I**, la texture ophitique est caractérisée par des pyroxènes de taille relativement grande, et où les lattes de plagioclase ne sont pas jointives (Clark, 1952) (photo 6.4). La texture subophitique est une variante de la texture ophitique. Elle diffère de celle-ci par la diminution de la taille des pyroxènes (Clark, 1952). Lorsque les pyroxènes sont isolés les uns des autres, on passe à la texture nésophitique (Bailey et Thomas, 1924).

- **Dans les dolérites du type II**, la texture intersertale est caractérisée par des lattes jointives de plagioclase formant une charpente aux espaces interstitiels colmatés par les autres minéraux plus ou moins isométriques (Vuagnat, 1946). La texture intergranulaire (Holmes, 1918) est identique à la précédente, à ceci près que les minéraux interstitiels se présentent en petits grains plus ou moins trapus. Cette texture se développe surtout dans les bordures des roches hypabyssales (Joplin, 1957).

Notons que dans les bordures de ces roches, lorsque le clinopyroxène xénomorphe, amiboïde et le feldspath subautomorphe sont étroitement imbriqués, la texture est appelée pegmatitique ou graphique (Johannsen, 1939). Dans les bordures de ces roches, on peut observer des phénocristaux intratelluriques automorphes de plagioclase et d'olivine, et la texture devient porphyrique.

2.2.2.2 Minéralogie

La paragenèse magmatique comprend essentiellement le plagioclase, le clinopyroxène, l'olivine et accessoirement les minéraux opaques et l'apatite.

2.2.2.2.1 Les plagioclases

- **Dans les dolérites du type I**, les plagioclases sont de petite taille (<1,2 mm). Cette taille serait dûe à un temps d'accroissement des lattes de plagioclases. Celles-ci ne peuvent pas former de triangles ; elles restent isolées ou disposées en quinconce. La texture est par conséquent du type ophitique.

- **Dans les dolérites du type II**, les plagioclases sont grands et de taille variable pouvant atteindre 8 mm. Dans ce cas, la croissance des lattes est complète ; elles peuvent alors former des triangles dont les espaces interstitiels seront remplis par d'autres minéraux. Par conséquent, la texture est intersertale.

L'absence de zonation dans les plagioclases nous conduit à penser qu'il n'y a pas eu de changement important des conditions pendant la cristallisation du magma.

2.2.2.2.2 Les clinopyroxènes

- **Dans les dolérites du type I**, les clinopyroxènes sont assez grands (2 à 8 mm). Ces clinopyroxènes sont creusés à leurs bords par les plagioclases.

- **Dans les dolérites du type II**, les clinopyroxènes subautomorphes sont relativement de petite taille (0,4 à 4 mm).

2.2.2.2.3 Les reliques d'olivine

Dans les dolérites du type I, d'anciennes olivines ont été pseudomorphosées en chlorite et pumpellyite. Ces reliques sont absentes dans les dolérites du type II. Cependant, Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975) ont décrit une relique d'olivine dans une dolérite intergranulaire de faciès de bordure.

2.2.2.2.4 Les minéraux opaques

Ces minéraux sont complètement transformés en produits secondaires. Selon Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975), il s'agissait d'ilménite dans les dolérites du type I, et de titanomagnétite dans les dolérites du type II.

2.2.2.2.5 L'apatite

Elle n'a été observée que dans les dolérites du type II où elle cristallise en forme d'aiguilles dans les espaces interstitiels.

2.2.3 Les diabases filoniennes

2.2.3.1 Textures et minéralogie

Les diabases filoniennes présentent deux types de textures : la texture ophitique et la texture microlitique porphyrique.

La texture ophitique est la plus fréquente. Elle est caractérisée par des clinopyroxènes plus petits et des plagioclases de taille variable où on peut distinguer des plagioclases plus grands et des plagioclases plus petits. Les premiers sont constitués de cristaux trapus qui dessinent une texture intersertale. Les seconds sont squelettiques. Ils occupent les espaces intergranulaires formés par les premiers. Cette texture rappelle celle des dolérites massives, mais les clinopyroxènes sont plus petits.

La texture microlitique porphyrique rappelle celle des pillows porphyriques. On observe des phénocristaux d'olivine et de plagioclase dans un fond trouble avec des microlites de plagioclase.

2.2.4 Les gabbros filoniens et roches leucocrates

2.2.4.1 Les gabbros filoniens

Les gabbros filoniens du massif de Piano Maggiore sont formés de deux types pétrographiques : les gabbros *(s. s.)* et les ferrogabbros.

Les gabbros sont formés de plagioclases et de clinopyroxènes. Ces minéraux dessinent une texture grenue. Les plagioclases sont de taille variable (de 0,2 à 2 mm), les clinopyroxènes de taille moyenne (de 0,3 à 1 mm).

Les ferrogabbros sont formés en plus de plagioclases et de clinopyroxènes, d'ilménite, titanomagnétite, zircon et d'apatite. La texture est grenue. Les oxydes de fer et de titane ont cristallisé dans les espaces résiduels entre les plagioclases et les clinopyroxènes.

2.2.4.2 Les roches leucocrates

Les roches leucocrates soit sont associées aux ferrogabbros, soit forme des dykes recoupant les euphotides, les gabbros intermédiaires, les ferrogabbros et les ophicalcites.

Les roches leucocrates en filons sont des diorites à grains grossiers ou des albitites. Les roches leucocrates associées aux ferrogabbros sont subdivisées en trois groupes pétrographiques (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980) :

1. **Les diorites**. Ce sont des leucoferrodiorites formées de plagioclases zonés de type oligoclase, clinopyroxène, apatite et oxydes de fer et de titane (ilménite et titanomagnétite). Ces roches sont des méso- ou orthocumulats à grain grossier.

2. **Les albitites** sont formées essentiellement de plagioclases de type albite. Les minéraux accessoires sont plus abondants que dans le cas des leucoferrodiorites. Ces roches sont des orthocumulats généralement à grain moyen.

3. **Les granites sodiques** sont formés d'albite et de quartz. Les minéraux accessoires sont très peu représentés. Les textures de ces roches sont variables. Elles sont granulaires allotriomorphiques ou intersertales, sur lesquelles sont surimposées les textures cataclastiques témoignant de la déformation lors de la mise en place de ces roches. Ces roches sont à grain fin.

2.3 Etude chimique des minéraux

2.3.1 Les clinopyroxènes

Les analyses des clinopyroxènes ont été faites à la microsonde électronique Camebax. Les formules structurales sont calculées sur la base de 6 atomes d'oxygène. La nomenclature adoptée est celle proposée par Poldervaart et Hess (1951) qui est plus détaillée que la nomenclature IUGS de Morimoto (1988). Les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux C.1, C.2, C.3, C.4, C.5 et C.6.

Dans les laves en coussins, les analyses ont été faites sur des clinopyroxènes de deux échantillons. L'échantillon I 3 à texture variolitique a été prélevé au bord du pillow. L'échantillon IN 4 à texture variolitique à intersertale a été prélevé au coeur du pillow.

Dans les dolérites massives, les clinopyroxènes ont été analysés dans deux dolérites de type I et dans deux dolérites de type II.

Dans les diabases filoniennes, les clinopyroxènes ont été analysés dans deux échantillons présentant des textures microlitiques porphyriques, et dans un échantillon présentant une texture ophitique.

Dans les gabbros, les ferrogabbros et les leucoferrodiorites, les clinopyroxènes ont été analysés afin de suivre leur évolution chimique.

2.3.1.1 Les laves en coussins, les dolérites massives et les diabases filoniennes

2.3.1.1.1 Composition chimique des clinopyroxènes

Dans les laves en coussins, les clinopyroxènes sont des augites proches des salites et des salites ($En_{38}Wo_{45}Fs_{17}$ en moyenne) (figure 2.2.1). Ces compositions ont été déjà signalées par Peterlongo (1968) et par Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975). Le premier auteur a également déterminé une ferrosalite.

Dans les dolérites massives, les clinopyroxènes des deux types de dolérites (type I et type II) sont très comparables ; dans les deux cas, il s'agit de l'augite proche des salites ($En_{44}Wo_{41}Fs_{15}$ en moyenne) (figure 2.2.1). Cette composition des clinopyroxènes caractérise les tholéiites des rides océaniques qui sont moins différenciées au contraire de celles des arcs insulaires qui sont relativement différenciées, et dont le chimisme des clinopyroxènes peut évoluer vers des compositions d'augite subcalcique (Ewart, 1976).

Dans les diabases filoniennes, les clinopyroxènes des diabases filoniennes ont des compositions qui varient des endiopsides aux augites ($En_{47}Wo_{41}Fs_{12}$ en moyenne) (figure 2.2.1).

2.3.1.1.2 Le caractère tholéiitique de ride océanique

L'identification des lignées magmatiques par le chimisme des clinopyroxènes a fait l'objet de plusieurs travaux, notamment ceux de Kushiro (1960), Le Bas (1962), Glassley (1974), Nisbet et Pearce (1977) et Leterrier et al. (1982). Quelques diagrammes discriminatoires de ces auteurs seront utilisés pour les clinopyroxènes afin de préciser le caractère tholéiitique de ride océanique des roches étudiées des ophiolites de Corse.

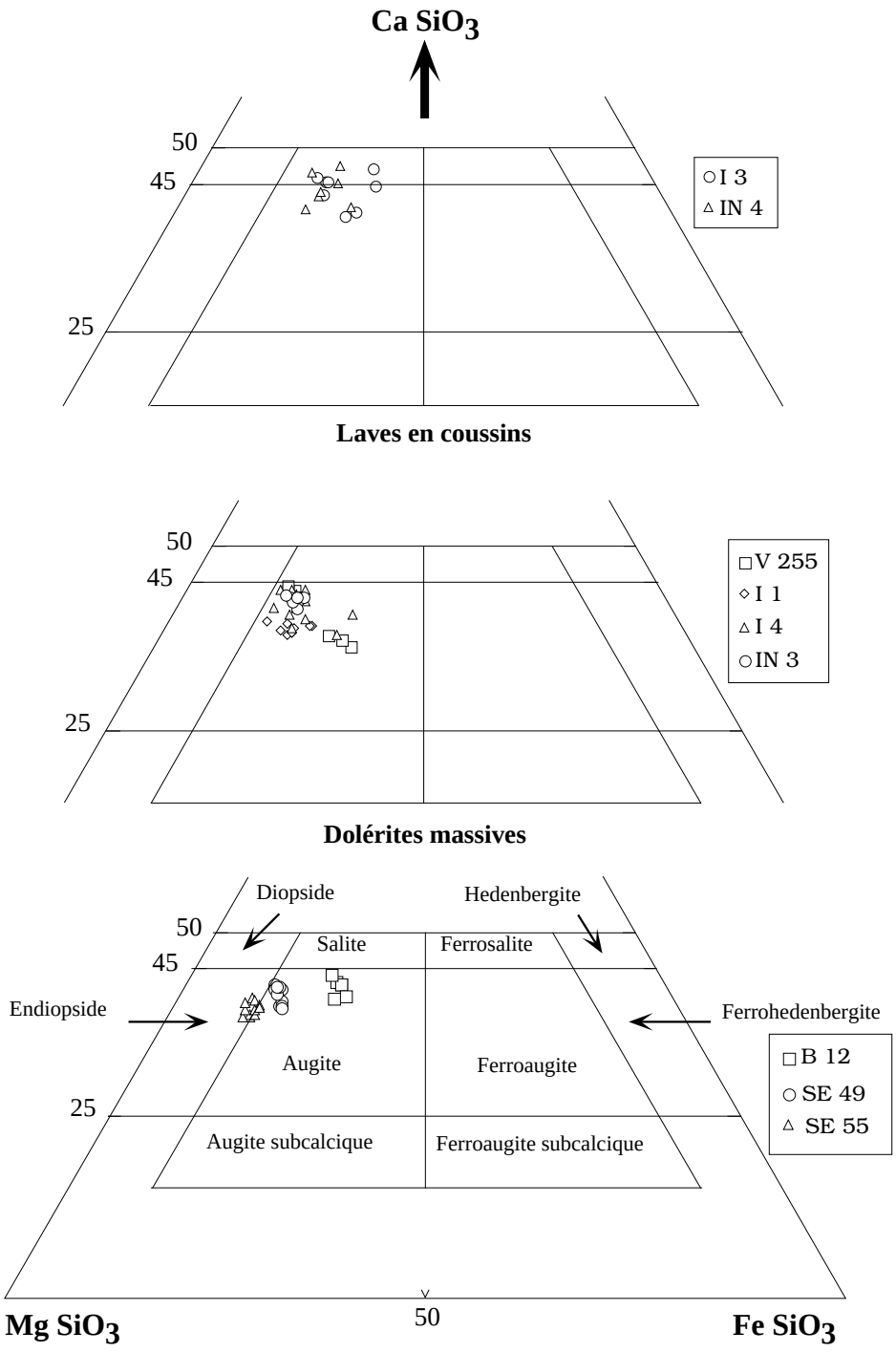


Figure 2.2.1 : *Compositions des clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse, dans le diagramme En-Wo-Fs de Poldervaart et Hess (1951).*

Le caractère subalcalin

Les diagrammes $(Ca+Na)-Ti$ (figure 2.2.2) de Leterrier et al. (1982), $Al_2O_3 - SiO_2$ (figure 2.2.3) de Le Bas (1962) et $Ti - Al$ (figure 2.2.4) de Kushiro (1960) montrent que les clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes sont riches en silice et pauvres en alumine et titane. Ceci indique la nature subalcaline de leurs clinopyroxènes. Par contre, dans les laves en coussins, les points d'analyses représentant les clinopyroxènes se placent majoritairement dans le domaine alcalin ou peralcalin. Cette tendance est différente de la nature subalcaline des dolérites massives et des diabases filoniennes. Les études menées par Kushiro (1960), Le Bas (1962) et Leterrier et al. (1982) ont montré que le principal facteur qui contrôle le chimisme des pyroxènes est la composition chimique du magma hôte. D'autres facteurs sont susceptibles d'affecter la composition chimique des pyroxènes. Parmi ces facteurs, l'ordre de cristallisation des minéraux, qui dépend de la pression totale, la teneur en eau du magma et la fugacité en oxygène. La vitesse de refroidissement du magma exerce également son influence en diminuant la température de nucléation du plagioclase par rapport à celle du pyroxène et en favorisant la croissance cristalline selon des directions préferentielles par rapport à la diffusion en surface (Grove et al. 1977; Walker et al. 1978). Ces deux facteurs permettent l'incorporation de Al et Ti dans la structure des pyroxènes. Cette hypothèse est compatible avec les textures que présentent les laves en coussins, qui traduisent un refroidissement rapide du magma. D'autre part, les dolérites massives issues du même magma que les laves en coussins montrent par leurs textures que le refroidissement du magma est lent. Dans les Alpes françaises, Mévèl et Velde (1976) ont montré que le chimisme des clinopyroxènes des métabasaltes est contrôlé par la vitesse de refroidissement. Ainsi le caractère chimique original du magma hôte des laves en coussins est dissimulé par des compositions chimiques liées à la vitesse de refroidissement.

Le caractère tholéiitique de ride océanique

Dans le diagramme $Ca - (Ti + Cr)$ (figure 2.2.5) de Leterrier et al. (1982), les points représentatifs des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes se situent dans le domaine non orogénique défini par cet auteur.

Dans les diagrammes $TiO_2 - SiO_2$ (figure 2.2.7) de Nisbet et Pearce

(1977) et $TiO_2 - (\frac{MgO}{FeO})$ de Glassley (1974) (figure 2.2.6), les points représentatifs des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes se répartissent dans le champ des basaltes tholéiitiques des rides océaniques. Cependant, on note que les diabases filoniennes montrent une tendance de basaltes tholéiitiques des arcs insulaires marqué par un appauvrissement simultané en SiO_2 et TiO_2 par rapport aux dolérites massives.

2.3.1.1.3 Variation des éléments en fonction de l'indice X mg

$Xmg = (\frac{Mg}{Mg+Fe+Mn})_{at}$ peut être considéré comme un indice de différenciation et de l'évolution de la cristallisation des clinopyroxènes. Il diminue avec la différenciation du magma où cristallisent les clinopyroxènes. Les variations des éléments en fonction de X mg ont été étudiées dans les clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes. Ce qui n'est pas le cas de ceux des laves en coussins puisque leur chimisme est affecté par la vitesse de refroidissement.

- Le diagramme $Xmg - Fe$ (figure 2.2.8) montre un enrichissement en fer au cours de la différenciation. Ce comportement du fer est caractéristique des basaltes de ride océanique (Bunch et Laborde, 1976 ; Bence et al. 1976). L'enrichissement en fer est plus rapide dans le cas des diabases filoniennes ($\alpha = 66°$) que dans le cas des dolérites massives ($\alpha = 52°$).

Les pentes des droites de corrélation sont plus accusées que celles observées dans le cas des basaltes tholéiitiques d'arcs insulaires où l'enrichissement en Fe est plus lent ($\alpha = 45°$) (Çatakli, 1983).

- Le magnésium diminue avec la différenciation (figure 2.2.9). Cette diminution est comparable dans les deux cas.

- L'aluminium diminue d'une manière globale avec la différenciation dans les dolérites massives (figure 2.2.10). Cette diminution est beaucoup plus rapide au cours des premiers stades de cristallisation des clinopyroxènes jusqu'à X mg = 0,75 ; puis il devient constant au dessous de cette valeur. Dans les diabases filoniennes, l'aluminium diminue d'une manière globale avec la différenciation (figure 2.2.10). Ce pendant, on constate que la diminution se fait de manière irrégulière. Selon

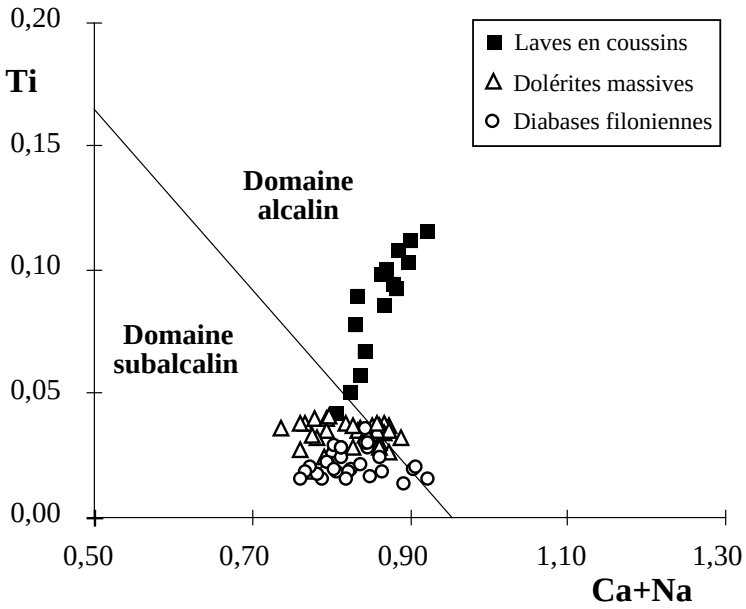


Figure 2.2.2 : *Diagramme Ti-(Ca+Na) de Leterrier et al. (1982), appliqué aux clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

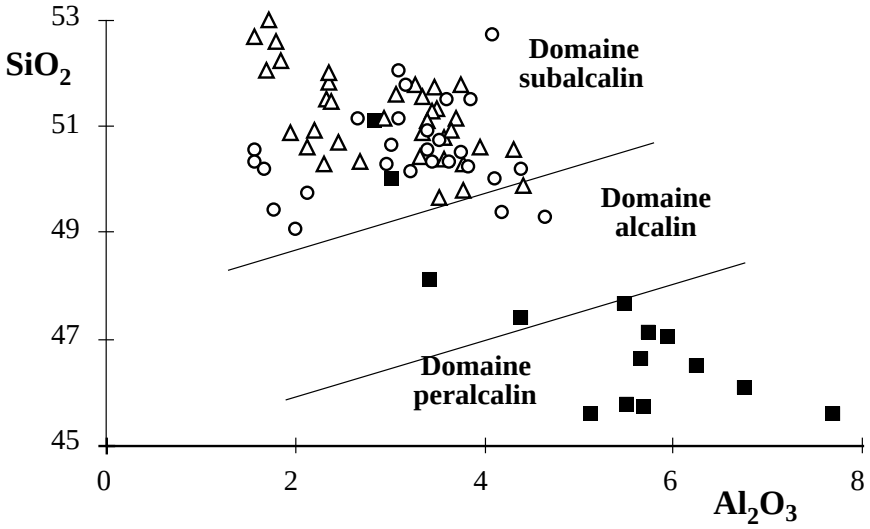


Figure 2.2.3 : *Diagramme $SiO_2 - Al_2O_3$ de Le Bas (1962), appliqué aux clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

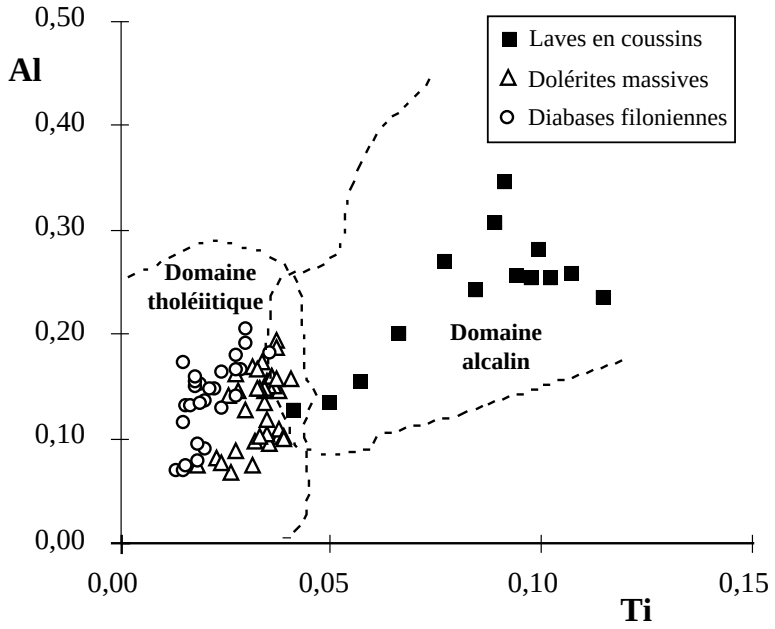


Figure 2.2.4 : *Diagramme $Al-Ti$ de Kushiro (1960), appliqué aux clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

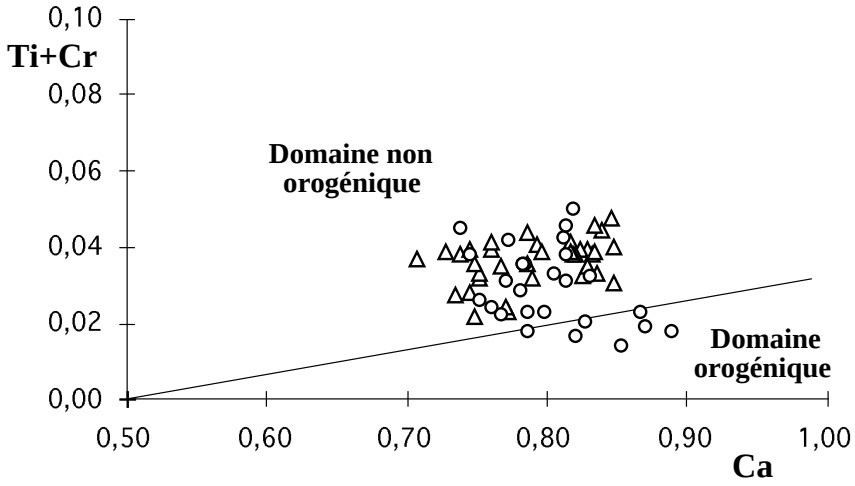


Figure 2.2.5 : *Diagramme (Ti+Cr)-Ca de Leterrier et al. (1982), appliqué aux clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

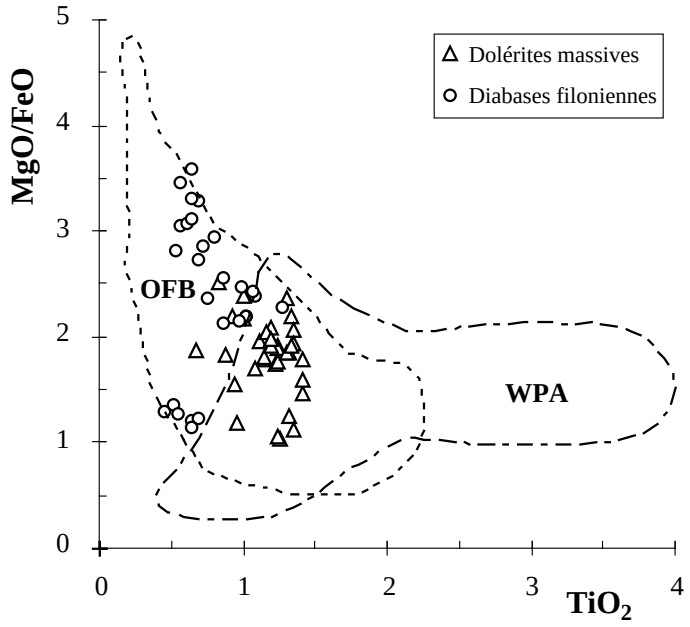


Figure 2.2.6 : *Diagramme* $(\frac{MgO}{FeO}) - TiO_2$ *de Glassley (1974), appliqué aux clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

OFB *: Basaltes tholéiitiques de ride océanique.*

WPA *: Basaltes alcalins intraplaques.*

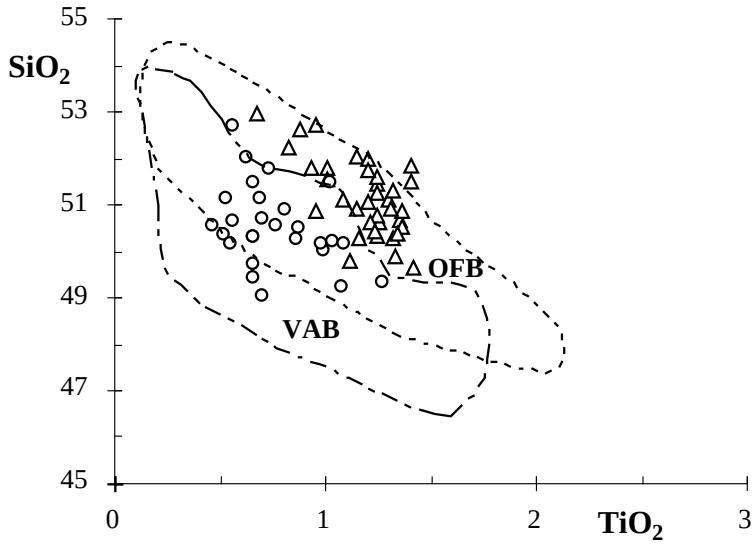


Figure 2.2.7 : *Diagramme* $SiO_2 - TiO_2$ *de Nisbet et Pearce (1977), appliqué aux clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

OFB *: Basaltes tholéiitiques de ride océanique.*

VAB *: Basaltes tholéiitiques d'arc volcanique.*

Grove et al. (1977), Walker et al. (1978), Mévèl et Velde (1976), ces variations peuvent être attribuées à des différences de vitesse de refroidissement des magmas. Les textures que présentent les diabases filoniennes sont en faveur de cette hypothèse.

- Le comportement du calcium au cours de la différenciation diffère entre les deux groupes de roches. Dans les dolérites massives, le calcium a tendance à diminuer avec la différenciation (figure 2.2.11), alors que dans les diabases filoniennes il tend à augmenter. Selon Sinton et Byerly (1980), le calcium diminue avec la différenciation. Çatakli (1983) a constaté également la même tendance dans les tholéiites d'arcs insulaires. Par contre, Schweitzer et al. (1979) ont constaté l'interdépendance du calcium de X mg pendant la différenciation des clinopyroxènes.

- Le titane augmente rapidement pendant la différenciation, jusqu'à X mg = 0,75 dans le cas des dolérites massives, et 0,78 dans le cas des diabases filoniennes. Au dessous de ces valeurs, Ti se stabilise dans le cas des dolérites massives et diminue dans le cas des diabases filoniennes (figure 2.2.12). L'augmentation du titane dans les premiers stades de cristallisation des clinopyroxènes reflète un enrichissement global du titane dans le liquide, contrôlé par la cristallisation de l'olivine et du plagioclase qui n'intègrent pas cet élément. Ce fait est caractéristique des séries tholéiitiques (Myashiro, 1974, Sinton et Byerly 1980). Dans les dolérites massives, la constance de la teneur en titane au cours des derniers stades de la cristallisation des clinopyroxènes peut s'expliquer par la cristallisation tardive des oxydes ferrotitanés qui tamponnent la teneur en titane du système. Ce type d'évolution du titane pendant la différenciation a été également constaté dans les clinopyroxènes des tholéiites des rides océaniques (Sinton et Byerly, 1980 ; Mazzulo et Bence 1976 ; Schweitzer et al. 1979 et Rice et al. 1980). Par contre dans les diabases filoniennes le système n'est pas tamponné. Ceci laisse penser à un régime de remplissage non permanent des chambres magmatiques de petite dimension qui traduit la fermeture du système (Ohnenstetter, 1982).

- Les courbes d'évolution du chrome des dolérites massives et des diabases filoniennes sont identiques. Le chrome diminue très rapidement dans les stades précoces de la cristallisation des clinopyroxènes, jusqu'à X mg compris entre 0,75 et 0,80. Au dessous de X mg = 0,75, il devient constant avec des valeurs très faibles ou pratiquement nulles (figure 2.2.13). La richesse en chrome des clinopyroxènes

(jusqu'à 0,36 % pds.) pendant les premiers stades de leur cristallisation reflète une forte partition de cet élément entre les clinopyroxènes et le liquide (Seward, 1971). Au fur et à mesure qu'avance la différenciation, le chrome diminue très rapidement jusqu'à X mg = 0,8. A ce stade, le chrome serait pratiquement épuisé dans le liquide résiduel (Seward, 1971 ; Gibb, 1973 ; Dungan et al. 1979). Ainsi les clinopyroxènes seraient pauvres en chrome lors de leurs derniers stades de cristallisation.

Les faibles teneurs en chrome des clinopyroxènes lors des premiers stades de cristallisation et l'épuisement très rapide de cet élément pendant la différenciation suggèrent la pauvreté relative du chrome dans le liquide. Ceci est en accord avec les faibles teneurs en Cr (moins de 380 ppm.) dans les roches totales (Beccaluva et al. 1977).

Cette évolution du chrome pendant la différentiation des clinopyroxènes est comparable à celle des clinopyroxènes des tholéiites de ride océanique (Gibb, 1973 ; Ayuso et al. 1976 ; Dungan et al. 1979 ; Mac Sween et Nystrom, 1979 ; Rice et al. 1980, Sinton et Byerly, 1980). Cette évolution montre une légère différence avec celle des clinopyroxènes des tholéiites des arcs insulaires qui est moins accentuée pendant les premiers stades de cristallisation des clinopyroxènes (Gibb, 1973 ; Dungan et al. 1979 ; Çatakli, 1983).

2.3.1.1.4 Synthèse des observations

Au cours de la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes, on constate :

- Une augmentation de manière linéaire du fer avec des pentes plus accusées que celles observées dans les tholéiites d'arcs insulaires.
- Une diminution du magnésium.
- une diminution du calcium dans les dolérites massives et son augmentation dans des diabases filoniennes.
- Une diminution relativement rapide de l'aluminium jusqu'à X mg = 0,75, puis sa stabilisation au dessous de cette valeur dans les dolérites massives, ou une augmentation suivie d'une diminution dans les diabases filoniennes.
- Une augmentation rapide du titane pendant les premiers stades de cristallisation des clinopyroxènes. Pendant les derniers stades de leur cristallisation, le

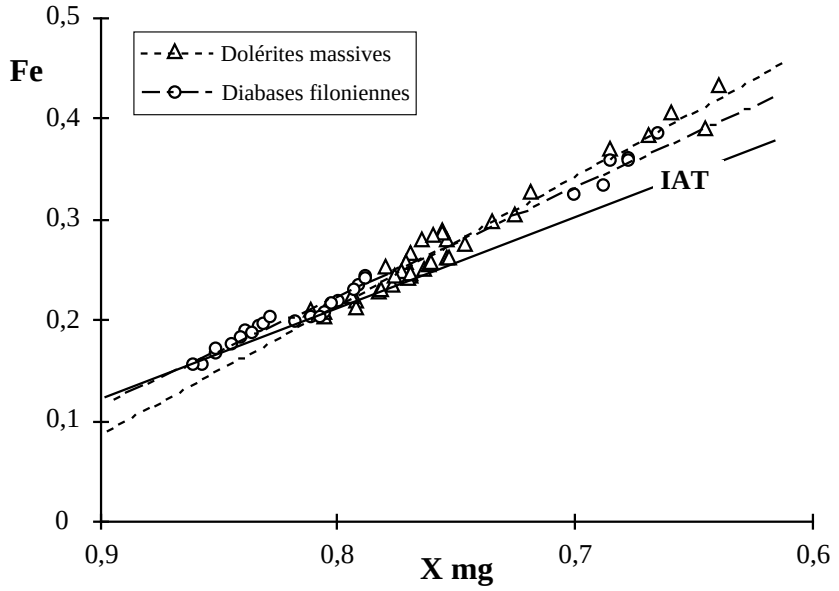


Figure 2.2.8 : *Variation de Fe en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse. La courbe en trait continu est celle des tholéiites d'arcs insulaires (IAT) définie par Çatakli (1983).*

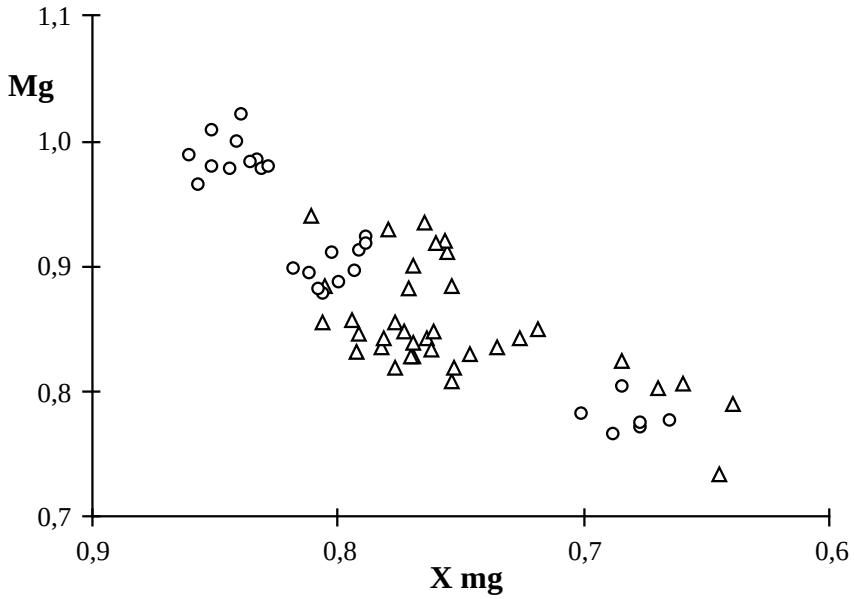


Figure 2.2.9 : *Variation de Mg en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

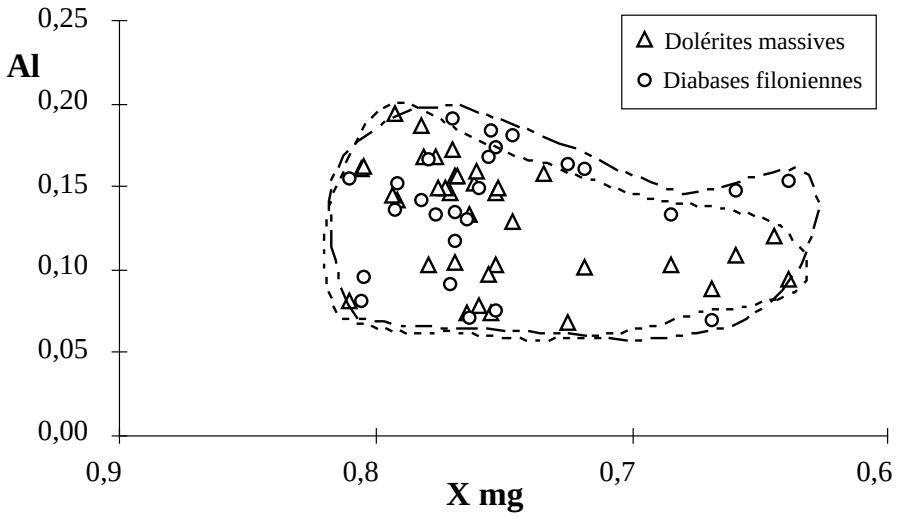


Figure 2.2.10 : *Variation de Al en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

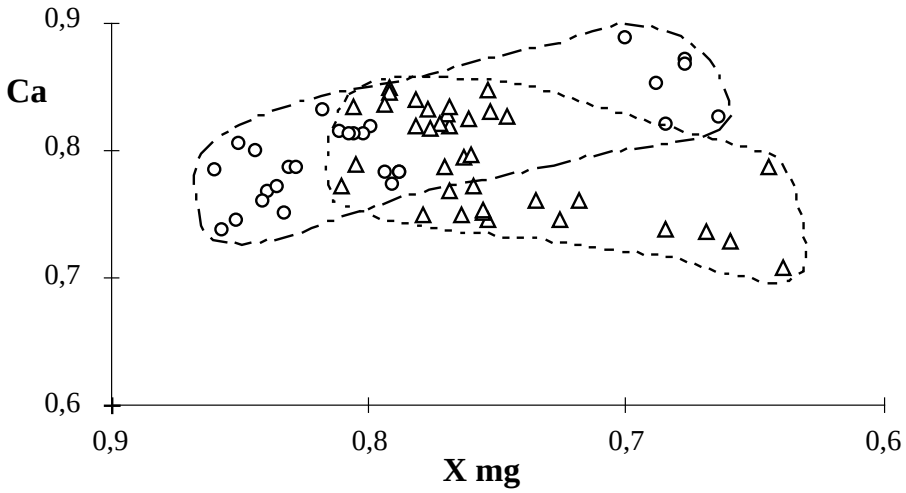


Figure 2.2.11 : *Variation de Ca en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

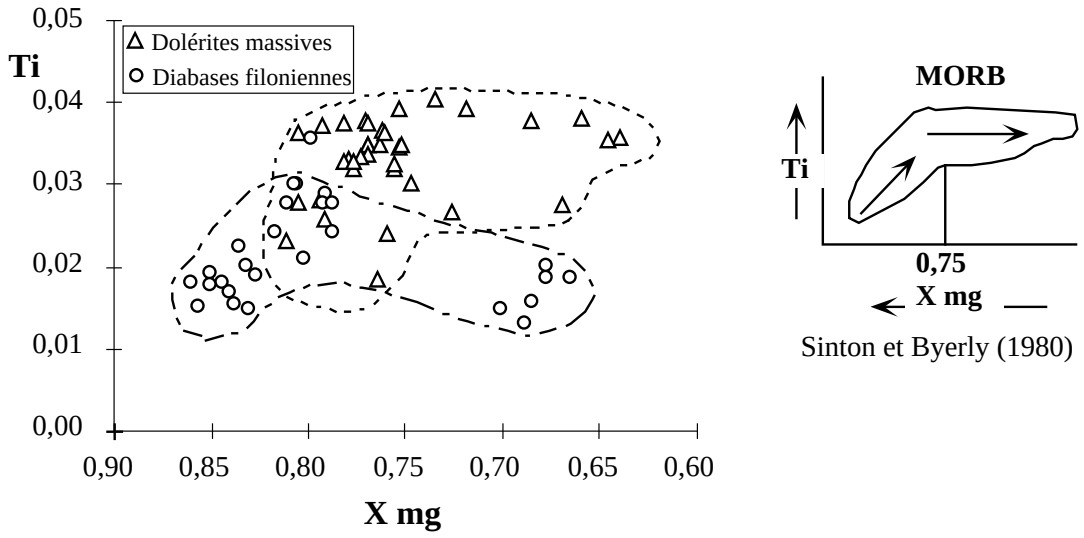


Figure 2.2.12 : *Variation de Ti en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

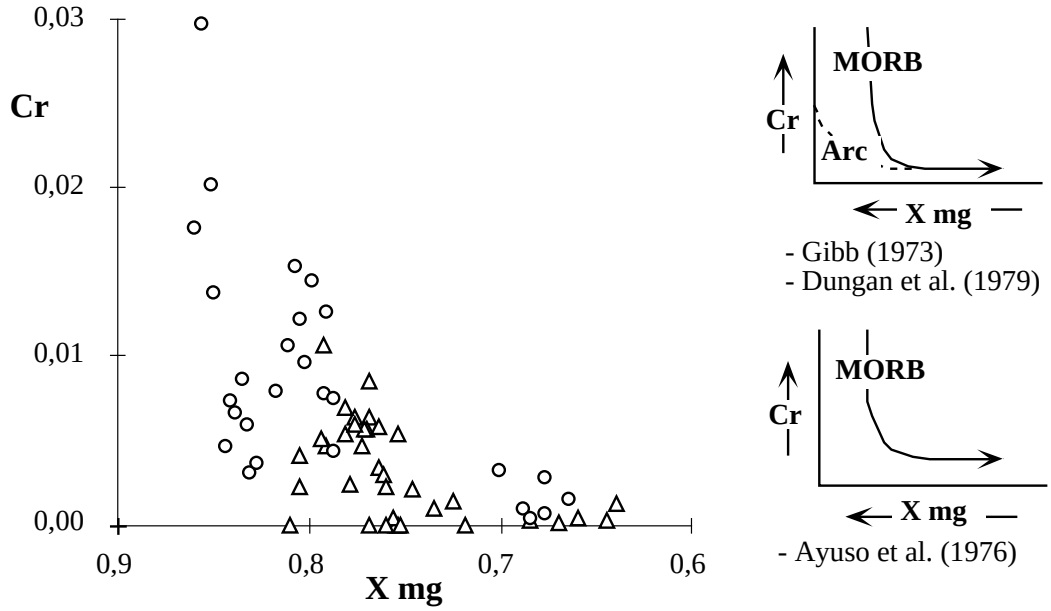


Figure 2.2.13 : *Variation de Cr en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse.*

titane reste stable dans les dolérites massives mais diminue dans les diabases filoniennes.

- Une chute très rapide du chrome jusqu'à X mg compris entre 0,75 et 0,8. Au dessous de X mg = 0,75, il devient constant à des valeurs très faibles ou pratiquement nulles.

- L'évolution des éléments au cours de la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes est généralement comparable à celle observée dans les tholéiites de ride océanique. Dans les deux cas, cette évolution est différente de celle des tholéiites des arcs insulaires.

2.3.1.2 Les gabbros filoniens et leucoferrodiorites

2.3.1.2.1 Composition chimique

D'après la nomenclature de Poldervaart et Hess (1951) (figure 2.2.14), on constate que les clinopyroxènes ont des compositions :

- de diopside et endiopsides dans les gabbros ($En_{46}Wo_{45}Fs_9$ en moyenne) ;
- de salite et augite dans les ferrogabbros ($En_{44}Wo_{44}Fs_{12}$ en moyenne) ;
- d'augite et ferroaugite dans les leucoferrodiorites ($En_{32}Wo_{41}Fs_{27}$ en moyenne).

La répartition des points représentatifs des compositions des clinopyroxènes des gabbros et des ferrogabbros est plus homogène que celle des leucoferrodiorites. Dans l'ensemble, on constate un enrichissement en fer et un appauvrissement plus net en Mg et moins net en Ca.

2.3.1.2.2 Variation des éléments significatifs pendant la différenciation

Les variations des éléments significatifs pendant la différenciation sont mis en évidence à l'aide des diagrammes de variation de ces éléments en fonction de $Xmg = (\frac{Mg}{Mg+Fe+Mn})_{at}$.

- Le X mg diminue des gabbros aux leucoferrodiorites. Il varie de 0,85 à 0,83 dans les gabbros, de 0,82 à 0,77 dans les ferrogabbros et de 0,65 à 0,48 dans

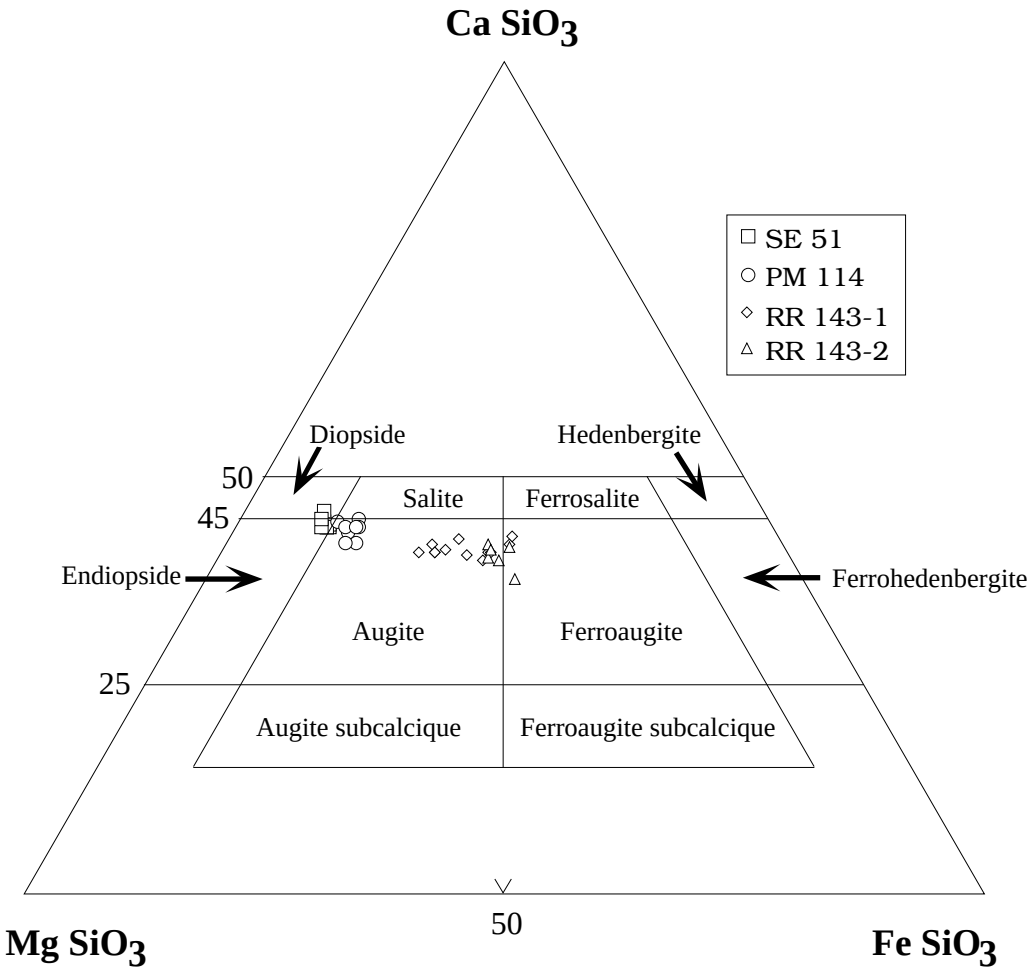


Figure 2.2.14 : *Compositions des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani dans le diagramme En-Wo-Fs de Poldervaart et Hess (1951).*

les leucoferrodiorites. Entre les ferrogabbros et les leucoferrodiorites, il existe une lacune de X mg allant de 0,77 à 0,65.

- L'aluminium montre une évolution en deux étapes pendant la différenciation (figure 2.2.15). Dans les gabbros et les ferrogabbros, l'aluminium augmente très rapidement avec la différenciation, alors que dans les leucoferrodiorites, il chute de manière très rapide.

- L'évolution du calcium est également marquée par deux étapes

distinctes (figure 2.2.16). Dans la première étape, il diminue avec la différenciation dans les gabbros et les ferrogabbros. Dans la deuxième étape, le calcium ne montre pas de corrélation nette avec X mg.

- Le titane marque deux étapes dans son évolution avec la différenciation (figure 2.2.17). Il augmente régulièrement des gabbros aux ferrogabbros. Il atteint son maximum à X mg = 0,78. Cette augmentation est conciliable avec la cristallisation tardive des oxydes de fer et du titane. Dans les leucoferrodiorites, Ti diminue de manière très rapide avec une pente de plus en plus élevée. Cette chute coincide avec la diminution de Ti dans les roches globales pendant la différenciation *(c. f. chapitre 3 : géochimie)*.

- Le chrome marque également deux étapes distinctes dans son évolution avec la différenciation (figure 2.2.18). Son évolution est inverse à celle du titane. Dans la première étape, le chrome diminue très rapidement jusqu'à X mg = 0,80 où les teneurs deviennent nulles. Cette évolution constatée dans les gabbros et les ferrogabbros est identique à celle observée dans les dolérites massives ainsi que les diabases filoniennes. Dans la deuxième étape, le chrome est constant à des valeurs très faibles ou pratiquement nulles dans les leucoferrodiorites.

2.3.1.2.3 Synthèse des observations et discussion

Les coubes d'évolution de certains éléments, notammnent Al, Ca, Ti et Cr, marquent deux étapes distinctes avec la différenciation des clinopyroxènes. La première étape est constatée dans les gabbros et les ferrogabbros. Elle est marquée par une augmentation linéaire de Al et Ti, et une diminution de Ca et Cr avec la différenciation. La seconde étape est constatée dans les leucoferrodiorites. Elle est marquée par une chute de plus en plus accusée de Al et Ti et une stabilisation de Cr à des valeurs très faibles ou nulles avec la différenciation, tandis que Ca n'évolue pas lors de la différenciation. Toutes ces variations montrent que les deux magmas, basique représenté par les gabbros et les ferrogabbros, et acide représenté par les leucoferrodiorites, ont évolué de manière différente. On constate l'absence d'évolution cryptique globale des éléments dans les clinopyroxènes des roches basiques et acides. Dans l'ensemble, les courbes d'évolution des éléments significatifs pendant la différenciation sont interrompues par une lacune entre X mg = 0,77 et X mg = 0,65.

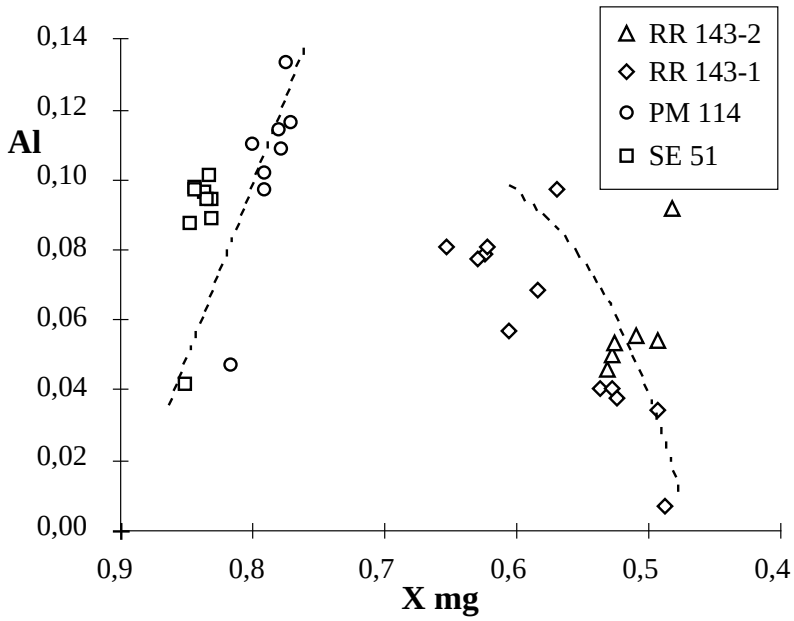


Figure 2.2.15 : *Variation de Al en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani.*

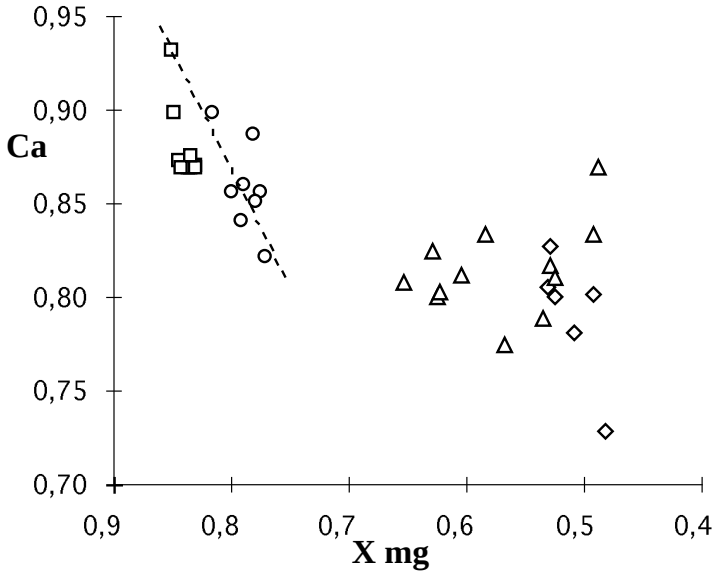


Figure 2.2.16 : *Variation de Ca en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani.*

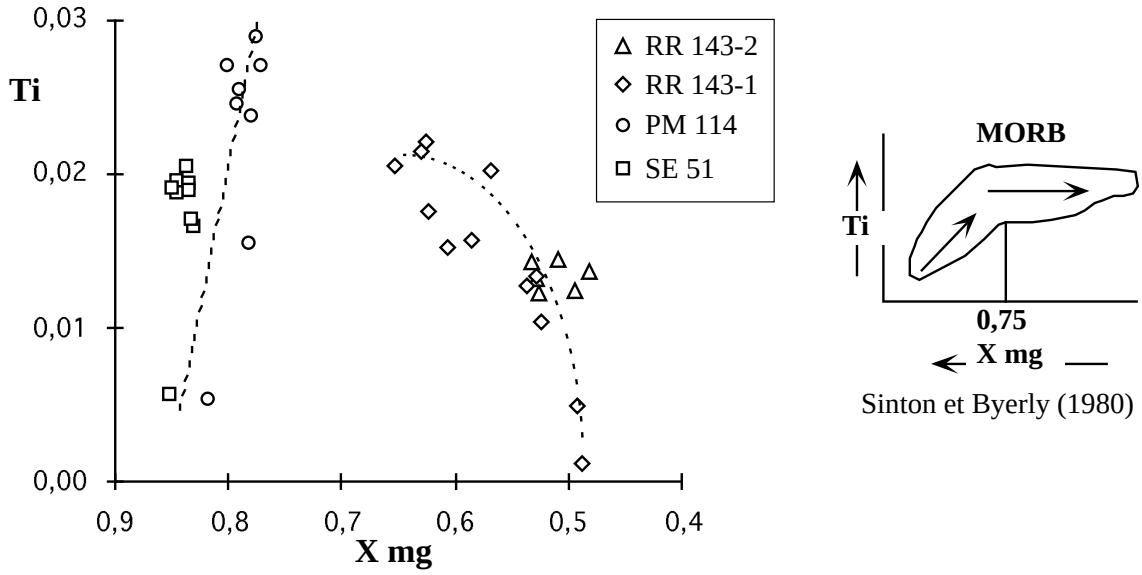


Figure 2.2.17 : *Variation de Ti en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani.*

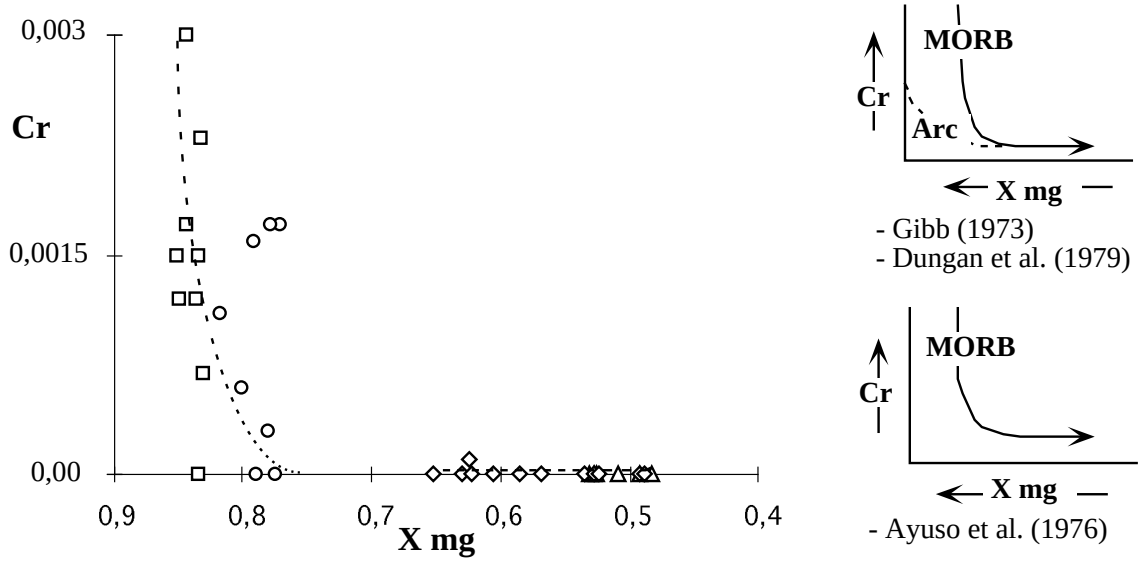


Figure 2.2.18 : *Variation de Cr en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani.*

Ces faits peuvent être attribués à une lacune d'immiscibilité entre les deux magmas basiques et acides.

2.3.1.3 Conclusion sur les clinopyroxènes

L'étude géochimique menée sur les clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes confirme le caractère tholéiitique de ride océanique de ces roches. Les courbes d'évolution des éléments au cours de la différenciation sont comparables à celles observées dans les tholéiites de ride océanique, et différentes de celles observées dans les tholéiites des arcs insulaires.

Le chimisme des clinopyroxènes des laves en coussins semble être contrôlé par la vitesse de refroidissement du magma, qui a dissimulé le caractère chimique original du magma hôte.

Dans les gabbros, les ferrogabbros et les leucoferrodiorites de la série de Rospigliani, les courbes d'évolution des éléments pendant la différenciation montrent une rupture nette dans le comportement des éléments des clinopyroxènes dans le passage ferrogabbros - leucoferrodiorites.

2.3.2 L'ilménite

Les formules structurales des ilménites sont calculées sur la base de 4 atomes métalliques. Ces analyses ont été faites dans un ferrogabbro et deux leucoferrodiorites. Les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux C.7

Les compositions des ilménites sont variables selon le type pétrographique (figure 2.2.19). Les teneurs en Fe_2O_3 varient de 0 à 17,7 % dans les ferrogabbros et de 2,5 à 5,2 dans les leucoferrodiorites. Les teneurs en MnO sont inférieures à 0,1 % dans les ferrogabbros, alors que dans les leucoferrodiorites, elles sont élevées et varient de 2,3 à 4 %. Les teneurs en MgO sont globalement inférieures à 0,1 %.

2.4 Conclusion

L'étude pétrographique et minéralogique montre que le magmatisme des deux séries ophiolitiques de Corse appartient à la lignée tholéiitique de ride océanique. Les deux séries ophiolitiques se distinguent par le degré d'évolution des roches. La série de l'Inzecca est caractérisée par un magmatisme basique représenté par

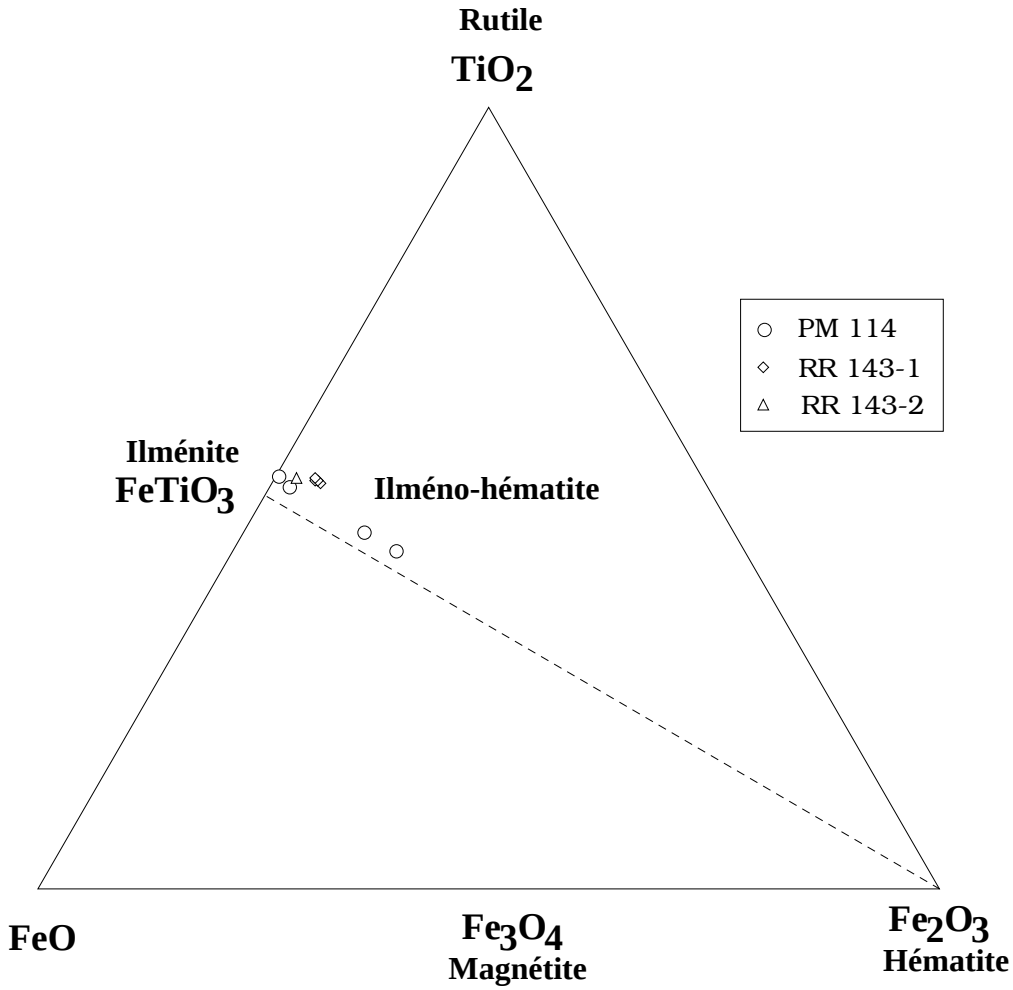


Figure 2.2.19 : *Compositions des ilménites des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani dans le diagramme* $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$.

des laves en coussins basaltiques moins différenciées et des dolérites massives. Par contre celui de la série de Rospigliani est caractérisé par un magmatisme basique (agglomérats, diabases filoniennes et gabbros filoniens) et un magmatisme acide (leucoferrodiorites, albitites et granites sodiques).

Chapitre 3

Géochimie

3.1 Introduction

Dans les chapitres précédents nous avons confirmé l'existence de deux séries ophiolitiques en Corse. Ce chapitre sera consacré aux études géochimiques des éléments majeurs, en traces et terres rares. Nous aborderons ensuite le problème de la genèse des roches leucocrates de la série de Rospigliani à laquelle on doit les minéralisations sulfurées.

Les analyses des éléments majeurs et des terres rares ont été faites sur les laves en coussins, les agglomérats, les leucoferrodiorites, les albitites et les granites sodiques (tableau C.39). Ces analyses sont couplées avec celles tirées de la littérature afin de compléter cette étude (tableaux C.40 et C.41).

Les analyses brutes des laves en coussins et des agglomérats ont été recalculées à sec en éliminant les pertes au feu (H_2O, CO_2)[1]. Les teneurs en Fe_2O_3 ont été fixées à 1,5 % pds. suivant les critères de Miyashiro (1969) et de Kay et al. (1970).

3.2 Les caractères chimiques

3.2.1 Les éléments majeurs

3.2.1.1 Les laves en coussins et les agglomérats

SiO_2 varie de 46 à 52 % pds. dans les laves en coussins, et de 49 à 54 % pds. dans les agglomérats.

Al_2O_3 est relativement élevé dans ces roches. Il varie de 16 à 18 % pds. dans les laves en coussins, et de 16 à 19 % pds. dans les agglomérats. Ces teneurs élevées en Al_2O_3 reflètent bien la grande abondance des plagioclases de ces roches.

Les laves en coussins et en agglomérats sont caractérisées par des teneurs variables et parfois élevées en Na_2O (1,5 à 8,2 % pds.) et par des teneurs très faibles en K_2O (<0,5). Ces variations de teneur en alcalins sont dues à la redistribution de ces éléments pendant les transformations subies par les roches *(c. f. chapitre métamorphisme)*.

1. *Les pertes au feu comprennent essentiellement* H_20^+ *en raison de la faible quantité ou de l'absence de la calcite.*

CaO est assez variable : de 1,9 à 11,5 % pds. dans les laves en coussins et de 0,4 à 2,5 % pds. dans les agglomérats.

MgO est plus élevé dans les laves en coussins (8,3 $< MgO <$12,6 % pds.) que dans les agglomérats (6,2 $< MgO <$9,2 % pds.).

FeO_{total} varie de 9,9 à 18,7 % pds. dans les laves en coussins et de 10,5 à 13,7 % pds. dans les agglomérats.

TiO_2 varie de 1,7 à 2 % pds. dans les laves en coussins, et de 1,6 à 2 % pds. dans les agglomérats.

3.2.1.2 Les roches leucocrates

Les roches leucocrates ont des teneurs variables en SiO_2. Elles varient de 46,5 à 53,2 % pds. dans les leucoferrodiorites, de 60 à 69,7 % pds. dans les albitites et de 77 à 77,6 % pds. dans les granites sodiques.

Al_2O_3 est relativement plus élevé dans les albitites (16,3 à 17,8 % pds.) que dans les leucoferrodiorites (11,1 à 12,1 % pds.) et les granites sodiques (11,5 à 12,8 % pds.).

Les teneurs en Na_2O sont variables : de 3,1 à 6,3 % pds. dans les leucoferrodiorites, de 9,8 à 11,6 % pds. dans les albitites et de 6,8 à 7,8 % pds. dans les granites sodiques.

Les teneurs en K_2O sont très faibles et ne dépassent pas 0,3 % pds.

CaO est plus élevé dans les leucoferrodiorites (4,7 à 7,6 % pds.). Il varie de 0,3 à 3,2 % pds. dans les albitites. Il est de l'ordre de 0,6 % pds. dans les granites sodiques.

MgO est relativement plus élevé dans les leucoferrodiorites (3,1 à 3,8 % pds.) que dans les albitites (0,6 à 3,1 % pds.) et les granites sodiques (0,4 à 0,7 % pds.).

FeO_{total} varie de 15 à 20, 5 % pds. dans les leucoferrodiorites, de 1,7 à 5,6 % pds. dans les albitites et de 1,3 à 2,6 % pds. dans les granites sodiques.

TiO_2 est plus élevé dans les leucoferrodiorites (3,5 à 4,6 % pds.) que dans les albitites (0,2 à 0,6 % pds.) et les granites sodiques (0,2 à 0,3 % pds.).

Les teneurs élevées en FeO_{total} et TiO_2 dans les leucoferrodiorites sont dues à l'abondance des oxydes ferro-titanés.

3.2.2 Les terres rares

Les terres rares ont été analysées dans les laves en coussins, les agglomérats, les leucoferrodiorites, les albitites et dans les granites sodiques.

Les laves en coussins et les agglomérats ont 25 à 43 fois les teneurs des chondrites et une somme des terres rares de 55 à 79 ppm pour les laves en coussins et de 51 à 53 pour les agglomérats.

Les spectres des terres rares des laves en coussins sont comparables à ceux des dolérites massives reportés par Venturelli et al. (1981). Ces spectres diffèrent de ceux des agglomérats par un appauvrissement en terres rares légères (figure 2.3.1). Le rapport $(La/Yb)_N$ varie de 0,56 à 0,94 dans les laves en coussins et de 0,68 à 1,44 dans les agglomérats (tableau 2.3.1).

Les roches leucocrates ont 45 à 190 fois les teneurs des chondrites. Les teneurs des leucoferrodiorites, des albitites et des granites sodiques sont respectivement 45 à 106, 85 à 171 et 59 à 190 fois celles des chondrites. Les sommes des terres rares varient de 94 à 182 dans les leucoferrodiorites, de 137 à 291 dans les albitites et de 86 à 322 dans les granites sodiques.

Les spectres de ces roches sont variables (figure 2.3.2). Le rapport $(La/Yb)_N$ varie de 0,51 à 0,49 dans les leucoferrodiorites, de 0,26 à 0,55 dans les albitites et de 0,41 à 2,4 dans les granites sodiques (tableau 2.3.1). Dans les granites sodiques on observe un appauvrissement en terres rares lourdes par rapport aux leucoferrodiorites et aux albitites. On observe aussi une anomalie négative en Eu dans les albitites et les granites sodiques.

3.3 Identification de la lignée magmatique

Les roches des ophiolites de Corse ont subi des modifications chimiques reflétant les transformations dues aux phénomènes hydrothermaux et métamorphiques. Certains éléments majeurs tels que Na, K, Ca, Si, et les éléments en traces à faible champ d'action "LFS"[2] sont très sensibles aux phénomènes d'altération et de métamorphisme de basse et moyenne températures. Par conséquent, ces éléments sont considérés comme des éléments mobiles. Au contraire, les éléments en traces

2. *LFS : du terme anglais Low Field Strength.*

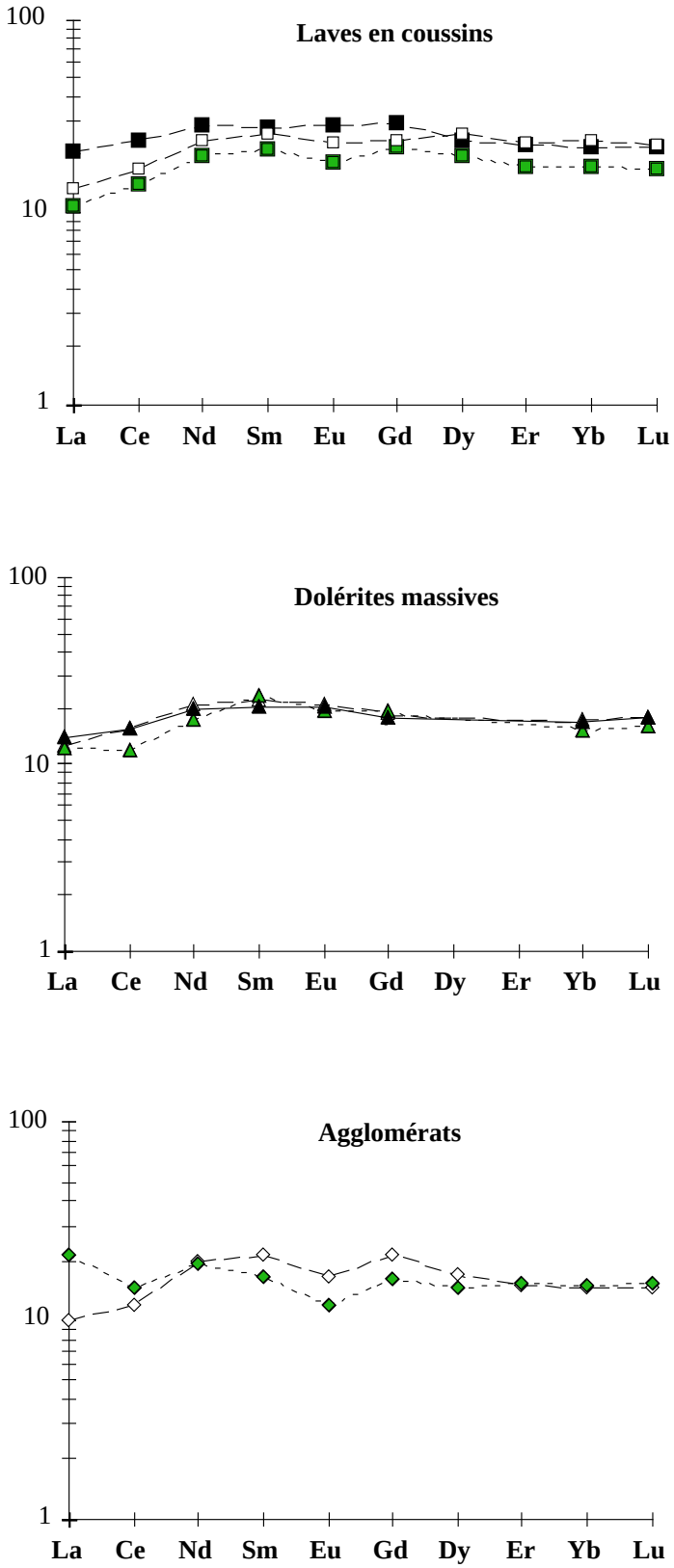


Figure 2.3.1 : *Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des laves en coussins, des dolérites massives et des agglomérats des ophiolites de Corse. (Les données des dolérites massives sont tirées de Venturelli et al. 1981).*

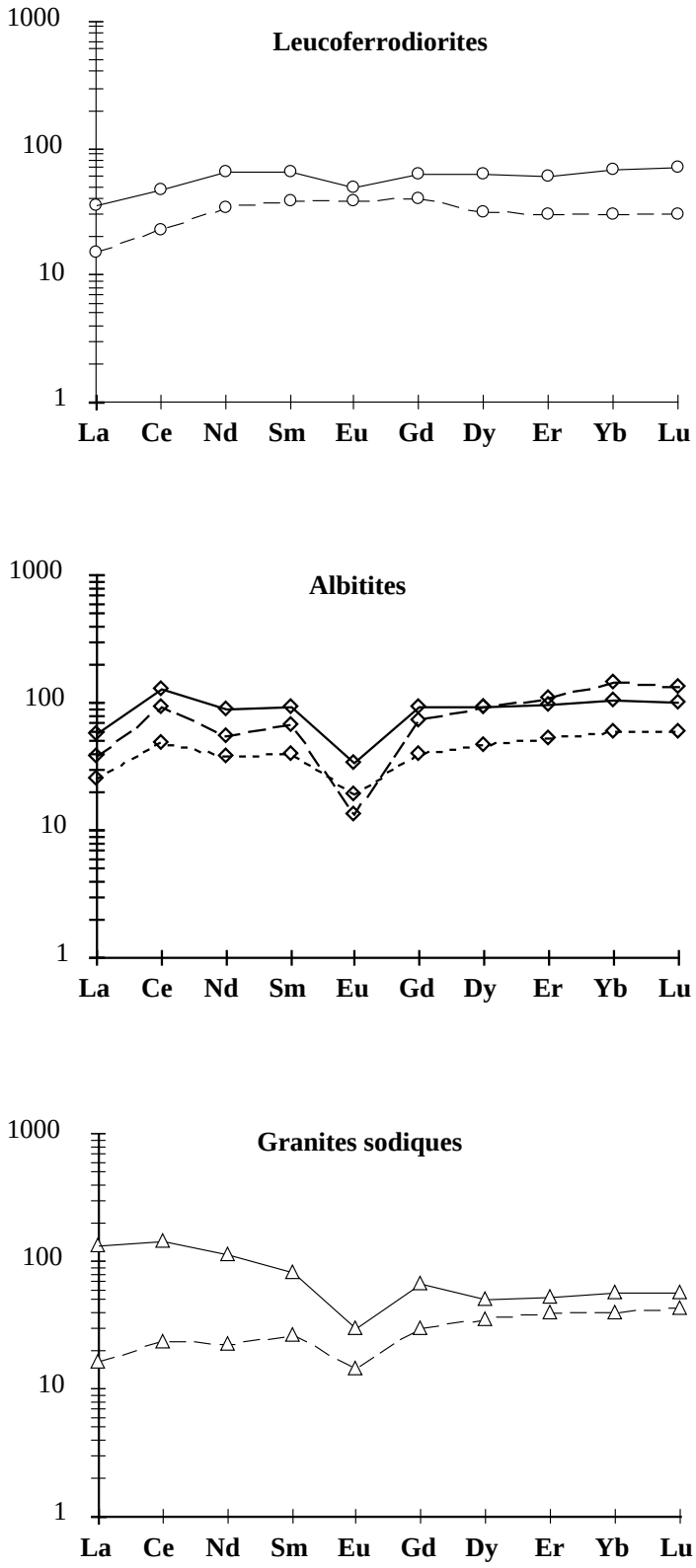


Figure 2.3.2 : *Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des leucoferrodiorites, des albitites et des granitres sodiques des ophiolites de Corse.*

Echan.	Lithologie	$\sum REE$	$(La/Yb)_N$	$(Ce/Sm)_N$	$(Ce/Yb)_N$
VE 66	Lave en coussin	66,69	0,56	0,66	0,71
VE 69	Lave en coussin	54,67	0,62	0,66	0,81
VE 36	Lave en coussin	79,24	0,94	0,87	1,08
AA 18	Agglomérat	52,91	1,44	0,88	0,96
AA 18-1	Agglomérat	50,64	0,68	0,56	0,82
RR 143-1	Leucoferrodiorite	181,85	0,51	0,73	0,70
RR 143-2	Leucoferrodiorite	93,91	0,49	0,59	0,74
RR 138	Albitite	291,47	0,55	1,36	1,21
VE 149-2	Albitite	255,04	0,26	1,38	0,66
AA 18-6	Albitite	137,14	0,42	1,24	0,82
VE 38	Granite sodique	322,38	2,40	1,75	2,61
VE 40	Granite sodique	85,85	0,41	0,91	0,60

Tableau 2.3.1 : *Sommes et rapports des terres rares des roches des ophiolites de Corse.*

à champ d'action élevé "HFS"[3] sont caractérisés par un faible rapport $\frac{\text{rayon ionique}}{\text{charge}}$, ce qui en fait des éléments immobiles pendant les phénomènes d'altération et de métamorphisme (Hart et al. 1974). Malgré leur fort rapport $\frac{\text{rayon ionique}}{\text{charge}}$, les terres rares présentent des comportements identiques aux éléments à champ d'action élevé "HFS" vis-à-vis des phénomènes d'altération et de métamorphisme (Henderson, 1984). Ce sont les éléments immobiles, à savoir les éléments de transition, les éléments incompatibles à champ d'action élevé "HFS" et les terres rares, qui seront utilisés pour retrouver les caractéristiques magmatiques originales des roches des ophiolites de Corse.

Le diagramme $\frac{Zr}{Y} - Zr$ de Pearce (1980) permet de séparer les basaltes tholéiitiques intraplaques (WPB), de ride océanique (MORB) et d'arcs insulaires (IAT). Les points représentatifs des laves en coussins, dolérites massives et diabases filoniennes sont groupés dans le champ des basaltes de ride océanique (MORB) (figure 2.3.3).

3. *HFS : du terme anglais High Field Strength.*

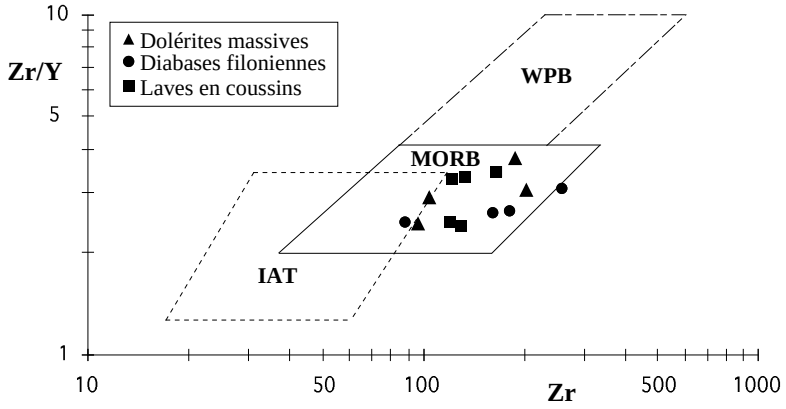


Figure 2.3.3 : *Répartition des roches des ophiolites de Corse dans le diagramme* $\frac{Zr}{Y} - Zr$ *de Pearce (1980).* ***IAT*** *: Basaltes tholéiitiques des arcs insulaires ;* ***MORB*** *: Basaltes tholéiitiques de ride océanique ;* ***WPB*** *: Basaltes tholéiitiques intraocéaniques. Les analyses sont d'après Beccaluva et al. 1977.*

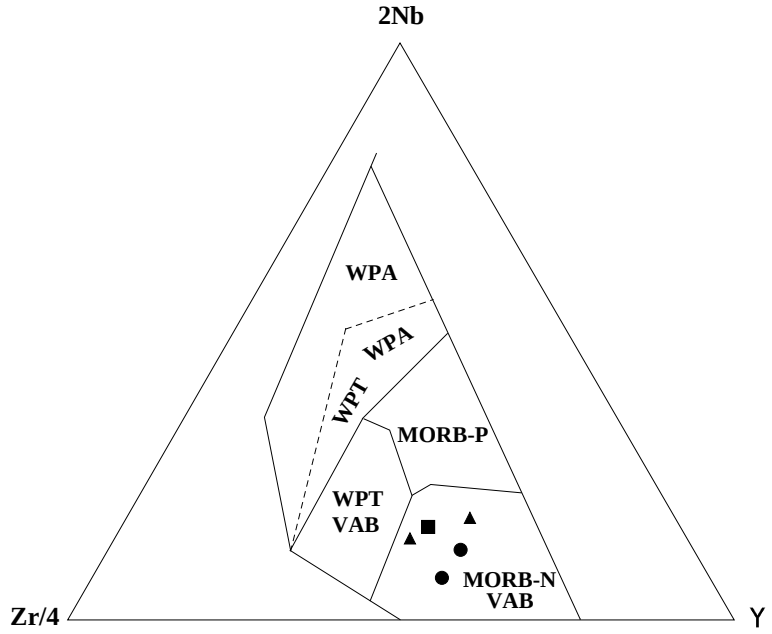


Figure 2.3.4 : *Diagramme* $2Nb - \frac{Zr}{4} - Y$ *de discrimination des domaines géodynamiques (d'après Meschede, 1986) appliqué aux laves en coussins, dolérites massives et diabases filoniennes des ophiolites de Corse.* ***WPA*** *: Basaltes intraplaques ;* ***VAB*** *: Basaltes d'arcs volcaniques ;* ***MORB-P*** *: Basaltes de ride océanique type enrichie ;* ***WPT*** *: Tholéiites intraplaques ;* ***MORB-N*** *: Basaltes de ride océanique type normal. Même légende que la figure 2.3.3.*

Le diagramme $2Nb - \frac{Zr}{4} - Y$ de Meschede (1986) (figure 2.3.4) permet de séparer les différents types de MORB, des laves intraplaques (WPT) ou alcalines (WPA). Les basaltes d'arcs volcaniques sont regroupés avec les domaines WPT ou MORB-N et Les MORB-P. Les points représentatifs des laves en coussins, dolérites massives et diabases filoniennes sont répartis dans le domaine des basaltes de ride océanique de type normal (MORB-N). Les spectres des terres rares des laves en coussins, des dolérites massives et des agglomérats montrent un appauvrissement en terres rares légères (figure 2.3.1). Ceci caractérise les MORB de "type N" pour lesquels le rapport $(La/Yb)_N$ est généralement inférieur à 1 (Dixon et Batisa, 1979).

Le diagramme $(Ce/Yb)_N - (Ce)_N$ (figure 2.3.5) montre que la formation des laves en coussins, des dolérites massives et des agglomérats est attribuée aux processus de fusion partielle. Chimiquement, les agglomérats sont plus évolués que les laves en coussins. Le rapport $\frac{FeO_{total}}{MgO}$ de ces roches varie de 1,5 à 1,7 et de 1,2 à 1,4 respectivement. Les faibles valeurs de Mg ($100 \times (\frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}) < 64$) des laves en coussins et des agglomérats supposent que les liquides qui ont donné naissance à ces roches ont subi un fractionnement de l'olivine (Sato, 1977).

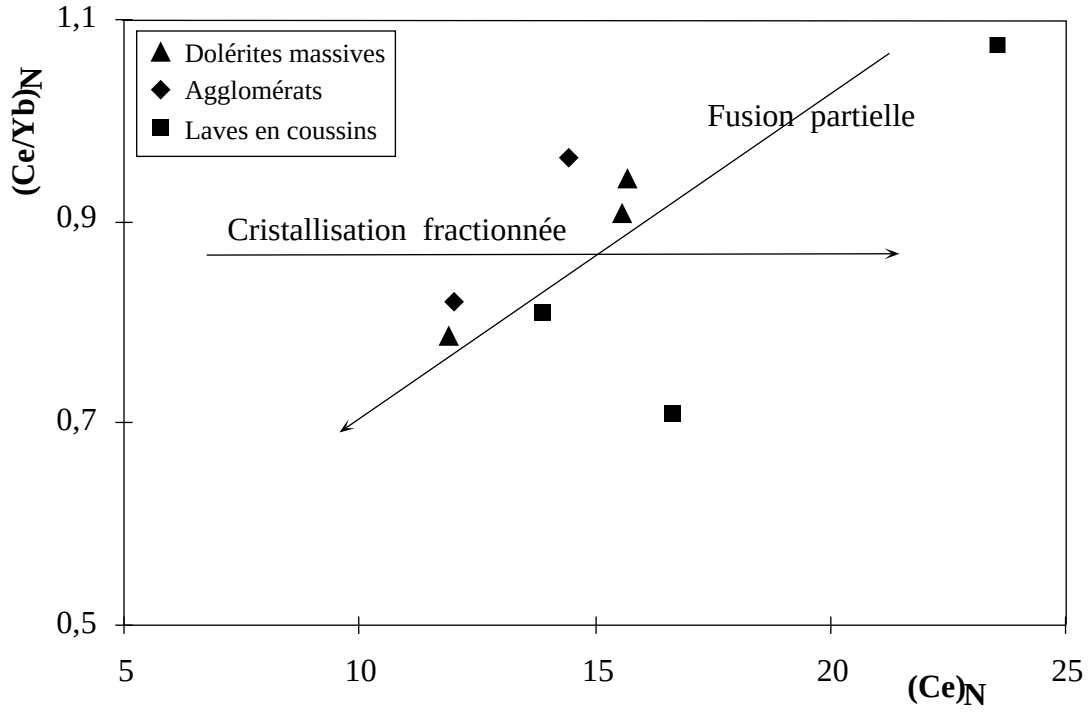


Figure 2.3.5 : *Diagramme $(Ce/Yb)_N - (Ce)_N$ appliqué aux laves en coussins, dolérites massives et agglomérats des ophiolites de Corse.*

3.4 Essai d'interprétation pétrogénétique

Quatre hypothèses ont été suggérées pour résoudre le problème de la genèse des roches leucocrates :

1. Différenciation d'un magma tholéiitique subalcalin (Coleman et Peterman, 1975 ; Aldis, 1978).

2. Fusion partielle de roches basiques dans des conditions hydratées (Payne et Strong, 1979 ; Gerlach et al. 1981 ; Pedersen et Malpas, 1984).

3. Cristallisation fractionnée suivie d'une filtration sous pression ("filtre presse" de Pedersen et Malpas, 1984).

4. Formation par des processus liés à l'immiscibilité des liquides silicatés (Dixon et Rutherford, 1979 ; Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980).

L'existence de lacune lithologique entre les ferrogabbros et les roches leucocrates ne permet pas de retenir la première hypothèse. La deuxième hypothèse ne peut pas être retenue puisque les roches leucocrates ont une relation temporelle avec l'histoire magmatique de l'ophiolite en marquant la fin du magmatisme ophiolitique *(c. f. chapitre données géologiques)*. La troisième hypothèse ne peut pas être également retenue : en effet, cell-ci ne peut pas expliquer de manière satisfaisante la distribution des éléménts fortement hygromagmatophiles. Dans notre cas, l'hypothèse de l'immiscibilité de magmas basiques et acides peut être retenue. Pétrographiquement, il existe une lacune lithologique entre les ferrogabbros et les roches leucocrates due à l'absence de termes intermédiaires. Sur le terrain, on observe des figures d'immiscibilité de magmas acides et basiques lorsque la mise en place des deux magmas est simultanée. Ces figures se traduisent par une bréchification magmatique. Les textures de congélation et granulaires anhédrales observées dans ces roches s'expliquent par des phénomènes d'immiscibilité (Cox et al. 1978 ; Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980). La lacune lithologique observée est répercutée sur les compositions chimiques des roches. Néanmoins, cette lacune est mineure. Les teneurs en SiO_2 varient de 47 à 53 % pds. dans les leucoferrodiorites, de 60 à 70 % pds. dans les albitites et de 77 à 78 % pds. dans les granites sodiques. Le modèle d'immiscibilité proposé par Dixon et Rutherford (1979) implique la cristallisation fractionnée d'un magma parental qui produit un liquide résiduel avec un rapport

FeO*/MgO élevé. Après la formation des cumulats basiques, ce liquide formera des ferrobasaltes et un liquide granitique après 95 % de cristallisation fractionnée. En Corse, les granites sodiques sont associés aux ferrogabbros. Les données théoriques (Hess et Rutherford, 1974) et les travaux expérimentaux (Watson, 1976) sur les systèmes naturels acides - basiques (Eby, 1980) suggèrent que les cations à champ d'action élevé "HFS" telsque Zr, Nb, Ta, P, terres rares ont une forte affinité avec les liquides basaltiques. Selon Pedersen et Malpas (1984), le facteur d'enrichissement pour le phosphore est supérieur à 10 ; par contre celui des autres éléments tels que Zr, Nb, Ta et terres rares varie de 2 à 5 (Watson, 1976). En Corse, les terres rares sont enrichies dans les roches acides par rapport aux agglomérats par un facteur de 2,7 à 6. Ceci montre l'existence d'une lacune d'immiscibilité entre les ferrogabbros et les granites sodiques (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980 ; Pedersen et al. 1984).

Les spectres des granites sodiques montrent une anomalie négative en Eu et un appauvrissement en terres rares lourdes. Ceci est due à la diminution des proportions du plagioclase, de l'apatite et du zircon et l'augmentation de celles du quartz dans les granites sodiques.

3.5 Conclusion

L'étude géochimique montre que le magmatisme de la série de l'Inzecca présente des affinités avec les tholéiites de ride océanique (MORB de type N). Il est caractérisé par des roches moins différenciées représentées par des laves en coussins et des dolérites massives. Par contre celui de la série de Rospigliani est caractérisé par la présence de roches plus différenciées (agglomérats) et de roches acides. La genèse de ces dernières est liée aux processus d'immiscibilité des liquides silicatés.

Troisième partie

La déformation intraocéanique - Les transformations secondaires pré et syn-minéralisation

Introduction

La deuxième partie de cette étude a traité de la formation des séries ophiolitiques de Corse, notamment celle de Rospigliani formée dans un contexte de faille transformante. Cette troisième partie a pour objet de replacer la minéralogie et les paragenèses des silicates secondaires liés au dépôt des minéralisations sulfurées dans le cadre des transformations secondaires liées à l'hydrothermalisme océanique.

L'agencement des chapitres de cette partie relève de la succession des événements qui avaient lieu depuis le stade tardi-magmatique aux stades de dépôt des minéralisations sulfurées. Le premier chapitre de cette partie sera consacré à l'étude des transformations secondaires tardi-magmatiques en liaison avec des fluides magmatiques. Le deuxième chapitre sera consacré à l'étude de la déformation intraocéanique et ses conséquences sur l'hydratation de la croûte océanique inférieure, dans une zone transformante tectoniquement active. Le dernier chapitre sera consacré à l'étude des transformations secondaires des roches de l'encaissant des minéralisations sulfurées et des roches loin des zones minéralisées. Nous montrerons ensuite que le dépôt des minéralisations sulfurées est en relation avec le circuit hydrothermal établi dans la croûte océanique.

Chapitre 1

Stade tardi-magmatique

1.1 Introduction

Après le dépôt des cumulats, ceux-ci commencent à se refroidir ; les minéraux ne sont plus en équilibre. Ils réagissent entre eux en présence de fluides interstitiels au cours du stade tardi-magmatique. Dans ce chapitre, nous allons essayer de mieux comprendre les mécanismes qui régissent la formation des coronas et des amphiboles brunes dans les cumulats gabbroïques des ophiolites de Corse.

1.2 Les amphiboles brunes

1.2.1 Description pétrographique

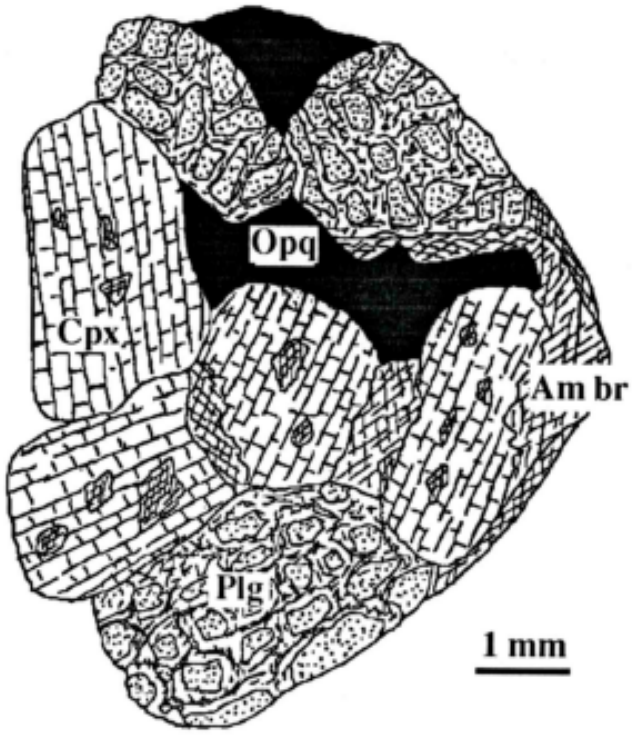


Figure 3.1.1 : *Amphiboles brunes pseudomorphosant les clinopyroxènes dans un ferrogabbro (échan. SE 45).*

Les amphiboles brunes apparaissent essentiellement au sommet des cumulats gabbroïques, c'est-à-dire dans les ferrogabbros. On les observe également dans certaines euphotides et dans les gabbros intermédiaires .

Les amphiboles brunes apparaissent aux dépens des clinopyroxènes, à partir desquels elles se développent en bordure, suivant les plans de clivage, ou à l'intérieur des cristaux en formant des plages. On les observe également autour des minéraux opaques (figure 3.1.1 et photo 5.5).

1.2.2 Etude chimique

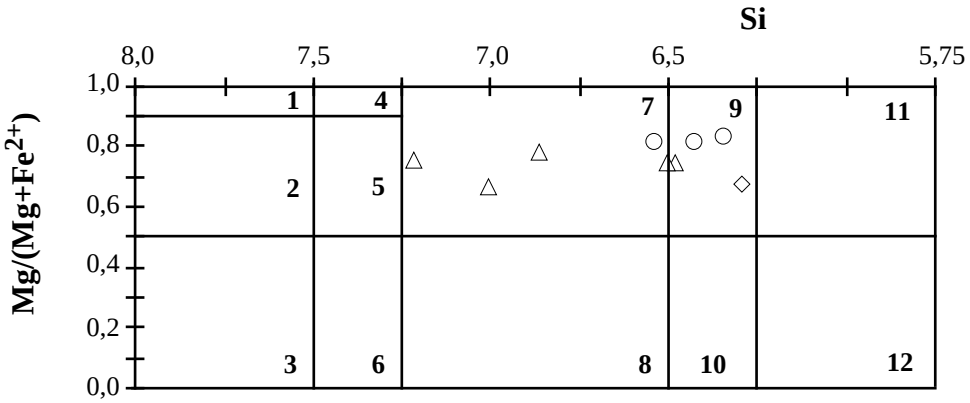
Les résultats analytiques des amphiboles brunes sont présentés dans le tableau C.8.

Toutes les amphiboles analysées sont de nature calcique. Dans la nomenclature de Leake (1978), il s'agit de magnésio-hornblendes, d'hornblendes tschermakitiques, d'hornblendes magnésio-hastingsitiques et de magnésio-hastingsites, comme le montre la disposition de leurs points représentatifs dans le diagramme $\frac{Mg}{(Mg+Fe^{2+})} - Si$ (figure 3.1.2).

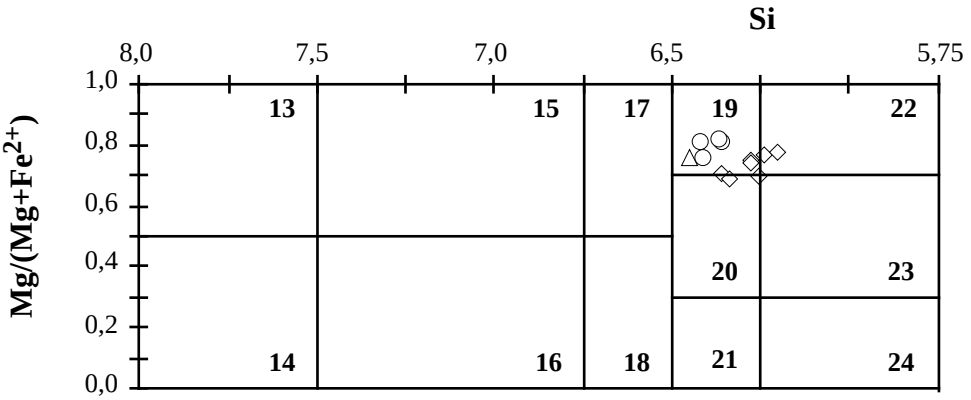
Les amphiboles brunes sont d'origine ignée, comme le montre la répartition de leurs points représentatifs dans le diagramme Ti - Si de Leake (1965a) et Vejnar (1975) (figure 3.1.3). Ce diagramme montre que ces amphiboles sont très riches en Ti. Les teneurs en poids d'oxydes varient entre 1,24 et 4,26 %. Elles se distinguent nettement des amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal (de ride) qui sont d'origine secondaire et pauvres en Ti *(c. f. chapitre 3: métamorphisme hydrothermal)*. Cette distinction est couramment observée dans les gabbros océaniques (Prichard et Cann, 1982 ; Gallinati, 1984 et Mévèl, 1988).

Le diagramme $Al^{IV} - (Na+K)_A$ (figure 3.1.4) montre que les amphiboles brunes sont riches en Al^{IV} (0,79 - 1,80 % at.) et en alcalins. Al^{IV} et $(Na+K)_A$ sont corrélés positivement, dans une tendance pargasitique. Cette tendance résulte de la combinaison des deux substitutions édénitique : $[(Na+K); Al^{IV}] \rightleftharpoons [\square; Si]$ et tschermakitique : $[Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti + Cr); Al^{IV}] \rightleftharpoons [(Mg + Fe^{2+} + Mn); Si]$. On constate donc que les amphiboles brunes montrent un enrichissement en Al^{IV}, Ti, Na et K et un appauvrissement en Si. Cette évolution est compatible avec des températures élevées de cristallisation (Spear, 1981).

Le diagramme $Al^{VI} - Si$ de Raase (1974) et Leake (1965a) (figure 3.1.5)



$(Na+K)_A < 0,50$; $Ti \leq 0,50$.



$(Na+K)_A \geq 0,50$; $Ti \leq 0,50$; $Fe^{3+} \geq Al^{VI}$.

1: Trémolite

2 : Actinote

3 : Ferro-actinote

4 : Honblende trémolitique

5 : Hornblende actinolitique

6 : Hornblende ferro-actinolitique

7 : Magnésio-hornblende

8 : Ferro-hornblende

9 : Hornblende tschermakitique

10 : Hornblende ferro-tschermakitique

11 : Tschermakite

12 : Ferro-tschermakite

13 : Edénite siliceuse

14 : Ferro-édénite siliceuse

15 : Edénite

16 : Ferro-édénite

17 : Hornblende édénitique

18 : Hornblende ferro-édénitique

19: Hornblende magnésio-hastingsitique

20 : Hornblende magnési -hastingsitique

21 : Hornblende hastingsitique

22 : Magnésio-hastingsite

23 : Magnési -hastingsite

24 : Hastingsite

Figure 3.1.2 : *Composition des amphiboles brunes des cumulats gabbroïques des ophiolites de Corse d'après Leake (1978). ○ : euphotide ; △ : gabbro intermédiaire ; ◇ : ferrogabbro.*

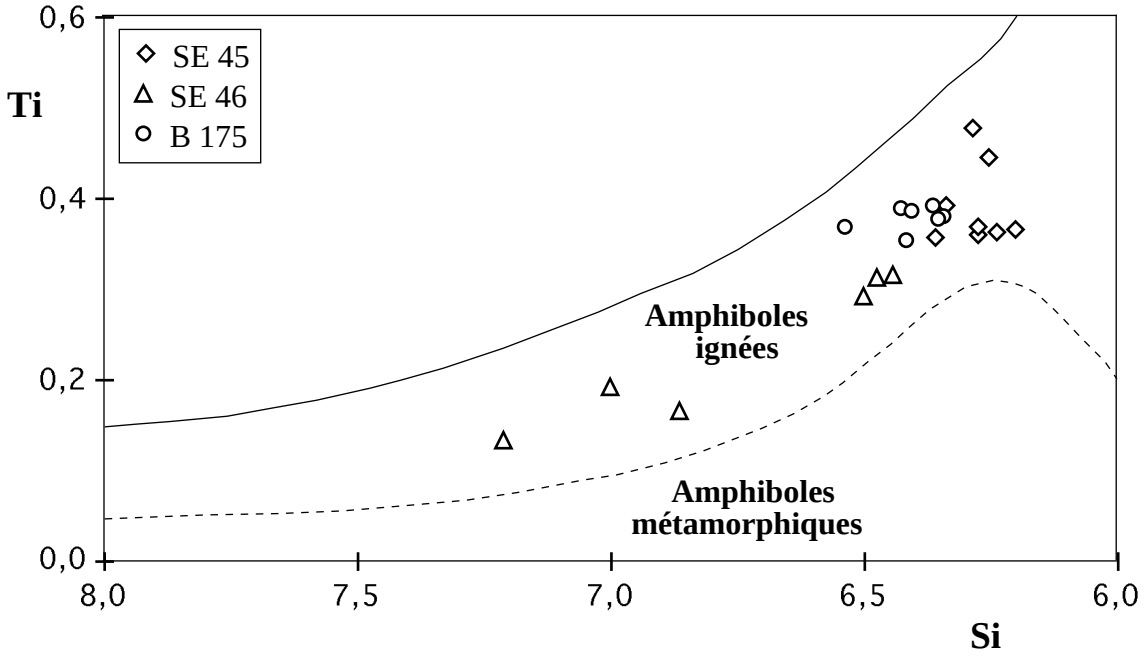


Figure 3.1.3 : *Diagramme Ti - Si pour les amphiboles brunes de Corse, d'après Leake (1965) et Vejnar (1975). Même légende que la figure 3.1.2.*

montre que les amphiboles brunes ont probablement cristallisé à des pressions relativement faibles (inférieures à 5 Kb).

1.2.3 Discussion et interprétation

L'étude menée sur les amphiboles brunes fait ressortir deux points essentiels :

1. sur le plan pétrographique, les amphiboles brunes apparaissent au sommet des cumulats gabbroïques ; elles ont cristallisé au détriment des clinopyroxènes.

2. sur le plan chimique, ces amphiboles montrent une tendance pargasitique et une richesse notable en Ti.

Dans l'évolution tholéiitique des cumulats gabbroïques, le plagioclase est antérieur au clinopyroxène. Dans ce cas, selon Yoder et Tilley (1962), le magma serait pauvre en eau lors des premiers stades de cristallisation ; ainsi, le magma résiduel s'enrichit progressivement en eau. Une cristallisation sous de faibles fugacités

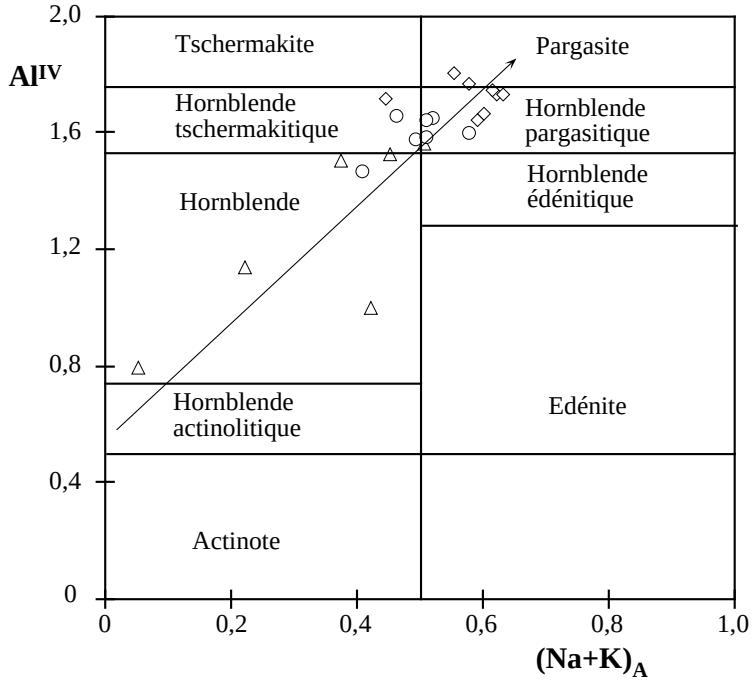


Figure 3.1.4 : *Diagramme $Al^{IV} - (Na + K)_A$ pour les amphiboles brunes des ophiolites de Corse montrant la tendance pargasitique. Même légende que la figure 3.1.2.*

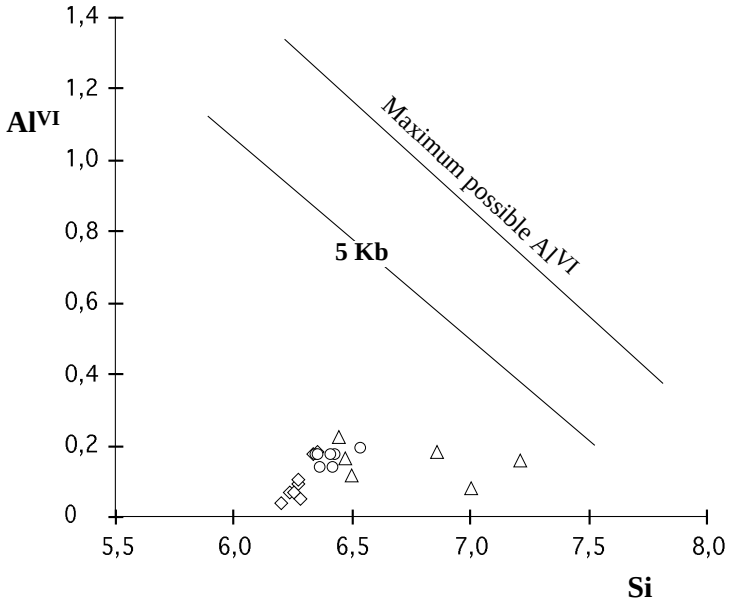


Figure 3.1.5 : *Diagramme $Al^{VI} - Si$ de Raase (1974) et Leake (1965a) pour les amphiboles brunes des ophiolites de Corse. Même légende que la figure 3.1.2.*

en oxygène (Osborn, 1959 et 1979), conduit à l'apparition tardive des oxydes de fer et titane. La cristallisation de ces oxydes au sommet des cumulats de Corse est confirmée sur le plan chimique par une richesse en Fe et Ti des cumulats sommitaux (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975). Il en résulte de ces deux évolutions l'apparition de fluides résiduels riches en Fe et Ti, qui sont à l'origine de la déstabilisation des clinopyroxènes à haute température, et de l'apparition des amphiboles brunes à leur détriment.

1.3 Les réactions coronitiques

1.3.1 Description pétrographique

Dans les cumulats des ophiolites de Corse, les réactions coronitiques entre les minéraux primaires ont eu lieu entre les olivines et les plagioclases. Les coronas ont été observés dans les troctolites. Les réactions coronitiques ont abouti à la cristallisation de l'orthopyroxène et de l'ilménite dans l'interface entre l'olivine et le plagioclase. Ces deux minéraux des coronas coexistent aussi bien dans les roches non transformées que dans les roches transformées par le métamorphisme. Ce qui laisse penser que ces minéraux ne sont pas d'origine métamorphique et qu'ils résultent bien de réactions coronitiques entre l'olivine et le plagioclase. Dans ces coronas, l'orthopyroxène prédomine ; l'ilménite est accessoire. Lorsque le corona est bien développé, l'orthopyroxène peut englober des grains de l'ancien plagioclase montrant que la croissance de l'orthopyroxène se fait non seulement aux dépens de l'olivine, mais également aux dépens du plagioclase. L'ilménite, quand elle est présente, cristallise du côté de l'olivine, alors que l'orthopyroxène cristallise du côté du plagioclase. Ce qui confère aux coronas un caractère zoné (figure 3.1.6 et photo 5.4). Lorsque l'olivine est en contact avec le plagioclase et le clinopyroxène, la bordure coronitique se développant entre l'olivine et le plagioclase s'étend vers l'interface olivine/clinopyroxène sur de petites distances pour disparaître définitivement (figure 3.1.7).

Les minéraux des coronas ont subi des transformations secondaires lors de l'installation du métamorphisme hdrothermal (de ride) *(c. f. chapitre 3 : métamorphisme hydrothermal)*. Ces transformations ont abouti à la formation des serpentines, des amphiboles vertes, des chlorites et de la magnétite.

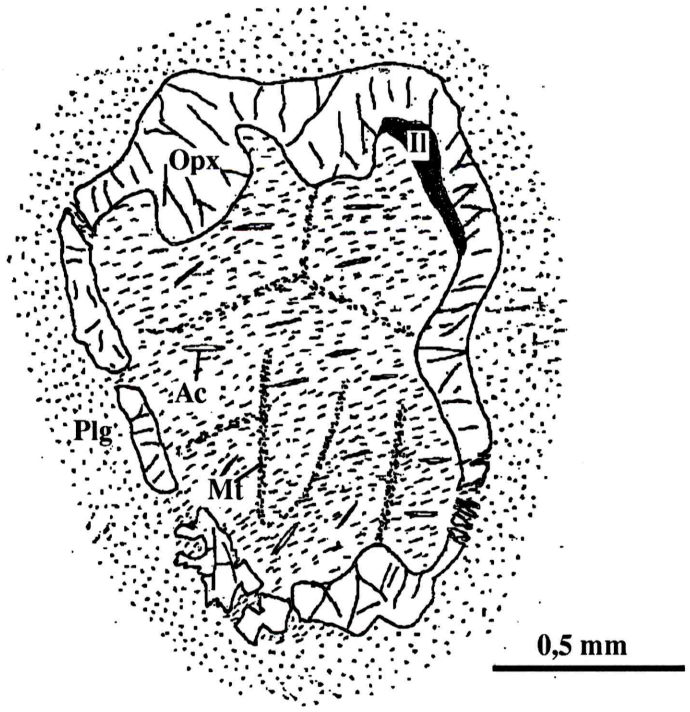


Figure 3.1.6 : *Réaction coronitique entre olivine et plagioclase et développement de l'orthopyroxène et de l'ilménite (échan. CA 98).*

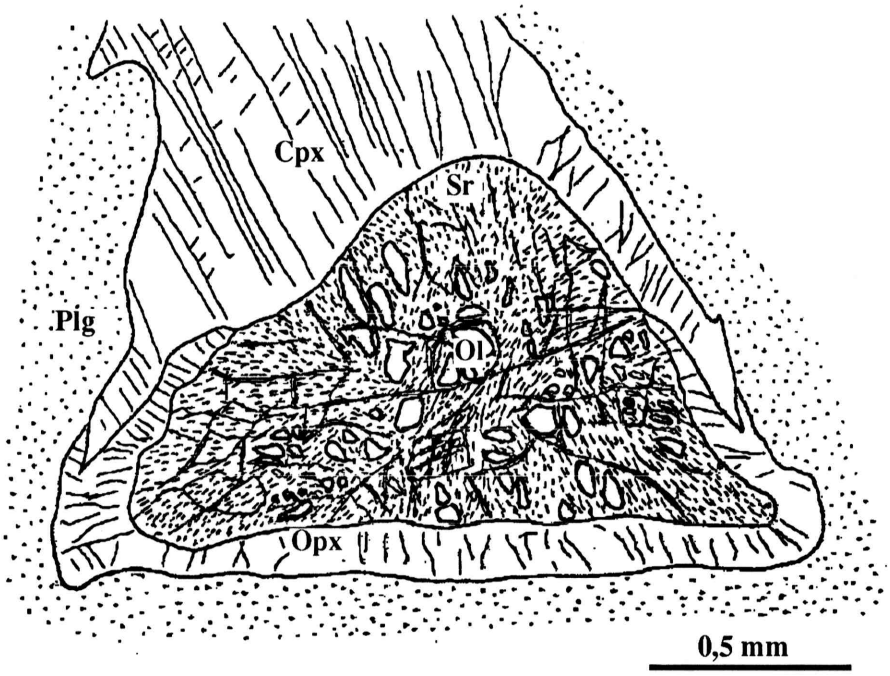


Figure 3.1.7 : *Propagation de la réaction coronitique à l'interface olivine/clinopyroxène (échan. CA 97).*

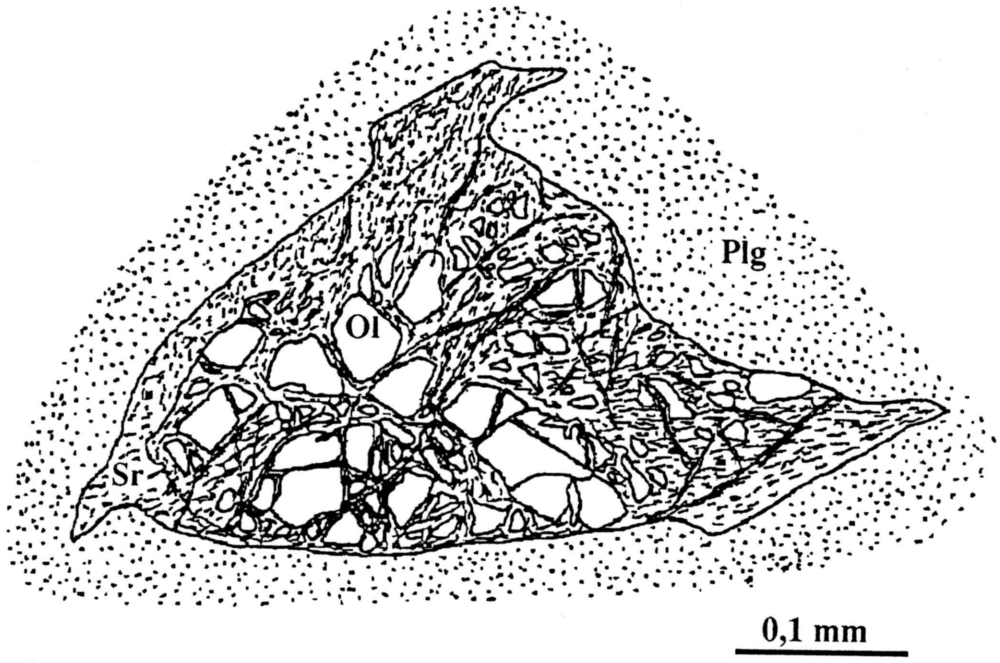


Figure 3.1.8 : *Orthopyroxène d'un corona complétement transformé en serpentine (échan. CA 97).*

1.3.2 Chimisme des minéraux

1.3.2.1 L'orthopyroxène

Les formules structurales de l'orthopyroxène ont été calculées sur la base de 6 atomes d'oxygène. Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau C.9.

Le chimisme des orthopyroxènes est très homogène. Dans le diagramme En-Wo-Fs de Poldervaart et Hess (1951), les orthopyroxènes se projetent dans le champ des bronzites (figure 3.1.9). La teneur molaire en Wo ne dépasse pas 2,3 %. Le rapport $\frac{Fe}{(Fe+Mg)}$ est très homogène. Il varie entre 0,13 et 0,15. Il est proche de celui de l'olivine que remplace l'orthopyroxène, qui varie entre 0,14 et 0,16.

1.3.2.2 L'ilménite

Les formules structurales de l'ilménite ont été calculées sur la base de 4 atomes cationiques (métalliques). Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau C.11.

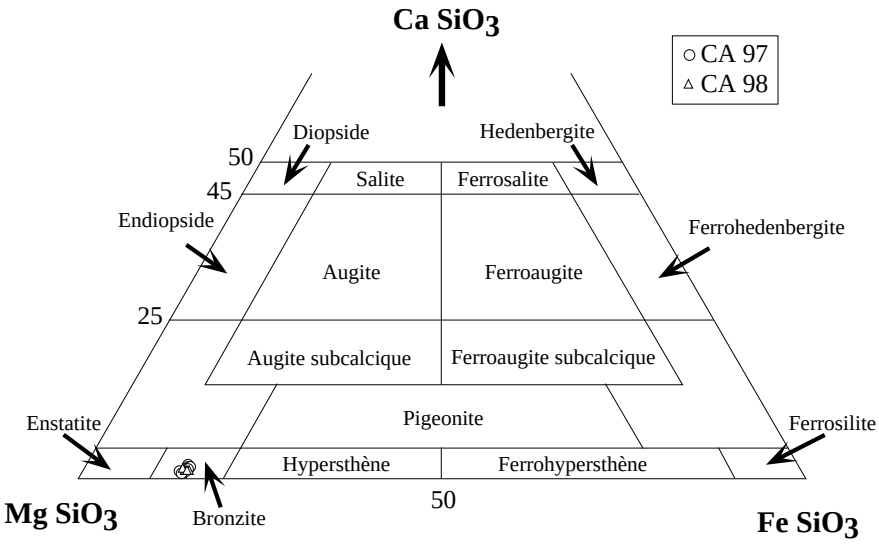


Figure 3.1.9 : *Composition de l'orthopyroxène des réactions coronitiques dans les troctolites des ophiolites de Corse.*

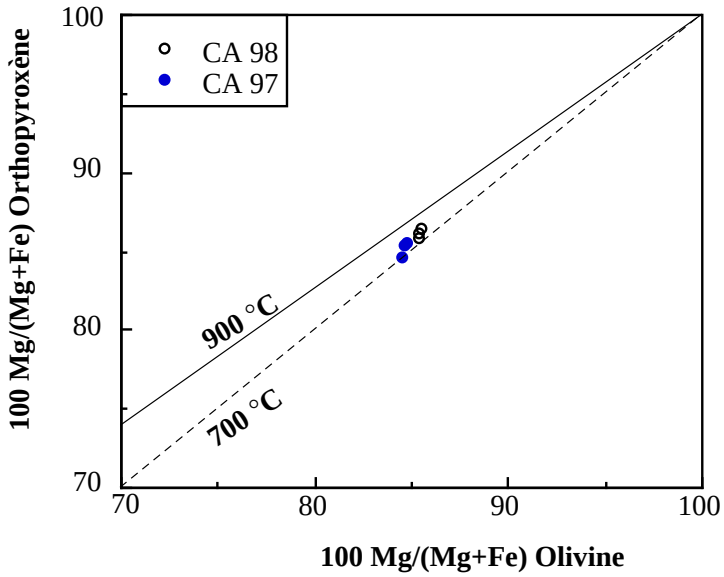


Figure 3.1.10 : *Diagramme* $100 \times (\frac{Mg}{Mg+Fe})$ *pour l'olivine et l'orthopyroxène qui la remplace dans les coronas. Les courbes représentent le partage de Fe et Mg entre l'olivine et l'orthopyroxène de synthèse (courbe en trait continu : 900 °C , d'après Medaris, 1969 ; courbe en tiretés : 700 °C, d'après Sack et Ghiorzo, 1989).*

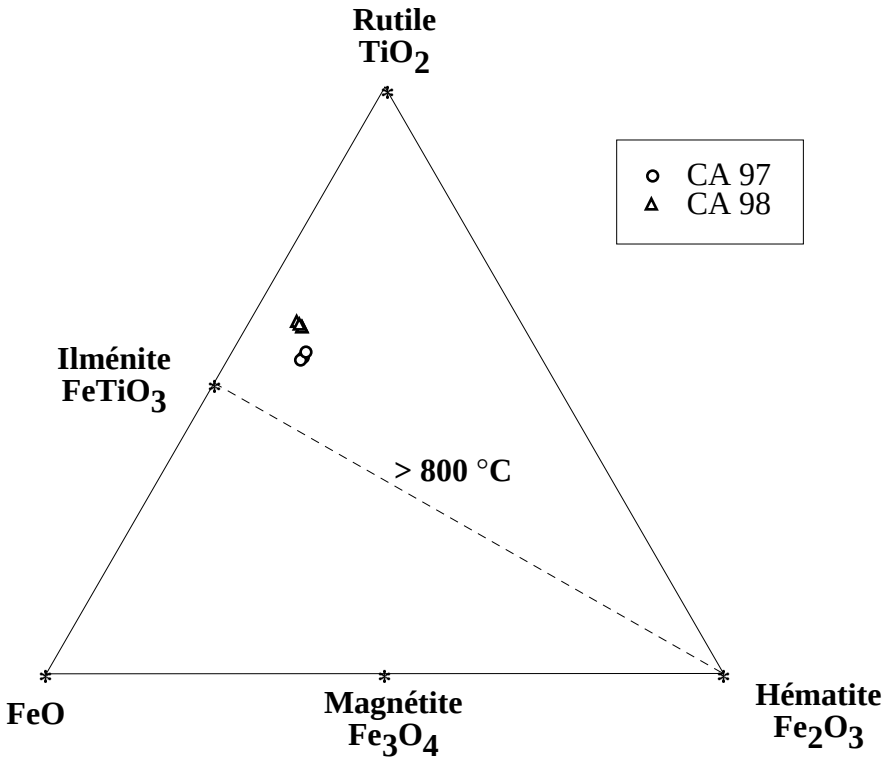


Figure 3.1.11 : *Composition de l'ilménite dans le diagramme $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$. La droite représente la limite de la solution solide complète entre l'ilménite et l'hématite à des températures supérieures à 800 °C (Gribble et Hall, 1992).*

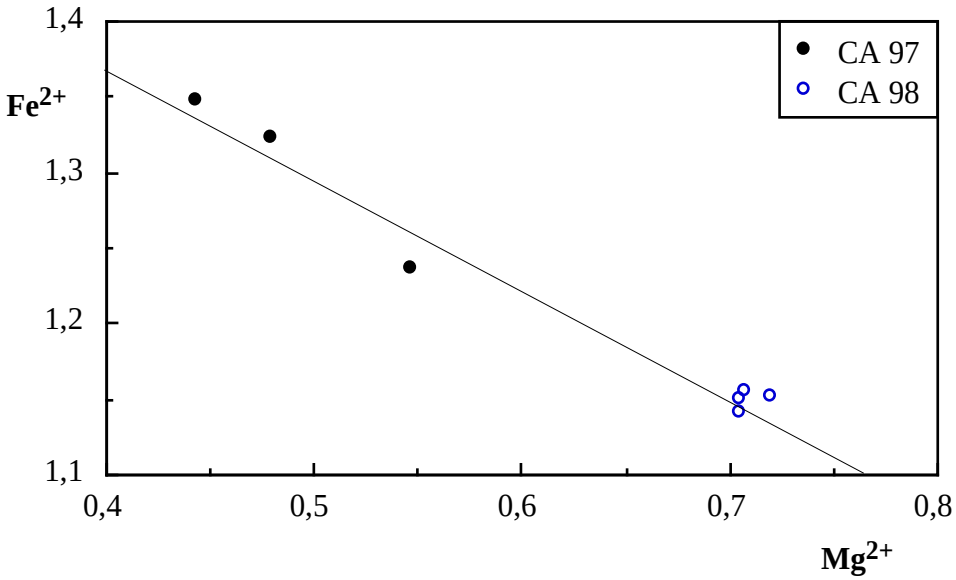


Figure 3.1.12 : *Substitution Fe^{2+}, Mg^{2+} dans la structure de l'ilménite des coronas des gabbros des ophiolites de Corse.*

Dans le diagramme triangulaire $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$ de Gribble et al. (1992) (figure 3.1.11), les oxydes de Fe et Ti sont des ilménites ferrifères. TiO_2 varie de 49,9 à 53,8 % pds. Les teneurs en Fe_2O_3 sont élevées et variables (6,2 $<Fe_2O_3$ $<$10,1 % pds.).

L'ilménite est très riche en Mg (6,2 <MgO <10,4 % pds.). La corrélation négative entre Fe^{2+} et Mg^{2+} (figure 3.1.12) montre que Mg^{2+} se substitue à Fe^{2+}. La teneur en MnO ne dépasse pas 0,6 % pds.

Pour comparaison nous avons analysé l'ilménite d'origine magmatique dans un ferrogabbro. Les résultats analytiques montrent que les deux types d'ilménite présentent des différences chimiques. L'ilménite des coronas est plus riche en MgO et pauvre en MnO que l'ilménite magmatique. Cette dernière contient jusqu'à 3,5 % de MnO et moins de 0,1 % de MgO ; alors que l'ilménite des coronas contient moins de 0,6 % de MnO et jusqu'à 10,4 % de MgO. Ces différences chimiques reflètent des niveaux différents dans la séquence des cumulats. L'ilménite des coronas a cristallisé dans les troctolites, alors que celle d'origine magmatique a cristallisé dans un niveau plus élevé, c'est-à-dire dans les ferrogabbros.

1.3.3 Discussion et interprétation

Les coronas se forment par des réactions sub-solidus entre les minéraux primaires en présence de phases fluides (Van Lamoen, 1979 ; Prichard et Cann, 1982). Quant à Ballhaus et Berry (1991), ils suggèrent des conditions anhydres. Nous avons vu précédemment que l'apparition de phases hydratées (amphiboles brunes) est liée à la présence de fluides magmatiques résiduels dans les gabbros. Ces fluides ont été piégés dans les interstices des minéraux. La cristallisation de l'oxyde ferro-titané (ilménite) par réaction coronitique entre olivine et plagioclase dans les gabbros troctolitiques peut suggérer que Ti provient des fluides tardifs. Lorsque l'olivine est en contact à la fois avec le plagioclase et le clinopyroxène, la bordure coronitique peut s'étendre jusqu'à l'interface olivine/clinopyroxène (figure 3.1.7). Ceci met en cause la croissance de l'orthopyroxène en présence de fluides. Dans cette optique ces arguments nous permettent de retenir la première hypothèse plutôt que la deuxième.

Dans l'ilménite, la teneur en MgO est de 10,4 % pds. Lors des réactions coronitiques, des rééquilibrages ont eu lieu entre les minéraux. Selon Van Lamoen (1979), le remplacement de l'olivine par l'orthopyroxène libère Mg. Les analyses des olivines montrent que celles-ci contiennent entre 84,4 et 85,4 % molaire de Fo. Ceci

permet d'expliquer les teneurs élevées en Mg dans l'ilménite (6,2 <MgO <10,4 % pds.)

Le partage de Fe et Mg entre l'olivine et l'orthopyroxène dépend de la température (Medaris, 1969 ; Henry et Medaris, 1980 ; Harley, 1988 et 1989). Dans la figure 3.1.10, les points représentatifs de $100 \times (\frac{Mg}{Mg+Fe})$ de l'olivine et de l'orthopyroxène se situent entre les courbes établies à 700 et de 900 °C (Sack et Ghiorso, 1989 ; Medaris, 1969). Ceci montre que l'orthopyroxène a probablement cristallisé entre 700 et 900 °C. L'ilménite contient jusqu'à 10,1 % pds. de Fe_2O_3. Selon Gribble et al. (1992), l'ilménite et l'hématite forment une solution solide complète à des températures supérieures à 800 °C. On déduit alors que les températures de ces réactions coronitiques se situent entre 800 et 900 °C.

1.4 Conclusion

Après le dépôt des cumulats des ophiolites de Corse, un stade tardi-magmatique est mis en place. Les fluides magmatiques résiduels ont été piégés dans les espaces intergranulaires. L'interaction de ces fluides avec les clinopyroxènes a abouti à la formation des amphiboles brunes très riches en Ti (jusqu'à 4,3 % pds.). Les réactions coronitiques entre l'olivine et le plagioclase ont abouti à la formation de l'orthopyroxène et de l'ilménite. Ce stade tardi-magmatique intervient à très haute température (entre 800 et 900 °C) avant l'action du métamorphisme hydrothermal (de ride).

Chapitre 2

La déformation intraocéanique

2.1 Introduction

La classification des métagabbros se base sur la combinaison des assemblages de minéraux secondaires, les textures de déformation et le degré de l'altération (Ito et Anderson, 1983 ; Gallinatti, 1984 ; Mevèl, 1987, 1988 ; Stakes et al. 1991 ; Mevèl et Cannat, 1991). Dans ce chapitre, nous présenterons les aspects de la déformation intraocéanique des gabbros et ses conséquences sur l'altération. Les assemblages de minéraux secondaires seront décrits dans le chapitre consacré au métamorphisme hydrothermal.

2.2 Données de terrain

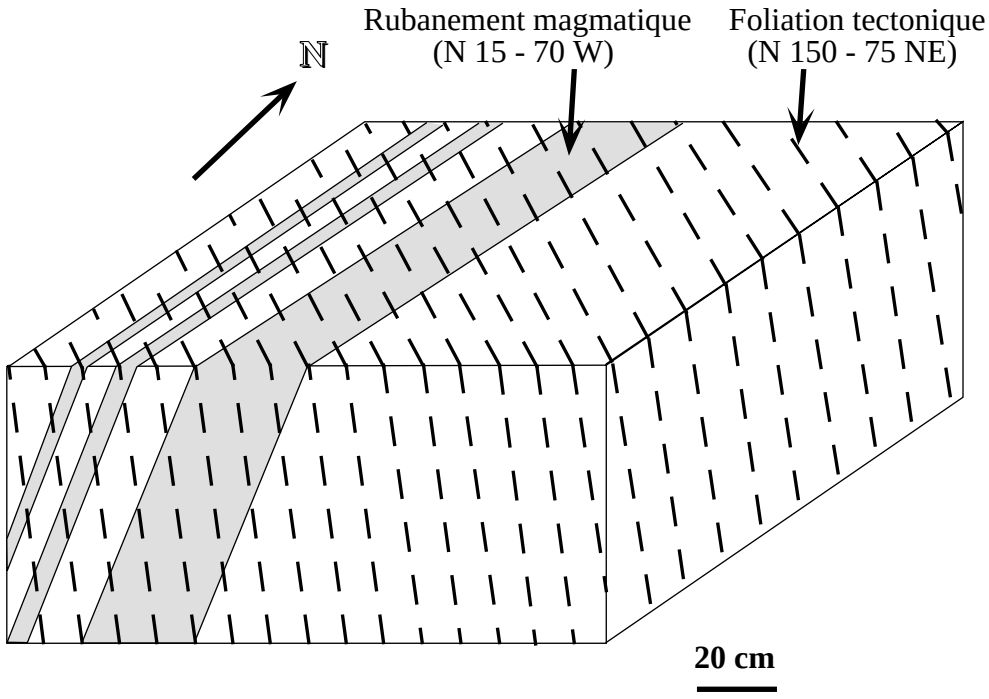


Figure 3.2.1 : *Foliation tectonique oblique par rapport au rubanement magmatique dans les euphotides (secteur de Aïti, massif de la Casaluna).*

Les cumulats gabbroïques de Corse ont été déformés antérieurement à l'incorporation de l'ophiolite dans la croûte continentale. Sur le terrain, la déformation a affecté les euphotides et certains gabbros intermédiaires. Les troctolites et les ferrogabbros sont indemnes de cette déformation.

La déformation est marquée par la foliation soulignée par l'alignement des clinopyroxènes. La figure 3.2.1 montre que la foliation est oblique par rapport au rubanement magmatique. Près des gîtes de sulfures, notamment à Rusio, la foliation est parallèle aux filons minéralisés. Ces filons correspondraient à des fractures liées à cette déformation. Les fluides à l'origine des minéralisations ont empruntés ces filons.

Dans le secteur de Rusio, des filons de gabbros et de diabases non déformés, semblables à ceux du massif de Piano Maggiore, recoupent des euphotides déformées. Ceci milite en faveur d'une déformation précoce qui intervient avant que s'achève la mise en place des magmas de l'ophiolite et donc avant l'incorporation de celle-ci dans la croûte continentale. Un autre argument en faveur d'une tectonique précoce est la présence de fragments de gabbros tectonisés (flaser gabbros) dans des métasédiments de la série de Rospigliani. Ces fragments de gabbros tectonisés, dont la taille peut atteindre 1 m ont été observés près du Col d'Erbajo, dans le secteur de Vezzani-Noceta *(c. f. chapitre données géologiques)*.

2.3 Pétrographie

Dans les gabbros tectonisés, aux textures magmatiques peuvent se superposer deux types de textures : les textures granulaires et les textures cataclastiques. Ces textures ont été définies par Prichard et Cann (1982).

2.3.1 Les textures granulaires

Dans les textures granulaires, les clinopyroxènes secondaires ont recristallisé à partir des clinopyroxènes magmatiques. Les clinopyroxènes secondaires sont de petite taille et leurs axes cristallographiques sont orientés différemment par rapport à ceux des clinopyroxènes magmatiques. Leur forme est polyédrique. Les cristaux sont jointifs et groupés en une mosaïque à points triples. Selon le type de regroupement des clinopyroxènes secondaires, on distingue deux types de textures : les textures porphyroclastiques et les textures polygonales hétérogènes.

2.3.1.1 Les textures porphyroclastiques

Les textures porphyroclastiques (Brown et al. 1980) sont marquées par l'existence de cristaux polygonaux néoformés en bordure des clinopyroxènes mag-

matiques de grande taille (figure 3.2.2 a et photo 6.1).

2.3.1.2 Les textures polygonales hétérogènes

Les textures polygonales hétérogènes (Brown et al. 1980) sont marquées par le regroupement des cristaux néoformés sous formes d'îlots isolés de taille variable (figure 3.2.2 b).

Des exsolutions de clinopyroxènes secondaires apparaissent dans les clinopyroxènes magmatiques. Ils sont attribués aux mêmes processus de recristallisation (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975).

Chimiquement, les clinopyroxènes secondaires ne montrent pas de différences avec les clinopyroxènes magmatiques (tableau C.13) et ce malgré les différences de teintes de polarisation observées optiquement.

Les textures granulaires résultent de la recristallisation des pyroxènes à haute température sous contrainte (Helmstaedt et Allen, 1977; Prichard et Cann, 1982; Gallinati, 1984 et Mevèl, 1987). Dans les gabbros présentement étudiés, les amphiboles vertes d'origine secondaire apparaissent au détriment des clinopyroxènes magmatiques aussi bien que des clinopyroxènes secondaires. La déformation a donc affecté les gabbros dans des conditions anhydres, avant l'apparition du métamorphisme hydrothermal. Ces textures se développent dans des conditions ductiles (Prichard et Cann, 1982).

2.3.2 Les textures cataclastiques

Dans les textures cataclastiques, les cristaux de plagioclase sont bréchifiés. Les fragments de ces plagioclases ainsi formés sont de taille variable. Les contours sont irréguliers et souvent dentelés (figure 3.2.2 c). Ces aspects relèvent d'une déformation de style cassant (Aumento et al. 1977). Les fragments de plagioclase sont cimentés par des amphiboles vertes (figure 3.2.2 c). Dans certains gabbros, la déformation cataclastique est exprimée par l'apparition de microfractures millimétriques. Ces microfractures sont colmatées par les amphiboles associées ou non à des chlorites ou par la prehnite. L'apparition de ces phases hydratées témoigne de circulations de fluides dans les gabbros à travers les réseaux canalisés liés à la fracturation. Les filons minéralisés ainsi que les filons diabasiques de la série de Rospigliani qui recoupent les gabbros et les serpentinites témoignent de la fracturation

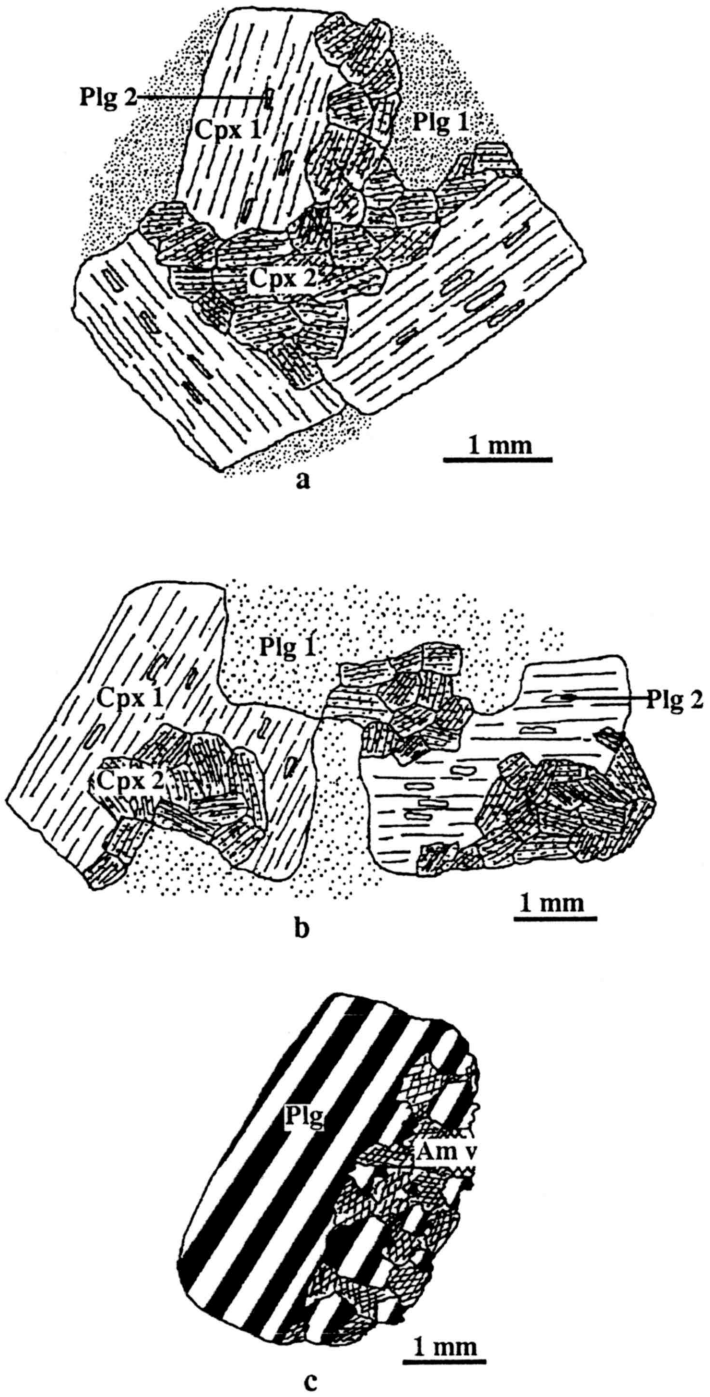


Figure 3.2.2 : *Textures granulaires et cataclastiques observées dans les gabbros tectonisés des ophiolites de Corse.*

a- *Texture porphyroclastique (échan. B 170).*

b- *Texture polygonale hétérogène (échan. B 167.)*

c- *Texture cataclastique (échan. N 154).*

de la lithosphère océanique.

2.4 Discussion et interprétation

La déformation a affecté la croûte océanique inférieure. Cette déformation intraocéanique est caractérisée par un changement de style. La déformation ductile a affecté les gabbros à haute température, dans des conditions anhydres. Elle est suivie de la déformation cassante qui a favorisé l'hydratation de la croûte océanique inférieure et la mise en place du métamorphisme hydrothermal (de ride). Selon Fox et Gallo (1984), l'épaisseur très faible de la croûte océanique à proximité des zones transformantes permet la pénétration de l'eau de mer jusqu'au niveau du manteau supérieur pour hydrater les roches mafiques et ultramafiques. En Corse, la série de Rospigliani est très réduite et montre des caractéristiques typiques des zones transformantes *(c. f. deuxième partie de cette étude)*. Dans cette série les serpentinites et/ou les gabbros ont joué le rôle du paléoplancher océanique. Selon Prichard et Cann (1982), Harper (1985), l'expression de la déformation en styles ductile et cassant caractérise une tectonique verticale qui permet la mise en affleurement sur le fond marin des constituants de la lithosphère océanique. Par comparaison avec la croûte océanique actuelle, des métagabbros déformés et des péridotites serpentinisées ont été dragués dans la zone transformante de Garret à 13° 30' S de la ride du Pacifique est (Hebert et al. 1983). En Corse, les failles qui ont affecté le paléosubstratum de la série de Rospigliani ont servi de drain pour le magma des filons tardifs et pour les fluides responsables du dépôt des minéralisations sulfurées.

2.5 Comparaison avec la croûte océanique et d'autres ophiolites

Dans les rides médio-atlantiques, de Cayman et du S-W de l'océan indien, la déformation ductile commence à haute température (900 °C), sous des conditions anhydres (Ito et Anderson, 1983 ; Prichard et Cann, 1982 ; Vanko et Stakes, 1991 ; Mevèl, 1988). L'étirement continu de la lithosphère se produit au fur et à mesure que la température décroît. Dans les zones transformantes où la tectonique est active, les constituants de la lithosphère océanique subissent la fracturation. Ce qui permet la pénétration de l'eau de mer dans la croûte inférieure et l'hydratation des roches

à haute température (>500 °C).

Dans les ophiolites des Alpes occidentales, des scénarios semblables aux précédents ont été décrits dans le massif de Chenaillet par Mévèl et al. (1978). Selon ces auteurs, la déformation ductile est liée à un étirement de la lithosphère.

Dans l'ophiolite de Semail à Oman, Nehlig et Juteau, (1988) ont montré que les altérations hydrothermales dans les gabbros sont en relation avec un réseau de veines millimétriques. Ce réseau de fractures est en relation avec un front de fracturation. Les températures d'interaction eau de mer-roches ont été estimées inférieures à 500 °C (Nehlig et Juteau, 1988).

Le cas des étirements de la lithosphère océanique (rides océaniques et ophiolites des Alpes occidentales) correspond au modèle de Mevèl et Cannat (1991) qu'on peut appliquer aux ophiolites de Corse ; alors que pour le cas d'une fracturation thermique (Oman), le modèle appliqué est celui de Lister (1974). La différence entre les deux modèles est probablement liée à la vitesse d'expansion des rides (Mevèl et Cannat, 1991). Les processus hydrothermaux liés à l'étirement de la lithosphère océanique se rapportent à des rides lentes. Quand l'alimentation en magma basaltique est faible, la tectonique prend progressivement le relais de l'apport magmatique pour maintenir l'expansion du système. La chambre magmatique se fige ; les gabbros encore chauds subissent alors un étirement. Tandis que ceux liés à la fracturation thermique, en Oman, se rapportent à une ride rapide (Nicolas et al. 1988 b). Dans ce cas, l'expansion rapide se fait par injection de magma en abondance dans les fissures de la croûte. Les fissures sont créées par l'injection du manteau chaud et fondant dans la lithosphère.

2.6 Conclusion

Les cumulats gabbroïques de Corse ont été affectés par une déformation intraocéanique antérieure à la déformation alpine. Ils ont été tout d'abord déformés dans des conditions ductiles, anhydres et à haute température ; puis ils ont été déformés de manière cassante au fur et à mesure que les cumulats se refroidissaient. Cette déformation est alors accompagnée de l'hydratation de la croûte océanique inférieure et la mise en place du métamorphisme hydrothermal. La déformation est liée à l'étirement de la croûte océanique.

Chapitre 3

Métamorphisme hydrothermal

3.1 Introduction

Dans les ophiolites de Corse, trois phases de métamorphisme ont affecté les roches (Ohnenstetter et al. 1976). Selon ces auteurs, le métamorphisme schiste vert initial (de ride) date du Lias moyen et s'achève au Jurassique supérieur. Le second métamorphisme, de haute pression est dû à une zone de subduction, serait éoalpin (Crétacé supérieur). Enfin, le métamorphisme schiste vert terminal, d'âge Éocène - Oligocène, est contemporain de la tectogenèse alpine.

Le métamorphisme schiste vert initial a affecté les roches dans un contexte de ride océanique. Ces roches présentent des textures secondaires qui se surimposent sur les textures magmatiques et tardi-magmatiques. Dans ce chapitre, nous présenterons la minéralogie et les paragenèses des silicates liées aux transformations secondaires des roches au voisinage des zones minéralisées et dans les zones non minéralisées.

3.2 Pétrographie

3.2.1 Les zones non minéralisées

Les minéraux secondaires se développent aux dépens des minéraux primaires ou des minéraux tardi-magmatiques. Les relations texturales entre les minéraux secondaires d'une part, et entre les minéraux secondaires et les minéraux primaires et tardi-magmatiques d'autre part, ainsi que la nature et le chimisme des minéraux secondaires montrent que le métamorphisme hydrothermal est polyphasé et que le système hydrothermal a évolué en deux stades.

3.2.1.1 Stade I

Les paragenèses minérales liées à ce stade ont été observées dans les laves en coussins, les dolérites massives, les gabbros ainsi que dans les serpentinites.

Dans les laves en coussins et les dolérites massives, la paragenèse minérale liée à ce stade est formée de chlorites, épidotes, calcite, serpentines, albite, actinote et pyrite. L'actinote, les épidotes, la serpentine, l'albite ainsi que les chlorites se développent aux dépens des minéraux primaires, notamment les clinopyroxènes, les plagioclases et les olivines, ou remplacent la mésostase des roches. Les clinopyroxènes sont transformés sur leurs bordures en chlorites, épidotes et actinote (figure 3.3.4).

Les olivines sont complètement transformées en serpentines, chlorites et calcite. Les plagioclases sont albitisés. Dans les fissures qui recoupent les roches, les chlorites sont associées aux épidotes, calcite, albite et pyrite (figure 3.3.3).

Dans les gabbros, l'hornblende verte pseudomorphose soit les amphiboles brunes, soit les clinopyroxènes au niveau de leurs bordures. Ce remplacement est d'autant plus poussé que la roche est plus déformée. Dans les cas extrêmes, le remplacement est total. Lorsque la roche est cataclasée, les amphiboles vertes englobent les éléments bréchifiés du plagioclase *(c. f. chapitre déformation intraocéanique)*.

Dans les serpentinites, la paragenèse minérale est très simple. Elle est formée de serpentines (essentiellement l'antigorite avec parfois de la chrysotile), de magnétite et de l'hydrogrossulaire. Ces minéraux sont le produit de la transformation des olivines et des pyroxènes. L'hydrogrossulaire sous forme de cristaux fins a été observé le long des clivages des pyroxènes.

3.2.1.2 Stade II

Ce stade n'a été rencontré que dans les gabbros. Il est caractérisé par une paragenèse minérale formée d'amphiboles vertes, serpentines, chlorites, magnétite, prehnite, pumpellyite, albite et grossulaire. Les olivines sont transformées en serpentines. Lorsque la serpentinisation des olivines est partielle, des îlots d'olivine persistent encore (figures 3.1.7 et 3.1.8). Cette transformation s'accompagne de la libération du fer, qui cristallise sous forme de magnétite en grains très fins. Lorsque l'olivine est bordée par une couronne réactionnelle, on observe des aiguilles d'amphibole verte à l'intérieur des cristaux des olivines. Dans les coronas, l'orthopyroxène est transformé en serpentine (figure 3.1.8). Cette transformation commence du côté de l'olivine. Les serpentines frangent l'orthopyroxène selon ses bordures. Elles empruntent également les clivages de celui-ci, qui sont généralement perpendiculaires aux interfaces, ce qui donne un aspect fibro-radié (figure 3.1.7). Du coté du plagioclase, on observe l'apparition de l'albite dans l'interface plagioclase/orthopyroxène.

Dans les troctolites, notamment celles de Cardo, les plagioclases sont transformés en prehnite accompagnée du grossulaire. Ces minéraux apparaissent dans les fractures du plagioclase. La pumpellyite , sous formes d'amas, apparaît au coeur des plagioclases. Dans les gabbros intermédiaires ou les ferrogabbros, la transformation des pyroxènes est d'autant plus avancée que la roche est déformée. Les amphiboles vertes et la chlorite se développent aux dépens des pyroxènes. La

pseudomorphose des pyroxènes par les amphiboles vertes commence en bordure. Ces dernières peuvent également apparaître avec la chlorite dans les clivages et les fractures qui recoupent les pyroxènes. Dans les pyroxènes largement transformés, on constate une variation de couleur des amphiboles vertes, du vert-brun (au coeur) au vert clair (en bordure) (figure 3.3.2 et photo 5.7). Ceci montre que l'actinote frange l'hornblende verte. Une traversée d'analyses sur ces amphiboles montre le passage d'une composition d'hornblende à celle de l'actinote. Dans les gabbros intermédiaires ou les ferrogabbros, les amphiboles vertes pseudomorphosent les amphiboles brunes (figure 3.3.1). Ceci montre que le métamorphisme hydrothermal est postérieur au stade tardi-magmatique, comme le montrent également les transformations, dues au métamorphisme hydrothermal, subies par les minéraux des coronas tardi-magmatiques.

3.2.2 Les zones minéralisées

Dans les zones minéralisées, les roches encaissantes des minéralisations sulfurées ont subi des transformations secondaires. Le quartz, les chlorites, l'actinote, la pyrite, l'albite, les épidotes et la magnétite sont les minéraux secondaires qui relèvent de ces transformations métamorphiques.

Les paragenèses minérales liées à ces transformations varient selon le niveau stratigraphique de la même manière que les paragenèses des minéraux métalliques. Dans les basaltes, la paragenèse est formée de quartz, pyrite, chlorites et albite. Dans les gabbros euphotides, elle est formée de quartz, chlorites, actinote, épidotes et pyrite.

Les transformations secondaires ont été observées aux alentours des filons minéralisés sur une échelle de quelques mètres. L'extension faible des transformations secondaires dans l'encaissant est liée aux faibles puissances des filons minéralisés, qui ne dépassent pas 3 m. Dans les zones non minéralisées, la couleur des roches métamorphisées est verdâtre. En se rapprochant des zones minéralisées, la couleur des roches encaissantes devient rougeâtre. Un autre aspect qui caractérise les roches encaissantes est l'abondance du quartz, alors que ce minéral est absent dans les zones non minéralisées. La présence de ce minéral avec les sulfures confère aux roches encaissantes une dureté plus élevée. Les roches encaissantes sont recoupées par des veines de taille centimétrique formées de minéraux secondaires. La densité de ces veines diminue en s'éloignant du contact entre les filons minéralisés et leur

encaissant. Sur cassure fraîche lorsque les veines sont abondantes, la gangue quartzique peut englober des fragments de roches encaissantes hydrothermalisées. Dans ces fragments, on y reconnaît les reliques de pyroxène et de plagioclase. Microscopiquement, les pyroxènes ainsi que les plagioclases sont recoupés par des veines. Lorsque la veine recoupe un pyroxène, on observe l'actinote dans les épontes de celle-ci (figure 3.3.6).

Dans les zones minéralisées, on n'a pas observé de transformation pouvant être rattachée à un second stade, tel que celui observé dans les zones non minéralisées et dans les filons minéralisés. En effet, dans ces derniers, les fluides tardifs sont d'une moindre importance, et ne peuvent pas engendrer de transformation notables de l'encaissant.

Les filons gabbroïques et diabasiques qui recoupent les gabbros et les serpentinites ne sont pas transformés, ni minéralisés.

3.3 Etude chimique des minéraux secondaires

En Corse, un des problèmes qui limite l'étude chimique des minéraux secondaires concerne le plagioclase. Dans tous les cas, il s'agit d'albite. L'albitisation du plagioclase au cours des métamorphismes de haute pression et de schiste vert terminal ne permet pas de remonter aux compositions de celui-ci correspondant au métamorphisme hydrothermal.

3.3.1 Les amphiboles

Les formules structurales des amphiboles ont été calculées sur la base de 23 atomes d'oxygène, en partageant Fe en Fe^{2+} et Fe^{3+} selon la méthode de Leake (1978). La nomenclature adoptée est celle proposée par l'Association Internationale de Minéralogie (Leake, 1978). Les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux C.14, C.15 et C.16.

Toutes les amphiboles analysées appartiennent au groupe des amphiboles calciques. Leurs compositions sont variables.

- Dans les zones non minéralisées, les amphiboles du stade I sont des hornblendes magnésiennes, alors que celles du stade II sont des hornblendes actinolitiques ou trémolitiques, des actinotes et des trémolites, comme le montre

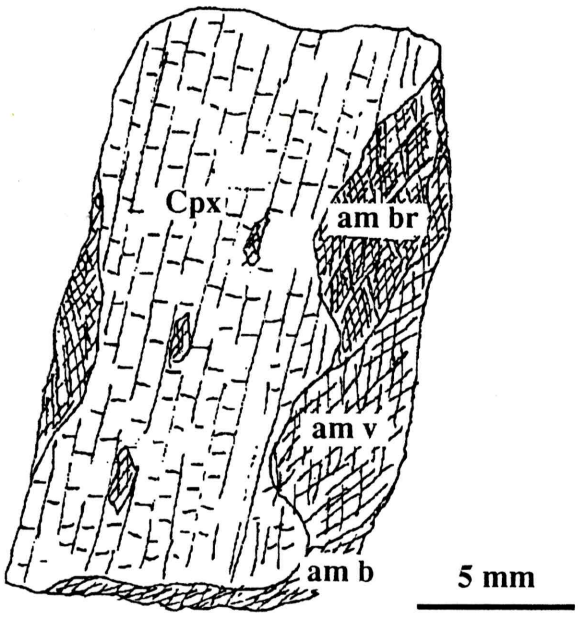


Figure 3.3.1 : *Succession des transformations dans un clinopyroxène de gabbro : clinopyroxène en amphibole brune (stade tardi-magmatique), amphibole brune en amphibole verte (métamorphisme hydrothermal) et amphibole verte en amphibole bleue (métamorphisme de haute pression). (échan. B 175).*

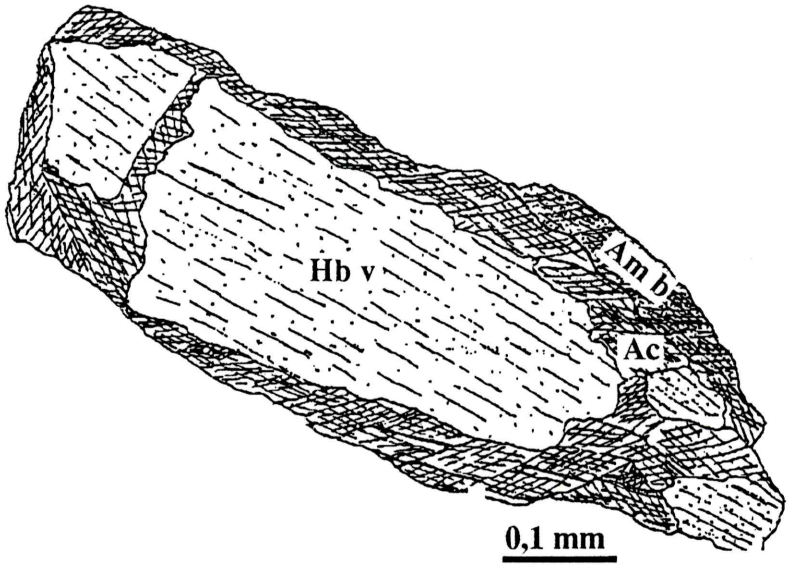


Figure 3.3.2 : *Hornblende verte frangée par l'actinote dans une euphotide, montrant la succession de deux stades métamorphiques (échan. N 157).*

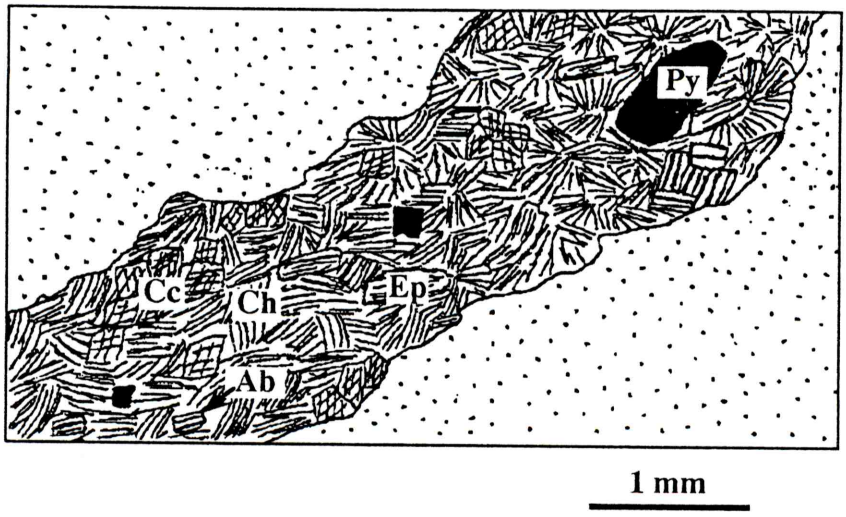


Figure 3.3.3 : *Fissure à minéraux secondaires dans un basalte (échan. I2).*

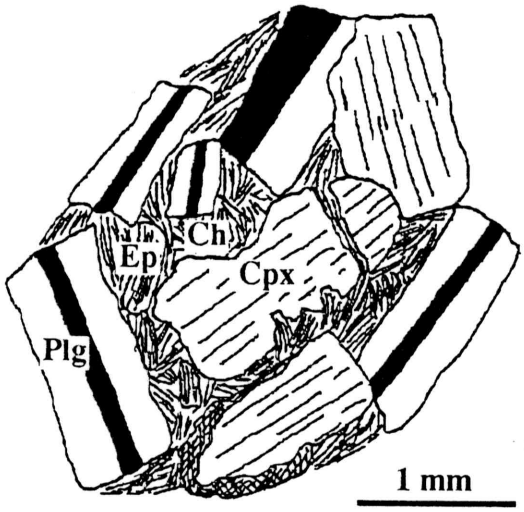


Figure 3.3.4 : *Minéraux secondaires (chlorites et épidotes) dans les espaces interstitiels des minéraux primaires dans une dolérite massive (échan. I 4).*

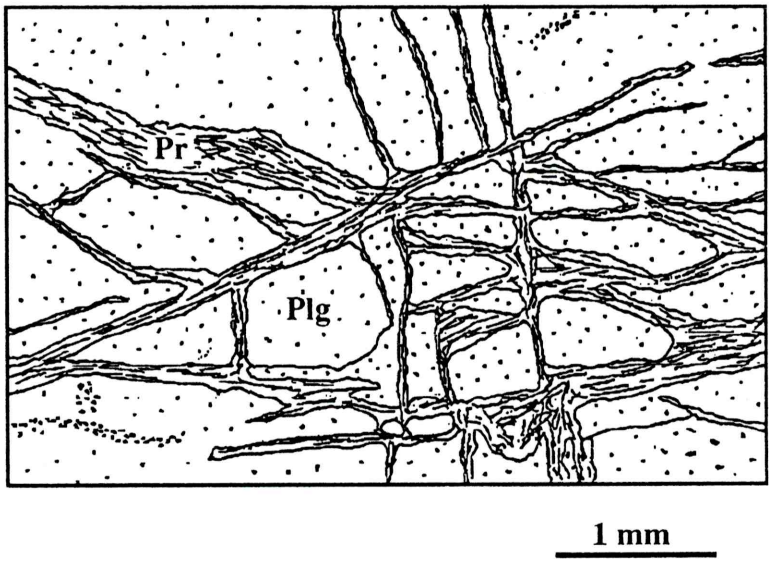


Figure 3.3.5 : *Fissures à prehnite dans un plagioclase d'une troctolite (échan. CA 98).*

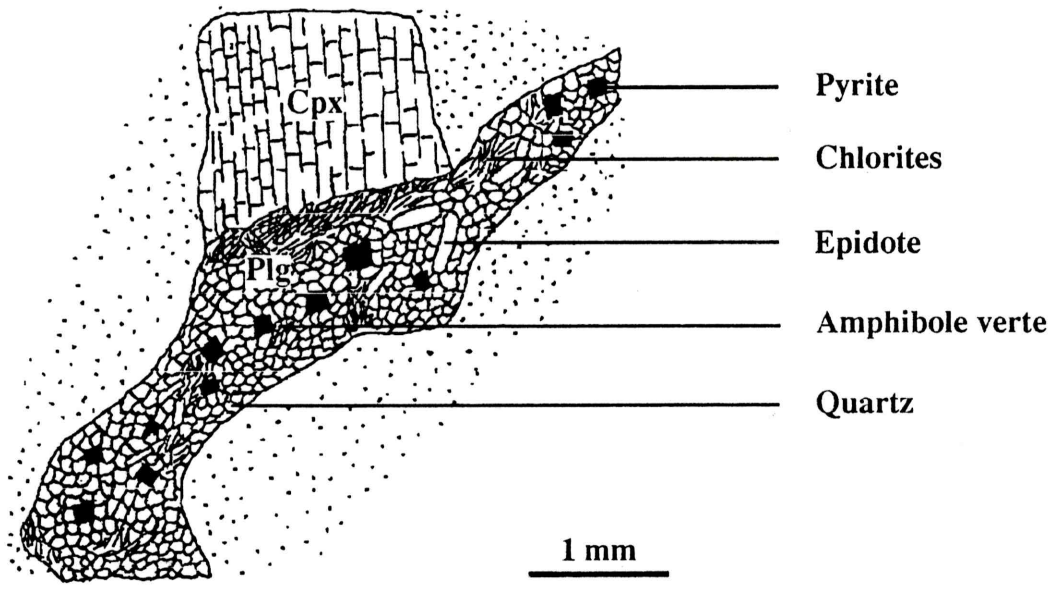


Figure 3.3.6 : *Veine à minéraux secondaires associés aux sulfures dans les gabbros (échan. B 167).*

la disposition de leurs points représentatifs dans le diagramme $(\frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}) - Si$ (figure 3.3.7).

- Dans les zones minéralisées, les amphiboles sont des actinotes, ferro-actinotes et des trémolites. La présence de ferro-actinote dans ces zones reflète un environnement enrichi en fer lors de la mise en place des minéralisations sulfurées.

Toutes les amphiboles sont d'origine secondaire, comme le montre la répartition de leurs points représentatifs dans le diagramme Ti - Si de Leake (1965 a) et Vejnar (1975), (figure 3.3.8). Ce diagramme montre que ces amphiboles sont très pauvres en Ti (Ti <0,91 % pds.). Elles diffèrent des amphiboles brunes pour lesquelles les teneurs en Ti sont très élevées (1,2 <Ti <4,3 % pds.).

Les teneurs en Al^{IV} sont variables. Elles varient de 0 à 1,16. Les teneurs en Al^{VI} sont inférieures à 0,34.

Le rapport $\frac{Fe}{(Fe+Mg)}$ varie selon le type d'amphibole. Dans les zones non minéralisées, ce rapport est inférieur à 0,4. Il peut atteindre 0,52 dans les amphiboles des zones minéralisées.

Le diagramme $Al^{IV} - (Na+K)_A$ (figure 3.3.9) montre que les amphiboles vertes ont une tendance hornblendique. Elle est différente de celle des amphiboles brunes tardi-magmatiques, qui montrent une tendance pargasitique. Cette distinction a été déjà signalée dans les gabbros des rides océaniques (Gillis et Thompson, 1993).

3.3.2 Les chlorites

Les formules structurales des chlorites ont été calculées sur la base anhydre de 28 atomes d'oxygène. La nomenclature adoptée est celle de Hey (1954). Les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux C.17 et C.18.

Dans les zones non minéralisées, la composition des chlorites varie peu. Dans le diagramme $Si - \frac{Fe_{total}}{(Fe_{total}+Mg)}$ (figure 3.3.12), toutes les chlorites analysées dans les gabbros, les basaltes et dans les dolérites massives sont des pycnochlorites. Le rapport $\frac{Fe_{total}}{(Fe_{total}+Mg)}$ est compris entre 0,25 et 0,40.

Dans les zones minéralisées, la composition des chlorites est variable. Dans les basaltes, les chlorites sont des pycnochlorites et des ripidolites. Dans les gabbros, ce sont des diabantites, des pycnochlorites et des clinochlores. Le rapport

	Types	Sous types	Ps
Orthorhombiques	Zoïsite	Al	0-2,5
		Fe	2,5-5
Monocliniques	Clinozoïsite	Al	0-5
		Fe	5-10
	Epidote (s. s.)	Al	10-22,5
	Pistachite	Fe	22,5-33,5

Tableau 3.3.1 : *Classification et nomenclature des épidotes d'après Holdaway (1972)*($Ps = 100 \times (\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Al})$ *en % mol.)*

$\frac{Fe_{total}}{(Fe_{total}+Mg)}$ est variable et plus élevé que celui des chlorites des zones non minéralisées. Il est compris entre 0,21 et 0,53. Ces variations ont été noté selon la nature pétrographique des roches encaissantes. Dans les basaltes, le rapport $\frac{Fe_{total}}{(Fe_{total}+Mg)}$ est compris entre 0,46 et 0,53, alors que dans les gabbros il varie de 0,21 à, 0,35.

3.3.3 Les épidotes

Les épidotes ont été analysées dans les gabbros encaissant les minéralisations (tableau C.19). Dans les basaltes des zones non minéralisées, les analyses faites sur les épidotes présentent des totaux déficitaires d'environ 6 % pds. Par conséquent, on n'a pas tenu compte de ces analyses. Une recherche systématique qualitative des terres rares faite à la microsonde électronique a révélé l'absence de ces éléments. Par la suite, les observations effectuées au microscope électronique à balayage ont montré que ces épidotes sont transformées en chlorites d'aspect fibreux qui rendent difficiles les analyses des épidotes.

Les formules structurales des épidotes ont été calculées sur la base anhydre de 12,5 atomes d'oxygène. Les proportions moléculaires des termes pistachite - clinozoïsite (Ps) ont été calculées par la formule $100 \times (\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Al})$ en % mol.

Dans la nomenclature de Holdaway (1972) (tableau 3.3.1), les épidotes analysées sont des pistachites. Ps varie entre 25,4 et 34,8. Al qui se substitue naturellement à Fe^{3+} dans la structure des épidotes est présent en teneur peu variable (1,9 - 2,2 % at.).

La teneur en Fe^{3+} des épidotes dépend de la température de cristallisation, de la fugacité en oxygène et de la composition chimique du milieu hôte

(Holdaway, 1972). La présence de sulfures en association avec les épidotes témoigne du caractère réduit du milieu, ce qui ne permet pas d'expliquer les valeurs élevées du Ps. Les températures situées entre 250 et 450 °C ne permettent pas également d'expliquer ces teneurs élevées en Fe^{3+} de ces épidotes. Par conséquent, les valeurs élevées du Ps peuvent s'expliquer par la composition chimique du milieu hôte. Les épidotes ont été analysées dans des euphotides qui sont moyennement riches en Fe dans la séquence gabbroïque. L'environnement s'enrichit en Fe par apport de cet élément par les fluides hydrothermaux qui sont à l'origine des minéralisations sulfurées.

3.4 Conditions thermobarométriques du métamorphisme hydrothermal

3.4.1 La température

Dans les zones minéralisées, l'association minéralogique à quartz, chlorite, actinote, épidotes et sulfures (pyrite) est stable entre 250 et 450 °C (Liou et al, 1985). Ce domaine de température correspond au faciès schiste vert.

Dans les zones non minéralisées, les conditions de température du métamorphisme hydrothermal sont variables dans le temps :

Les conditions de température du stade précoce correspondent à celles du faciès schiste vert dans les laves en coussins, les dolérites massives et les serpentinite et à celles du faciès amphibolite dans les gabbros. Par contre, les conditions de température du stade tardif correspondent à celle du faciès schistes verts. Ainsi, le système hydrothermal évolue avec une baisse de température de manière similaire à celle observée dans les minéralisations. Ces conditions ont été estimées en tenant compte des associations minéralogiques et des variations de composition chimique des amphiboles.

Les variations de composition chimique des amphiboles ont été utilisées par de nombreux auteurs pour évaluer les conditions de température et de pression. Nous avons vu que les teneurs en Al^{IV} sont très variables ($0{,}01 < Al^{IV} < 1{,}16$). D'après Leake (1965 b) et Spear (1980), la diminution des teneurs en Al^{IV} des amphiboles correspond à une diminution de la température de cristallisation. Al^{IV} diminue en même temps que la composition des amphiboles change. Selon Liou et

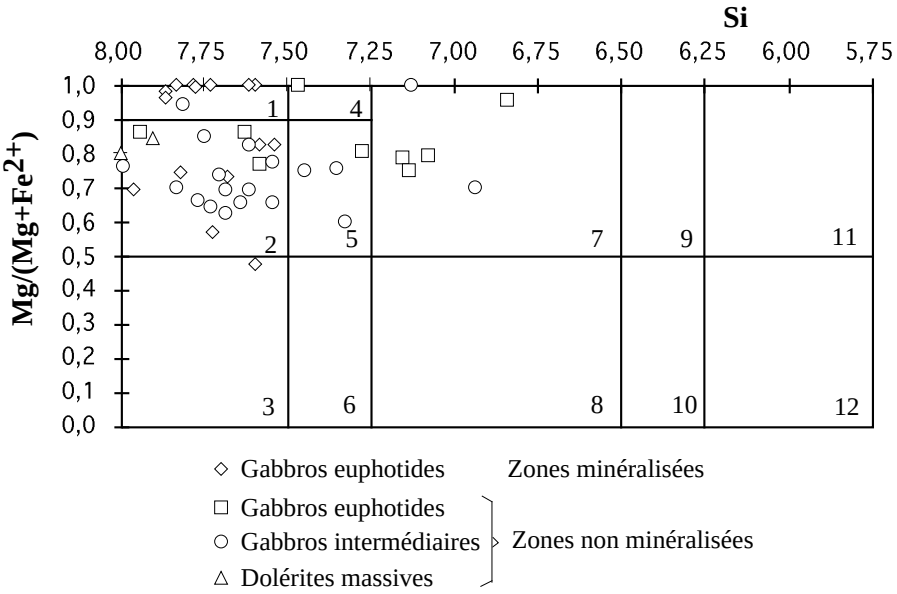


Figure 3.3.7 : *Composition des amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées (d'après Leake, 1978).*

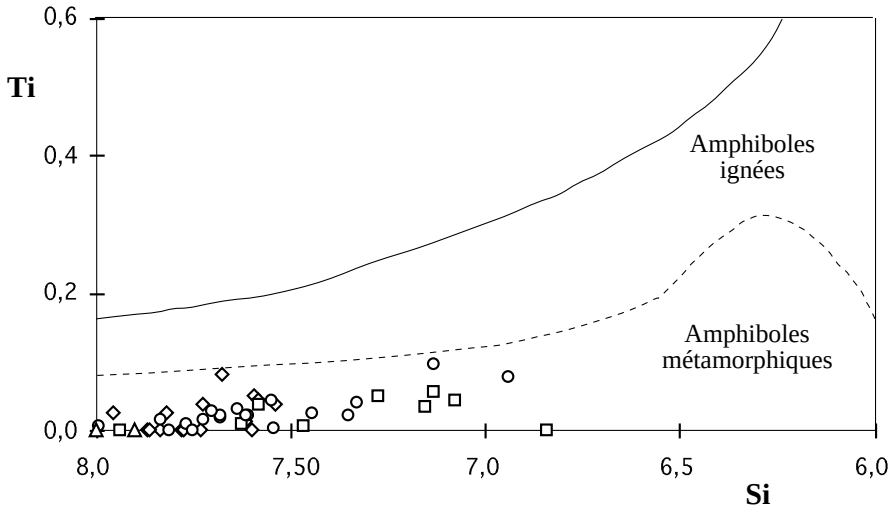


Figure 3.3.8 : *Diagramme Ti - Si de Leake (1965) et Vejnar (1975) appliqué aux amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse.*

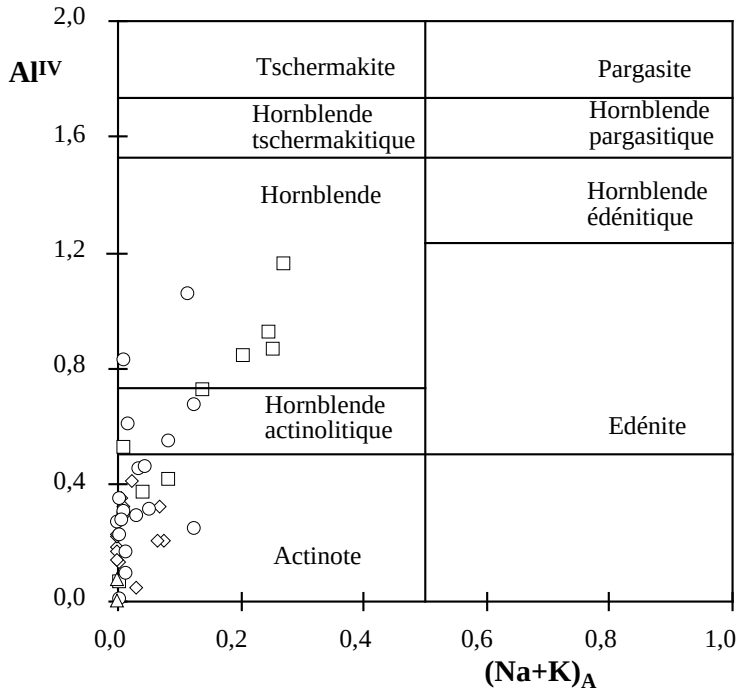


Figure 3.3.9 : *Diagramme $Al^{IV} - (Na + K)_A$ appliqué aux amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse.*

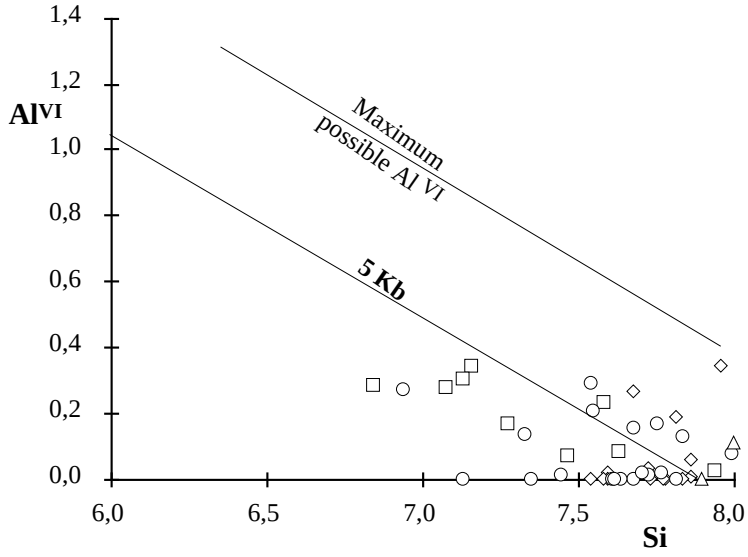


Figure 3.3.10 : *Diagramme $Al^{VI} - Si$ de Raase (1974) et Leake (1965 a) appliqué aux amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse.*

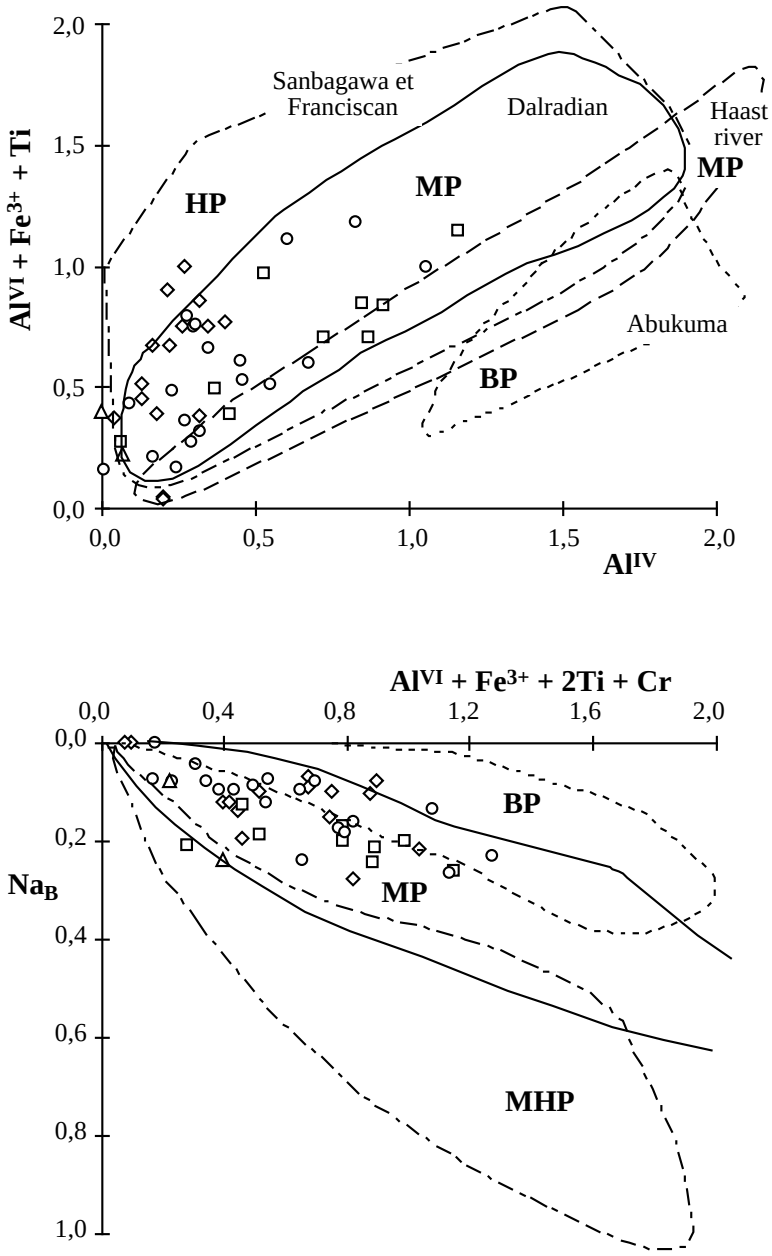
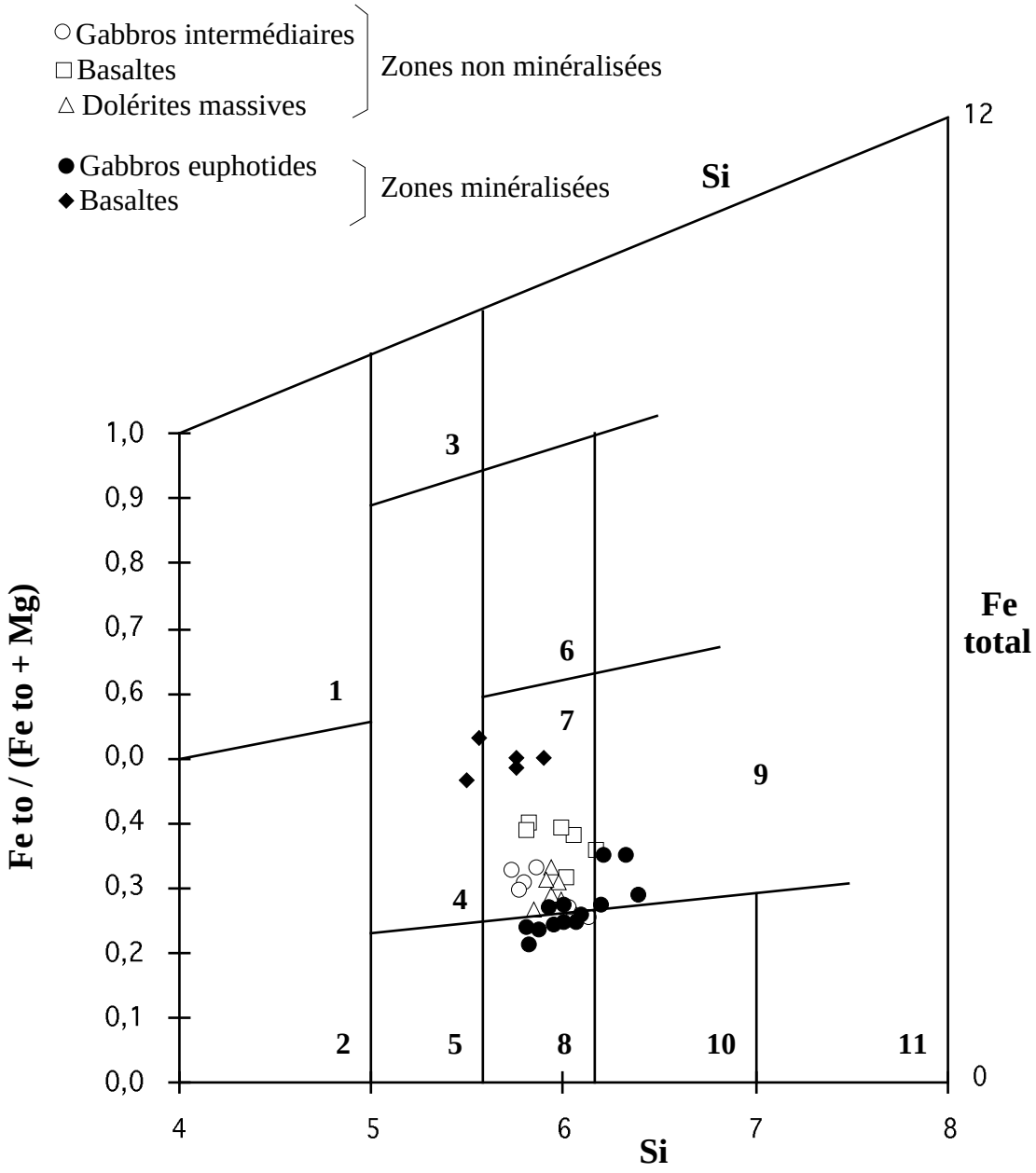


Figure 3.3.11 : *Distribution des amphiboles vertes des zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse dans les diagrammes :*

$(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) - (Al^{IV})$ *(Laird et Albee, 1981).*

$(Na_B) - (Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + Cr)$ *(Laird et al. 1984).*

***BP** : domaine de basse pression ; **MP** : domaine de moyenne pression ; **HP** : domaine de haute pression.*



1 : pseudothuringite
2 : Corundophilite
3 : Daphinite
4 : Ripidolite
5 : Sheridanite
6 : Brunsvigite
7 : Pycnochlorite
8 : Clinochlore
9 : Diabantite
10 : Pennine
11 : Talc-chlorite

Figure 3.3.12 : *Classification des chlorites du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse (d'après Hey, 1954).*

al. (1974) et Moody et al. (1983), le changement de composition des amphiboles du type hornblende verte au type actinote est lié à une diminution de la température du faciès amphibolite au faciès schiste vert. Les travaux expérimentaux menés par Liou (1974) montrent que la hornblende est stable au dessus de 550 °C. Spear (1981) a fixé la température maximale aux environs de 720 - 770 °C. La présence d'hornblendes actinolitique et trémolitique, d'actinote et de trémolite suggèrent des températures inférieures à 500 °C (Liou, 1974 ; Moody et al. 1983). Les observations microscopiques confirmées par des analyses chimiques montrent une succession d'amphiboles vertes du type hornblende au type actinote. Cette succession d'amphiboles traduit une baisse de températures (entre 550 °C et 720-770 °C) pour le stade précoce vers des températures inférieures à 500 °C pour le stade tardif. L'association prehnite-grossulaire indique des températures inférieures à 400 °C (Liou, 1971). Ainsi les paragenèses minérales du stade tardif seraient formées à des températures inférieures à 400 °C.

3.4.2 La pression

Les diagrammes $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) - (Al^{IV})$ (Laird et Albee, 1981) et $(Na_B) - (Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + Cr)$ (Laird et al. 1984) (figure 3.3.11) montrent que les amphiboles ont cristallisé à des pressions moyennes. Le diagramme $Al^{IV} - Si$ de Raase (1974) et Leake (1965 a) (figure 3.3.10) montre que les amphiboles vertes ont probablement cristallisé à des pressions inférieures à 5 kb.

3.5 Conclusion

Après la cristallisation des roches de la croûte océanique et le stade tardi-magmatique, les roches ont subi des transformations secondaires liées à l'hydrothermalisme océanique avant la phase métamorphique de haute pression. Dans les zones non minéralisées, l'évolution des paragenèses minérales ainsi que celle du chimisme des minéraux liés à ces transformations ont révélé que le système hydrothermal a évolué en deux stades et avec une baisse de température. On passe alors du faciès amphibolite dans le stade précoce au stade schiste vert dans le stade tardif. Par contre, dans l'espace, on passe du faciès schiste vert dans les laves en coussins et les dolérites massives au faciès amphibolite dans les gabbros. Dans les zones minéralisées, les roches encaissantes ont subi des transformations secondaires. Les para-

genèses minérales sont caractérisées par l'abondance du quartz et par des minéraux enrichis en fer par rapport à ceux rencontrés dans les zones non minéralisées. Selon Liou et al. (1985), l'association minéralogique à quartz, chlorite, actinote, épidote et sulfures (pyrite) indique des températures situées entre 250 et 450 °C. Ce dispositif correspond à un système hydrothermal convectif établi dans la croûte océanique. Les fluides issus de l'eau de mer ont pénétré profondément jusqu'au dans le manteau supérieur. Dans les laves en coussin, les transformations secondaires sont pervasives. La pénétration des fluides est facilitée par les fissures et par les joints intergranulaires comme le montrent les textures secondaires de ces roches. Par contre, dans les gabbros, les fluides ont pénétré par des réseaux biens canalisés, liés à la déformation intraocéanique. En effet, le degré de transformation des gabbros augmente avec la déformation. L'interaction des fluides avec les roches a abouti à leur enrichissement en éléments métalliques, en soufre et en silice. Les fluides ainsi évolués ont cheminé à travers les fractures pour déposer les minéralisations sulfurées sous formes de filons. La mise en place des minéralisations sulfurées est accompagnée de la transformation des roches encaissantes. Le moteur de ces circulations hydrothermales est la chaleur dégagée par le magmatisme tardif de la série de Rospigliani dans un contexte de faille transformante *(c. f. deuxième partie)*.

Quatrième partie

Les minéralisations sulfurées

Introduction

La troisième partie de cette étude a traité de la minéralogie et des paragenèses des silicates secondaires liés au dépôt des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse. Cette partie sera consacré à l'étude de ces minéralisations. Cette étude va nous permettre de caractériser les paragenèses des différents membres de l'ophiolite, de connaître la composition chimique des différentes phases minéralisées constituant les minéralisations, de définir l'évolution du système minéralisant et donc de préciser les processus génétiques contrôlant le dépôt de ces minéralisations. Ces minéralisations seront comparées aux équivalents actuels trouvés sur les fonds océaniques, compte tenu de l'analogie étroite entre la séquence ophiolitique de Corse et le manteau et la croûte formés au droit d'une dorsale océanique. Enfin, nous présenterons les caractères géochimiques de ces minéralisations.

Chapitre 1

Positions stratigraphiques et étude minéralogique et paragénétique

1.1 Introduction

Deux missions de deux mois ont été effectuées afin de déterminer la position stratigraphique des minéralisations ainsi que leurs relations avec l'encaissant. 62 sections polies ont été confectionnées et examinées au microscope métallographique. Le microscope électronique à balayage a été utilisé pour identifier les minéraux en traces et leurs relations avec les autres minéraux. La composition chimique a été déterminée à la microsonde électronique. La caractérisation des minéraux a été complétée dans certains cas par l'étude de diagrammes de poudre aux rayons X.

1.2 Positions stratigraphiques

Trois positions stratigraphiques des minéralisations associées aux ophiolites de Corse ont été définies, soit, en allant de bas en haut de la séquence ophiolitique :

1. Minéralisations situées dans les serpentinites ;
2. Minéralisations situées dans les gabbros ;
3. Minéralisations situées dans les basaltes.

1.2.1 Minéralisations situées dans les serpentinites

Les minéralisations situées dans les serpentinites ont été rencontrées dans le massif d'Altiani, dans le gîte de Punta Cervio.

1.2.1.1 Situation géographique

Le gîte de Punta Cervio est situé dans le massif d'Altiani, à l'est du village d'Altiani (figure 2.1.3). Ses coordonnées Lambert sont x : 523,3 ; y : 4676,5 et z : 880 m.

1.2.1.2 Contexte géologique

Le gîte de Punta Cervio est constitué d'un filon subvertical de direction N 50, recoupant une serpentinite en contact anormal avec des gabbros euphotides non minéralisés (figure 4.1.1) Le filon, d'une puissance de 3 m, est composé d'un minerai massif et très compact.

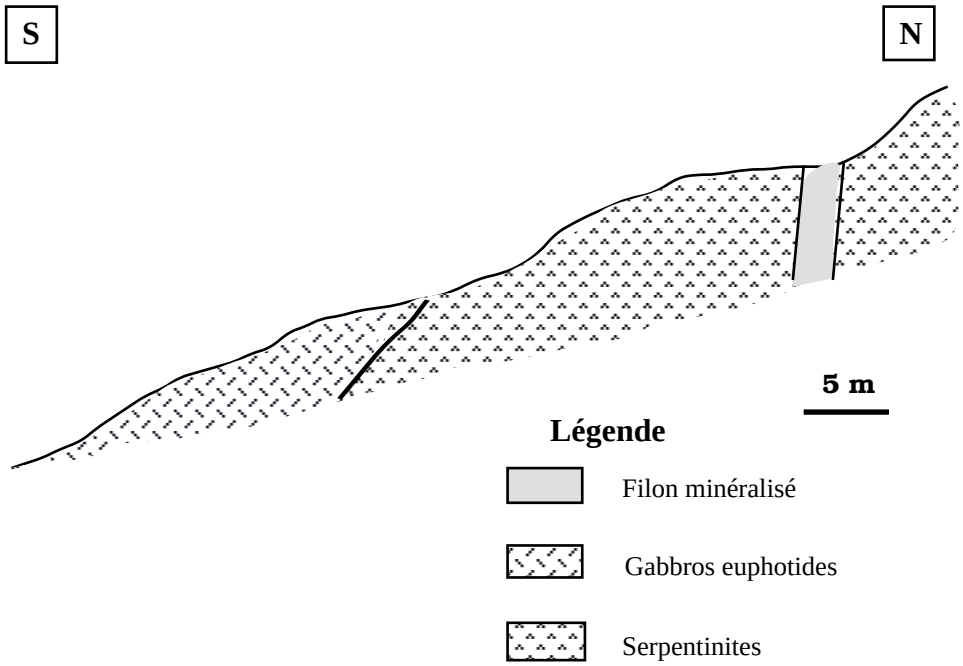


Figure 4.1.1 : *Coupe schématique du gîte de Punta Cervio (massif d'Altiani).*

1.2.2 Minéralisations situées dans les gabbros

Les minéralisations sulfurées dans les gabbros ont été rencontrées dans le massif de la Casaluna (gîte d'Orsella) et dans le massif de Piano Maggiore (gîte de Rusio) (figure 2.1.4)

1.2.2.1 Situation géographique

Le gîte de Rusio est situé au sud du village de Rusio. Ses coordonnés Lambert sont x : 570 ; y : 232 et z : 1150 m.

Le gîte d'Orsella est situé dans le massif de la Casaluna au SW du village de Morosaglia. Ses cordonnées Lambert sont x : 569,5 ; y : 237,5 et z : 500 m.

1.2.2.2 Contexte géologique

Le gîte de Rusio est constitué de deux filons dont la puissance ne dépasse pas 1 m. La minéralisation est encaissée dans des gabbros euphotides. Les filons

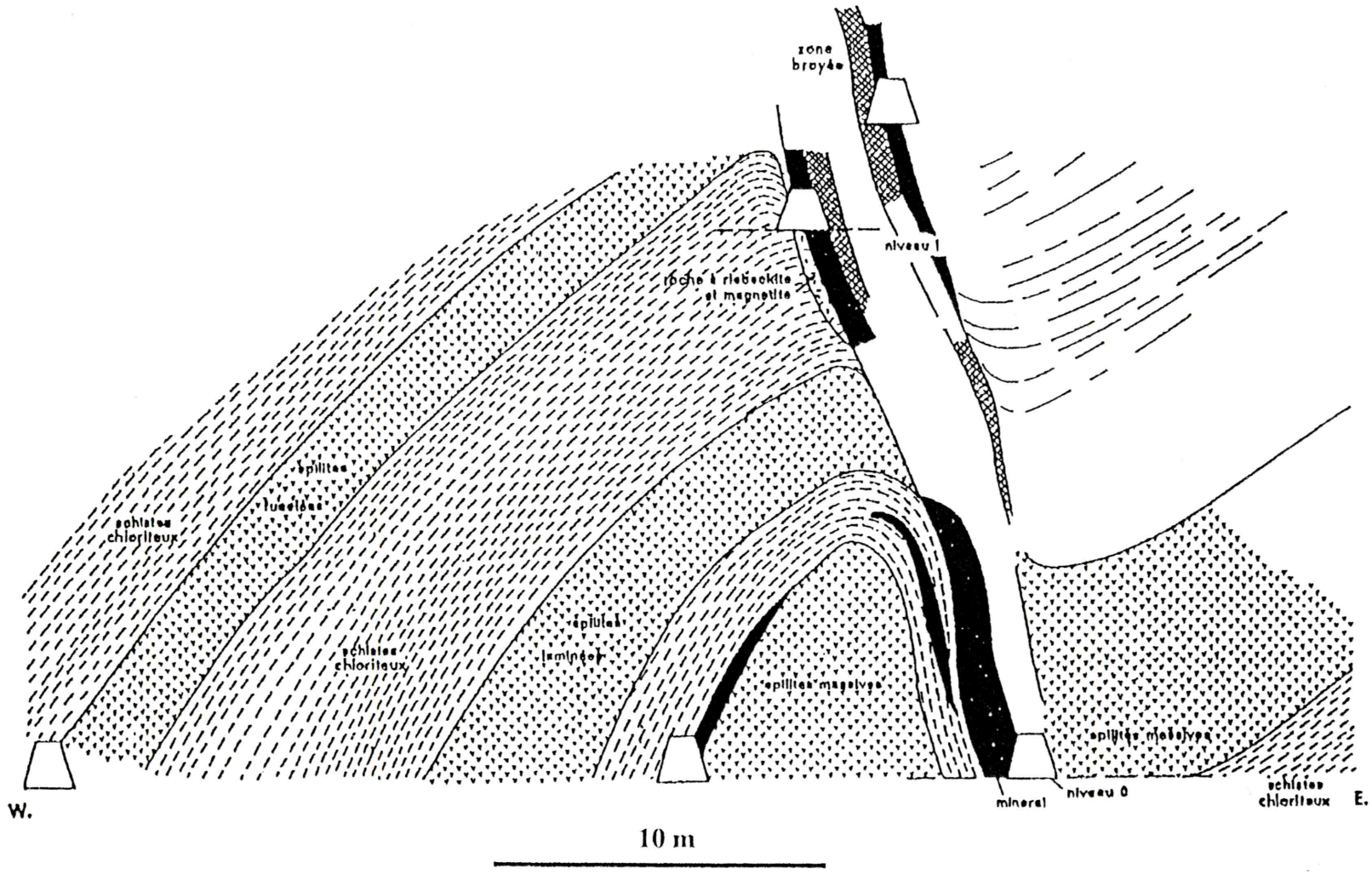


Figure 4.1.2 : *Coupe schématique du gîte de Vezzani (massif de l'Inzecca, d'après Bouladon et Picot, 1968).*

sont subverticaux. Ils sont pauvres en minerai ; la gangue, formée uniquement de quartz, est très importante. Au contact des filons, l'encaissant est hydrothermalisé sur une distance de 3 m à partir du contact. La zone de contact est matérialisée par des imprégnations de fluides hydrothermaux sous forme de veines dont la taille et l'importance diminuent en s'éloignant du contact. Au contact immédiat entre le corps minéralisé et l'encaissant, les veines sont de taille centimètrique. Au-delà de 1 m, elles deviennent microscopiques *(c. f. chapitre métamorphisme)*.

Le gîte d'Orsella est un filon de 3 m de puissance maximale, qui se suit sur 300 m de distance. D'après Bouladon et al. (1968), on a extrait de ce gîte 840 tonnes de tout venant à 4 % de cuivre pour 700 m de galeries. Le filon est encaissé dans des gabbros euphotides.

1.2.3 Minéralisations situées dans les basaltes

Les minéralisations situées dans les basaltes ont été rencontrées dans le massif de l'Inzecca, où l'on a reconnu les gîtes de Vezzani, de Noceta et du Col d'Erbajo.

1.2.3.1 Situation géographique

Les minéralisations sulfurées dans les basaltes ont été trouvées dans le secteur de Vezzani-Noceta (massif de l'Inzecca - figures 2.1.1 et 2.1.2). Trois gîtes sont connus dans ce secteur. Le gîte de Vezzani est situé dans le village de Vezzani même, alors que le gîte du Col d'Erbajo est situé au NW du village de Vezzani. Le gîte de Noceta est situé au SE du village de Noceta.

1.2.3.2 Contexte géologique

La minéralisation se présente sous forme de filons localisés au sommet des basaltes, près du contact avec les jaspes à radiolaires. Le contact est normal. Il est souligné par un niveau brèchique moins épais. La brèche est constituée de fragments de laves cimentés par du matériel de jaspes à radiolaires. La puissance des filons est variable. La puissance maximale est de 1,5 m dans le gîte de Vezzani, qui est le plus important. On aurait extrait de ce gîte 6 000 tonnes de minerai à 10 % de cuivre (Bouladon et Picot, 1968).

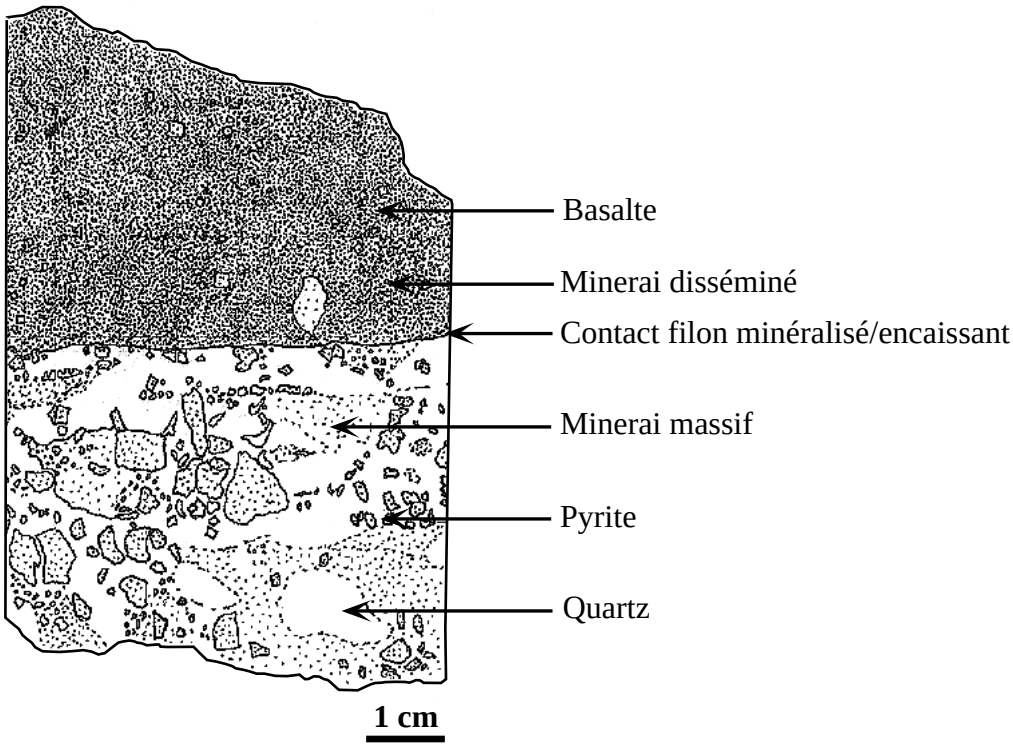


Figure 4.1.3 : *Contact entre le filon minéralisé et son encaissant basaltique (échan. N 186 ; site minier de Noceta, massif de l'Inzecca).*

1.3 Etude minéralogique et paragénétique

1.3.1 Textures des minerais

Les minerais de Corse présentent des textures primaires et des textures secondaires, indiquant une évolution complexe des minéralisations.

1.3.1.1 Les textures primaires

Les textures primaires caractérisent le stade précoce de dépôt de la minéralisation. Elles sont représentées par des textures bien cristallisées et des textures de syncristallisation.

Membre de l'ophiolite	Gîtes	Minéraux métalliques
Basaltes	Vezzani (massif de l'Inzecca)	**Pyrite** *sphalérite*, chalcopyrite, bornite, *carrollite*.
	Noceta (massif de l'Inzecca)	**Pyrite**, chalcopyrite, *bornite*.
	Col d'Erbajo (massif de l'Inzecca)	**Pyrite**, chalcopyrite.
Gabbros	Orsella (massif de la Casaluna)	**Pyrite**, sphalérite, *cubanite*, chalcopyrite, *bornite, idaïte, mawsonite, carrollite*.
	Rusio (massif de Piano Maggiore)	**Pyrite**, sphalérite, chalcopyrite.
Serpentinites	Punta Cervio (massif d'Altiani)	**Pyrrhotite hexagonale**, *pyrrhotite monoclinique, sphalérite*, cubanite, chalcopyrite, *mackinawite, pentlandite, violarite, siégénite*.

Tableau 4.1.1 : *Répartition des phases minérales sulfurées dans les gîtes des ophiolites de Corse.*

Caractère gras : **Sulfures très fréquents** ;
Caractère standard : Sulfures fréquents ;
Caractère italique : *Sulfures rares.*

1.3.1.1.1 Les textures bien cristallisées

Elles ont été rencontrées dans toutes les minéralisations. Les cristaux constitutifs des minéraux primaires sont caractérisés par leur automorphie et une texture grenue. Dans les basaltes ainsi que dans les gabbros, les cristaux de pyrite sont souvent isolés, alors que dans les serpentinites, la pyrrhotite hexagonale, la mackinawite, la sphalérite-1, la pentlandite-1 la chalcopyrite-1 et la violarite dessinent une texture granulaire (Ramdohr, 1980) (figure 4.1.4). La pyrrhotite hexagonale est sous forme de cristaux à section hexagonale ou lamellaire. Ces aspects font penser à une recristallisation métamorphique de la pyrrhotite après le dépôt des minérali-

sations. Cette hypothèse a été écartée puisqu'on n'a pas rencontré d'alignement de cristaux. En plus, la texture de remplacement de la pyrrhotite hexagonale par la pentlandite-2 se surimpose sur la texture granulaire.

On peut donc supposer d'après les aspects des minéraux qu'ils ont cristallisé lentement en équilibre avec le fluide, lors du stade principal de dépôt de la minéralisation.

1.3.1.1.2 Les textures microcristallines et de syncristallisation

Les textures concrétionnées sont bien développées dans les basaltes. Les concrétions sont constituées de couches concentriques successives de pyrite collomorphe. Les limites entre les couches sont soulignées par des inclusions de quartz piégées lors de la croissance des concrétions. Le coeur de ces formations est généralement occupé par un grain automorphe de pyrite qui sert d'amorce pour la cristallisation (figure 4.1.5). Lorsque le grain de pyrite est absent, la forme circulaire disparaît et la pyrite collomorphe s'organise en lamelles allongées (figure 4.1.5 et photo 1.3). Selon Eldridge et al. (1985), la pyrite collomorphe se forme par un mélange de fluides chauds et sursaturés avec l'eau de mer froide. L'absence de données sur les inclusions fluides n'a pas permis de préciser les conditions physico-chimiques de formation du minerai. La préservation des inclusions fluides primaires, dans ces contextes, est difficile en raison des transformations postérieures subies par les minéralisations et leurs gangues.

Les cristaux de pyrite euhédrale présentent des lacunes de cristallisation (figure 4.1.6 et photo 1.2) ainsi que des contacts sinueux avec le quartz. Les lacunes de cristallisation résultent de la syncristallisation de la pyrite et du quartz (Kosakévitch et Recoche, 1988).

1.3.1.2 Les textures secondaires

Les textures secondaires se surimposent aux textures primaires. De ce fait, elles caractérisent le stade tardif de dépôt de la minéralisation. Elles sont représentées par des textures de remplacement et des textures filoniennes.

1.3.1.2.1 Les textures de remplacement

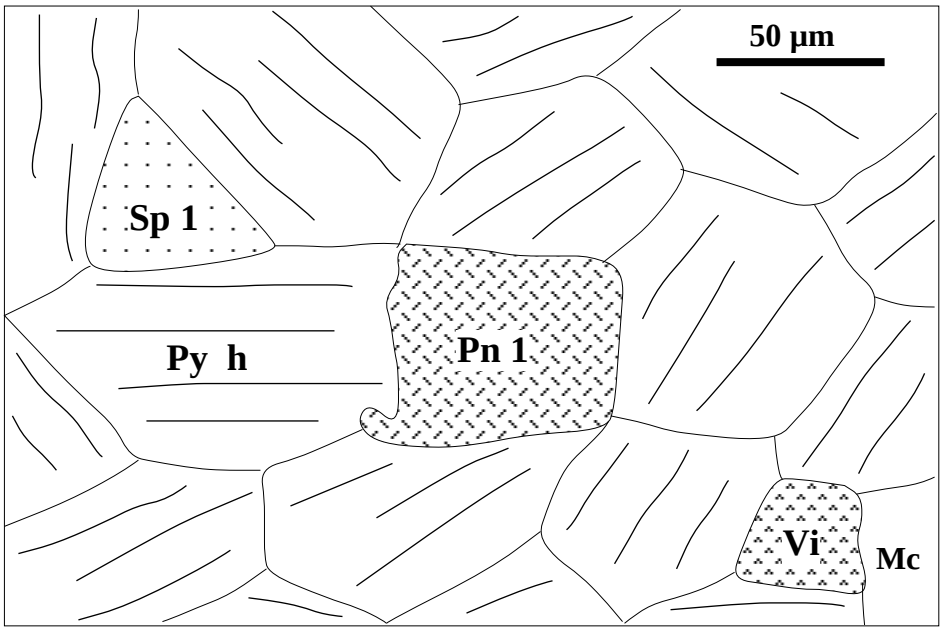


Figure 4.1.4 : *Texture granulaire observée dans les minéralisations sulfurées liées aux serpentinites. Sp 1 : sphalérite-1, Py h : pyrrhotite hexagonale, Pn 1 : pentlandite-1, Vi : violarite, Mc : mackinawite.*

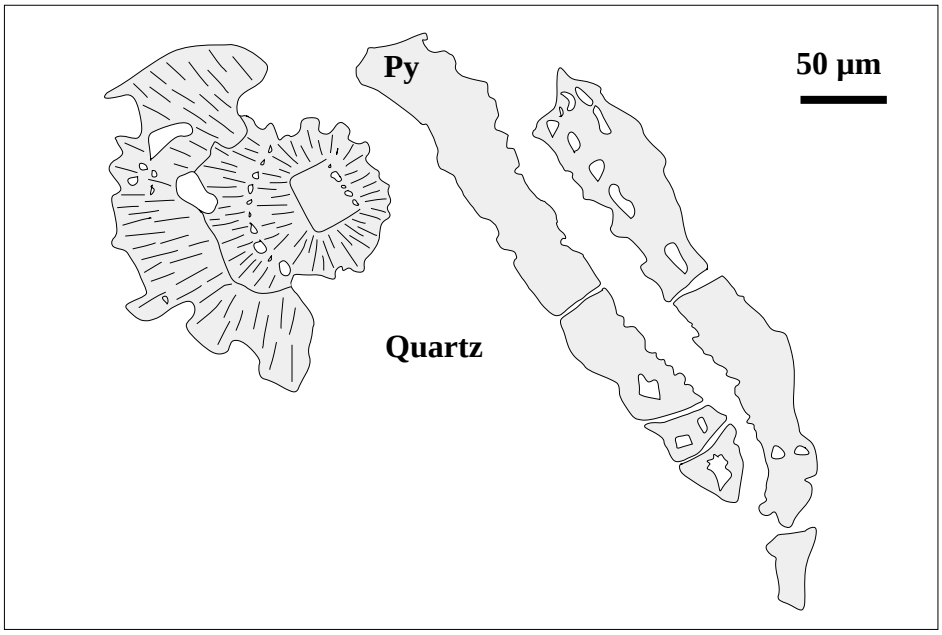


Figure 4.1.5 : *Pyrite collomorphe, sphérolitique et en microlits dans le quartz (minéralisations sulfurées liées aux basaltes).*

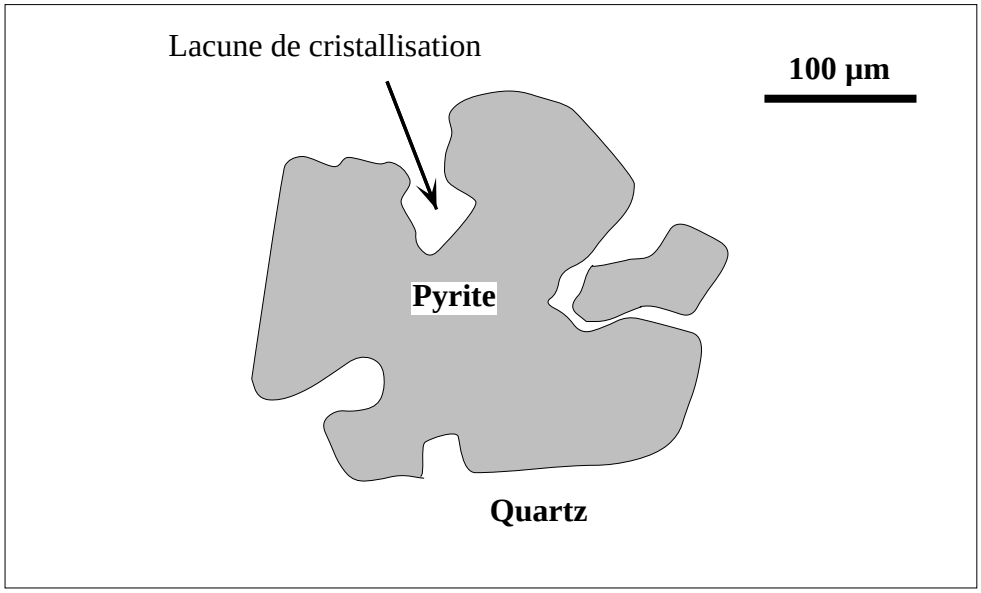


Figure 4.1.6 : *Cristal automorphe de pyrite avec lacunes de cristallisation (minéralisations sulfurées liées aux basaltes).*

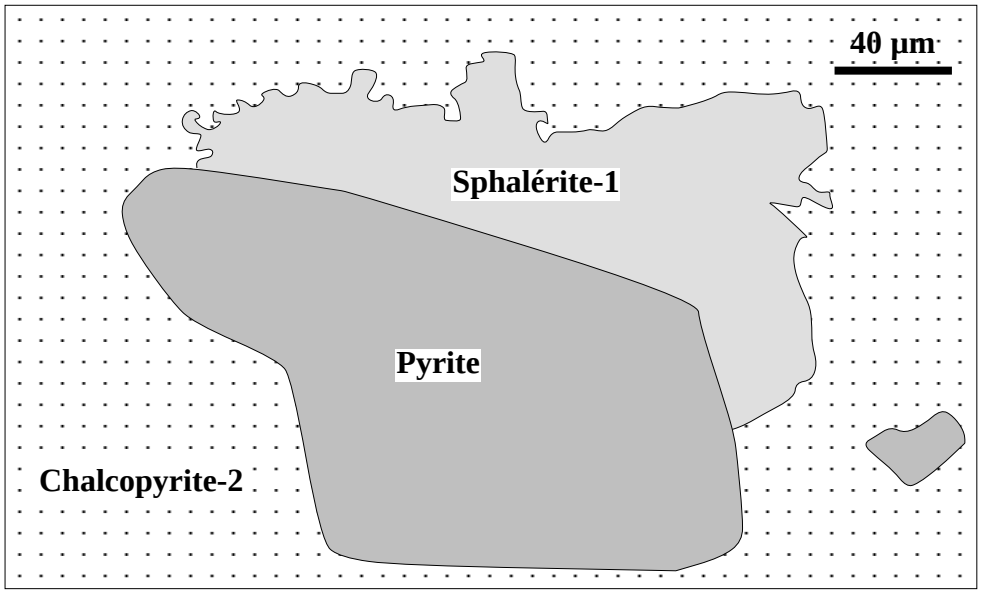


Figure 4.1.7 : *Pyrite et sphalérite-1 englobées par la chalcopyrite-2. Notons que la sphalérite-1 est corrodée au contact de la chalcopyrite-2 (minéralisations sulfurées liées aux gabbros).*

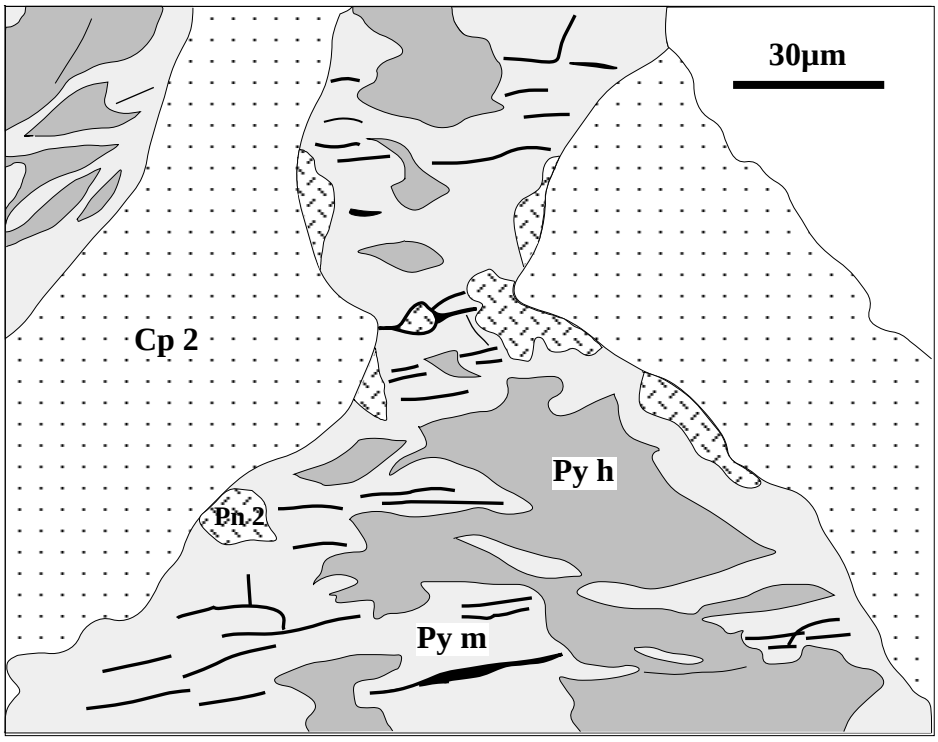


Figure 4.1.8 : *Texture de remplacement de la pyrrhotite hexagonale (Py h) par la pyrrhotite monoclinique (Py m) et la pentlandite-2 (Pn 2) (minéralisations sulfurées liées aux serpentinites). Cp 2 : chalcopyrite-2.*

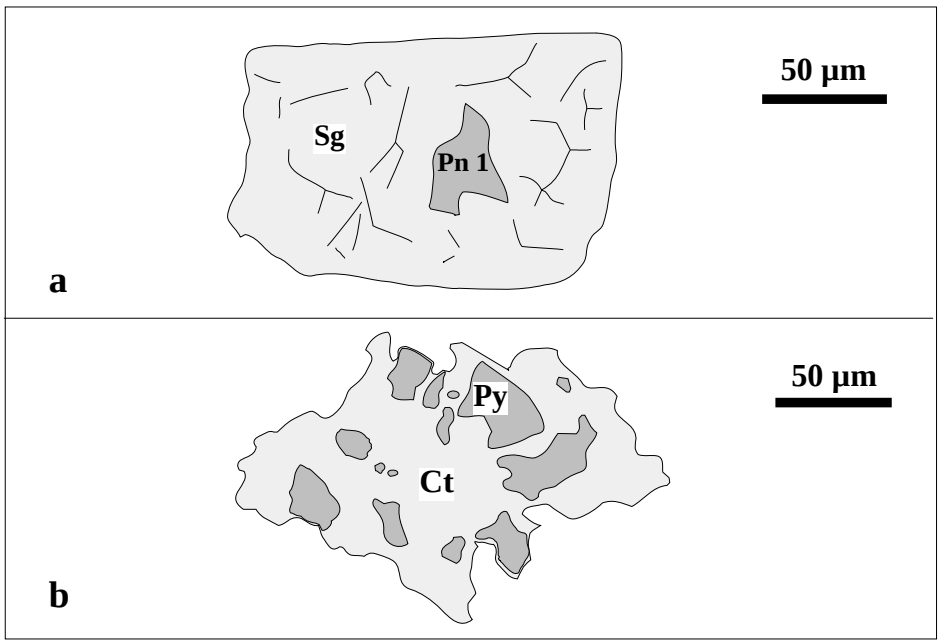


Figure 4.1.9 : *Textures de remplacement des minéraux primaires par les minéraux secondaires (minéralisations sulfurées liées aux serpentinites) :* ***a****- Remplacement de la pentlandite-1 (Pn 1) par la siégénite (Sg) ;* ***b****- Remplacement de la pyrite (Py) par la carrollite (Ct).*

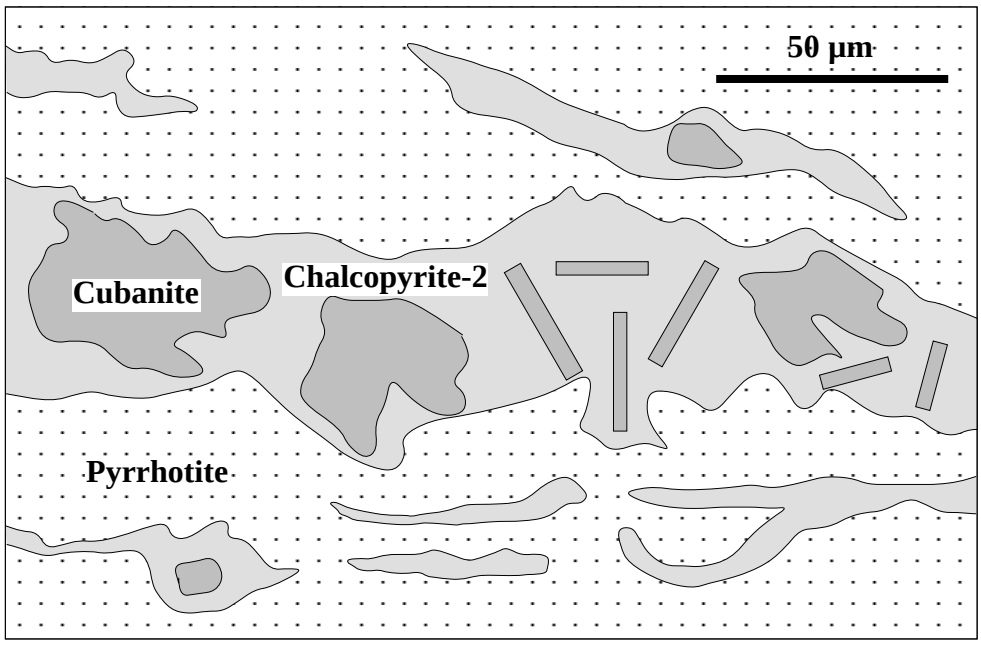


Figure 4.1.10 : *Texture filonienne avec l'association chalcopyrite-2 et cubanite (minéralisations sulfurées liées aux serpentinites).*

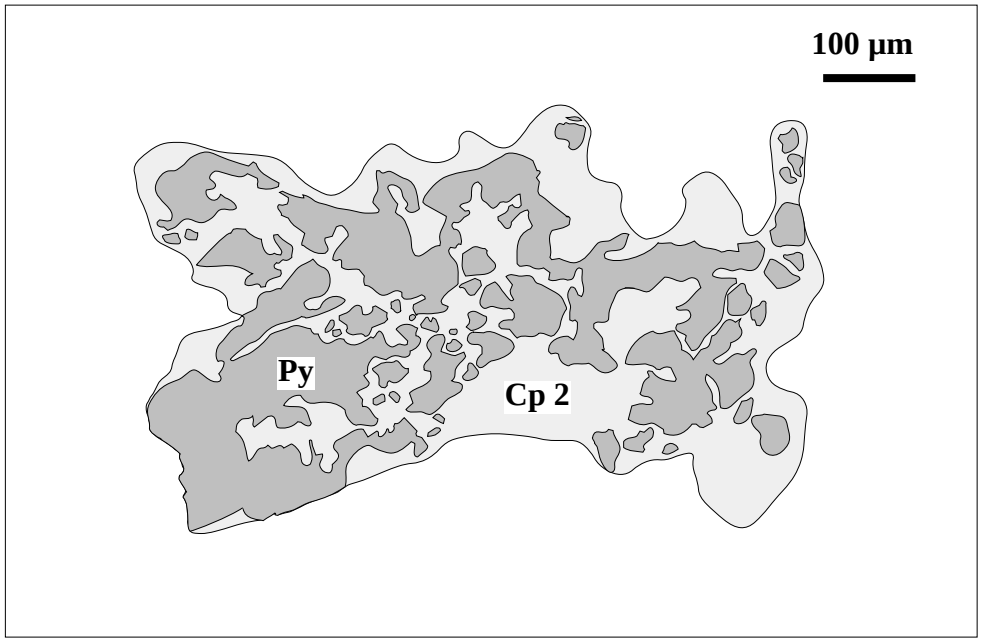


Figure 4.1.11 : *Texture de remplacement de la pyrite (Py) par la chalcopyrite-2 (Cp 2) (minéralisations sulfurées liées aux basaltes).*

Les textures de remplacement ont été rencontrées dans toutes les minéralisations.

Dans les serpentinites, on observe le remplacement de la pyrrhotite hexagonale par de la pentlandite-2. Le remplacement commence en bordure des cristaux suivant les plans de clivage (figure 4.1.8 et photo 2.1). La pyrrhotite hexagonale est remplacée également par la pyrrhotite monoclinique (photo 3.4). En s'appuyant sur des observations microscopiques (microscopes métallographique et électronique à balayage), on remarque la présence d'un liseré de pyrrhotite monoclinique autour des cristaux de pyrrhotite hexagonale. Ce phénomène de remplacement continu se développe classiquement vers l'intérieur des cristaux le long des clivages, en donnant des figures en flammes (Ramdohr 1980). Des microanalyses ont été faites sur ces flammes ; les teneurs en fer détectées dans ces flammes sont inférieures à 47,0 % at. Elles caractérisent la pyrrhotite monoclinique (Kissin et Scott, 1982). On observe également le remplacement de la pentlandite-1 par la siégénite (figure 4.1.9 a et photo 2.4). Lorsque le remplacement est partiel, des noyaux de pentlandite-1 persistent encore au coeur des cristaux. Ce remplacement s'accompagne de l'apparition d'un système de clivages polygonaux caractéristique de l'expansion de la pentlandite (Picot et Johan, 1977). Ce phénomène est d'autant plus important que le remplacement est très poussé. Le remplacement de la pentlandite-1 par la siégénite s'accompagne de la libération des métaux qui sont integrés dans les fluides tardifs pour former les sulfures secondaires, dont la siégénite. On parle alors de "remobilisation in situ".

Dans les basaltes et les gabbros, la pyrite est remplacée soit par la chalcopyrite-2 (figure 4.1.11 et photos 1.5, 1.6 et 3.1), soit par la carrollite (figure 4.1.9 b et photo 2.6). Le remplacement de la pyrite par la chalcopyrite-2 est le plus fréquent. Il se fait soit au niveau des joints intercristallins, soit selon des filonets sans direction préférentielle (figure 4.1.11). Cette texture s'explique non pas par une fracturation et un remplissage des espaces vides par la chalcopyrite, mais par une corrosion par les fluides riches en cuivre qui déposent la chalcopyrite (Eldridge, 1985). Les mêmes observations ont été faites quant au remplacement de la pyrite par la carrollite. Ceci montre que les fluides tardifs sont également riches en Co et Ni. Notons que dans les deux cas, lorsque le remplacement est très poussé, on observe des grains de pyrite à contours irréguliers et de différentes tailles baignant dans une matrice de chalcopyrite-2 ou de carrollite.

1.3.1.2.2 Les textures filoniennes

Ces textures résultent d'un remplissage de filonets ou de joints intergranulaires sous l'action des fluides tardifs. Des filonets de taille inférieure à 10 μm ont été observés dans la chalcopyrite-1. Ils sont constitués de sphalérite-2 qui coexiste avec la sphalérite-1. La pentlandite-2 et la siégénite empruntent les clivages de la pyrrhotite hexagonale (photo 2.3). Lorsque les filonets recoupent la masse minéralisée constituée essentiellement de pyrrhotite hexagonale, le produit de remplissage est formé par de la cubanite et de la chalcopyrite-2 (figure 4.1.10). Dans ce cas, la taille des filonets peut atteindre 5 mm.

1.3.2 Les paragenèses métalliques

Les relations texturales entre les minéraux nous ont permis de distinguer des paragenèses primaires et des paragenèses secondaires, formées au cours des deux stades de dépôt de la minéralisation. Ces paragenèses métalliques sont présentées dans la figure 4.1.12.

1.3.2.1 Les paragenèses primaires

La paragenèse primaire caractérise le stade précoce relativement de haute température (300 à 400 °C ; *c. f. section 1.3.5)* de dépôt de la minéralisation. Elle est dominée par deux sulfures de fer (pyrite et pyrrhotite hexagonale). Ces deux sulfures ne coexistent pas dans une même paragenèse. Les trois paragenèses métalliques liées à ce stade sont :

1. La paragenèse métallique liée aux serpentinites, qui comprend essentiellement la pyrrhotite hexagonale et accessoirement la sphalérite-1, la chalcopyrite-1, la pentlandite-1, la mackinawite et la violarite.

2. La paragenèse métallique liée aux gabbros, qui comprend essentiellement la pyrite, tandisque la sphalérite-1 est rare. L'idaïte est en traces.

3. La paragenèse métallique liée aux basaltes, qui comprend essentiellement la pyrite. La sphalérite-1 est en traces.

1.3.2.2 Les paragenèses secondaires

Les paragenèses secondaires caractérisent le stade tardif de basse température (<210 °C ; *(c. f. section 1.3.5)* de dépôt des minéralisations. Elles sont dominées par les sulfures de cuivre, ce qui montre l'importance de cet élément dans les fluides tardifs. Dans ce stade, on a distingué également trois paragenèses :

1. Dans les serpentinites, la paragenèse métallique comprend essentiellement la chalcopyrite-2 et la cubanite. La pyrrhotite monoclinique, la sphalérite-2, la pentlandite-2 et la siégénite sont en traces.

2. Dans les gabbros, la paragenèse métallique comprend essentiellement la chalcopyrite-2. La cubanite est accessoire. La bornite, la carrollite et la mawsonite sont en traces.

3. Dans les basaltes, la paragenèse métallique comprend essentiellement la chalcopyrite-2. La bornite et la carrollite sont en traces.

1.3.3 Minéralogie

Parmi les minéraux métalliques signalés par Bouladon et Picot (1968) dans les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, seuls la galène (PbS), le cuivre gris, la mélonite ($NiTe$), l'altaïte ($PbTe$), la hessite (Ag_2Te), la coloradoïte ($HgTe$), la valléria ($4(Fe,Cu)S.3(Mg,Al)(OH)_2$), la cuprite (Cu_2O) et le cuivre natif n'ont pas été retrouvés lors de cette étude. De même, l'awaruite (Ni_2F à Ni_3F), la millérite (NiS), la heazelwoodite (Ni_3S_2), l'or natif et la bravoïte ($(Ni,Fe,Co)S_2$) signalés par Azais et al. (1968) n'ont pas été retrouvés. Par contre, cubanite ($CuFe_2S_3$), mackinawite ($(Ni,Co,Fe)S$), violarite ($FeNi_2S_4$) et siégénite ($Ni_{1,5}Co_{1,5}S_4$) y ont été observées pour la première fois. Le sulfure décrit sous le nom de linnéite par Bouladon et Picot (1968) est une carrollite ($CuCo_2S_4$), du groupe des thiospinelles.

Dans les minéralisations sulfurées de Corse, la pyrite et la pyrrhotite sont les principaux sulfures. La chalcopyrite et la cubanite sont fréquentes, la sphalérite est un peu moins fréquente. L'idaïte, la bornite, la mawsonite et les sulfures de Fe, Ni et Co (pentlandite, mackinawite, violarite, siégénite et carrollite) sont rares.

	Serpentinites		Gabbros		Basaltes	
	I	II	I	II	I	II
Pyrite			▬		▬	
Pyrrhotite hexagonale	▬					
Pyrrhotite monoclinique		—				
Sphalérite	—	—	▬		—	
Cubanite *		▬		—		
Chalcopyrite	—	▬		▬		▬
Bornite				—		—
Idaïte			—			
Mawsonite				—		
Pentlandite	—	—				
Mackinawite *	—					
Violarite *	—					
Siégénite *		—				
Carrollite				—		—

Figure 4.1.12 : *Répartition et succession des sulfures dans les minéralisations des différents membres de l'ophiolite de Corse.*

** Sulfures non cités par Bouladon et Picot (1968) ; Azais et al. (1968).*

▬ *: Sulfures très fréquents.*

▬ *: Sulfures fréquents.*

— *: Sulfures rares.*

1.3.3.1 Les sulfures de Fe

1.3.3.1.1 La pyrite, FeS_2

Morphologie

Selon la forme, on a distingué deux faciès pyriteux : la pyrite automorphe et la pyrite collomorphe.

La pyrite automorphe est de forme cubique. La pyrite collomorphe s'organise généralement en concrétions de forme sphérolitique. Parfois la pyrite collomorphe s'organise en lamelles allongées (figure 4.1.5). Les cristaux ont tendance à développer des faces cristallines parfaites au niveau des limites externes des couches. Cependant, les contours sinueux montrent que ce développement est gêné par la syncristallisation du quartz.

Chimisme

Les résultats analytiques de la pyrite sont présentés dans le tableau C.20. La composition chimique de celle-ci varie légèrement d'un type à l'autre. On note une meilleure stoechiométrie pour la pyrite automorphe, dont le rapport $(\frac{Fe}{(S+As)})_{at}$ moyen est égale à 0,50 (0,48 $<(\frac{Fe}{(S+As)})_{at}$ <0,51). Ce rapport est de 0,51 (0,50 $<(\frac{Fe}{(S+As)})_{at}$ <0,51) pour la pyrite collomorphe, qui montre alors un léger enrichissement en fer par rapport à la pyrite automorphe.

L'arsenic, qui remplace isomorphiquement le soufre dans la structure de la pyrite (Jankovic et al. 1977), n'a été détecté qu'en très faibles teneurs, ne dépassant pas 0,25 % pds. Le cobalt et le nickel remplacent isomorphiquement le fer dans la structure de la pyrite (Klemm, 1965). Les teneurs maximales en ces éléments ont été détectées dans la pyrite automorphe. Elles sont de 1,14 % pds. pour Co et 0,63 % pds. pour Ni. Dans la pyrite collomorphe, les teneurs en Co et Ni ne dépassent pas respectivement 0,19 et 0,04 % pds.

Les teneurs en cuivre sont généralement très faibles. La teneur élevée de 1,09 % détectée dans une pyrite collomorphe peut être dûe à une contamination par de la chalcopyrite.

Le chimisme de la pyrite métamorphique est présenté dans le chapitre des transformations post-minéralisations.

1.3.3.1.2 La pyrrhotite, $Fe_{(1-x)}S$

Morphologie

La pyrrhotite est le principal sulfure des serpentinites. On a reconnu deux types de pyrrhotites. La pyrrhotite hexagonale est sous forme de cristaux automorphes, jointifs et à section hexagonale ou lamellaire[1]. Leur taille peut atteindre 1 mm. Ces aspects militent en faveur d'une cristallisation lente et en équilibre avec le fluide hydrothermal, lors du stade principal de dépôt de la minéralisation. La pyrrhotite monoclinique remplace la pyrrhotite hexagonale. Elle forme soit un liséré en bordure des cristaux, ou des flammes à partir des clivages de la pyrrhotite hexagonale.

La pyrrhotite hexagonale représente la phase monosulfurée principale des dépôts de haute température de la ride Est du pacifique (Spiess et al. 1980 ; Haymon, 1983 ; Oudin, 1981, 1983 ; Hekinian et Fouquet, 1985). La pyrrhotite monoclinique est stable au dessous de 254 °C (Kissin et Scott 1982), et résulte d'une évolution rétromorphique de la pyrrhotite hexagonale.

Chimisme

Les deux types de pyrrhotites se distinguent principalement par leur teneurs en fer. Les concentrations en fer varient entre 47,0 et 48,2 % at. pour la pyrrhotite hexagonale (tableau C.21). Celles de la pyrrhotite monoclinique varient entre 46,7 et 47,0 % at. (tableau C.22). Cette distinction est en accord avec les conclusions de Kissin et Scott (1982) selon lesquels les concentrations en Fe de la pyrrhotite hexagonale sont supérieures à 47 % at. ; alors que celles de la pyrrhotite monoclinique sont comprises entre 46,4 et 47,0 % at.

Les teneurs en Co varient entre 0 et 0,4 % pds. pour la pyrrhotite hexagonale et entre 0,03 et 0,09 % pds. pour la pyrrhotite monoclinique. Les teneurs en Ni varient entre 0 et 0,4 % pds. pour la pyrrhotite hexagonale et ne dépassent pas 0,2 % pds. dans la pyrrhotite monoclinique.

1.3.3.2 Les sulfures de Zn, Cu et Sn

1.3.3.2.1 La sphalérite, (Zn, Fe)S

1. *effet de coupe de tablettes hexagonales.*

Morphologie

Deux types de sphalérites ont été reconnus dans les minéralisations sulfurées de Corse : la sphalérite-1, primaire, a été observée dans toutes les minéralisations. Elle est automorphe lorsqu'elle est incluse dans la chalcopyrite-2 ou la cubanite. Elle peut être aussi xénomorphe lorsqu'elle remplit les espaces libres ménagés par la pyrrhotite hexagonale. La couleur de la sphalérite-1 est variable, même au sein d'un échantillon. Ainsi, on passe d'une couleur claire à une couleur sombre et presque noire. On observe également des réflexions internes rougeâtres au coeur de certains cristaux.

La sphalérite-2 n'a été observée que dans les serpentinites. Elle est xénomorphe. On la rencontre dans les filonets tardifs qui parcourent la chalcopyrite-1 ou dans les joints intergranulaires de celle-ci. Sa couleur est claire.

Chimisme

La sphalérite-1

Dans la sphalérite-1, le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ varie entre 0,9 et 1, ce qui indique le plus souvent un léger excès de soufre par rapport aux cations. Cet excès de soufre a été observée dans les sphalérites sombres. Ce fait est en accord avec les suggestions de Craig et Scott (1974) selon lesquels la couleur de la sphalérite est controlée par l'excès de soufre par rapport aux cations, même lorsque celle-ci est pauvre en Fe. Les teneurs en Fe sont variables selon les paragenèses métalliques. Elles sont variables également au sein d'un même échantillon et même à l'échelle d'un cristal.

Les teneurs en Fe varient selon les paragenèses métalliques (tableau C.23). La sphalérite-1 de la paragenèse liée aux serpentinites présente les teneurs les plus élevées (8,2 <Fe <11 % pds.). Dans la paragenèse liée aux basaltes, Fe varie de 1,5 à 3,9 % pds. Dans la paragenèse liée aux gabbros, les teneurs en Fe sont les plus faibles (0,9 <Fe <2 % pds.). Ainsi les formules chimiques moyennes de la sphalérite-1 dans les différentes paragenèses primaires sont :

- $\mathbf{Zn_{0,83}Fe_{0,16}S_{1,00}}$: sphalérite-1 associée à la pyrrhotite hexagonale dans les serpentinites ;
- $\mathbf{Zn_{0,95}Fe_{0,04}S_{1,00}}$: sphalérite-1 associée à la pyrite dans les basaltes ;

- $\mathbf{Zn_{0,95}Fe_{0,03}S_{1,00}}$: sphalérite-1 associée à la pyrite dans les gabbros.

Les variations des teneurs en Fe au sein d'un même cristal se traduisent par une augmentation progressive des teneurs du coeur vers la bordure (figure 4.1.13). Deux hypothèses sont envisageables pour expliquer ce comportement du fer :

1. Diminution de l'activité en soufre, augmentation de la température, ou les deux (Koski et al. 1984).

2. Interaction entre la sphalérite et le fluide tardif riche en Fe et Cu.

L'absence de la mackinawite dans le deuxième stade de dépôt de la minéralisation parait incompatible avec une baisse de l'activité en soufre. D'autre part, le système minéralisant évolue par une baisse de température. Ces deux constatations rejètent alors la première hypothèse. La deuxième hypothèse peut être retenue. En effet, une interaction entre la sphalérite et le fluide tardif riche en Cu peut aboutir à un rééquilibrage qui se traduit par une augmentation des teneurs en Fe et également en Cu observées en bordure des cristaux . A ceci s'ajoute la localisation des inclusions de chalcopyrite en bordure des cristaux de la sphalérite-1 qui résulteraient également de l'interaction entre la sphalérite et le fluide riche en Fe et Cu (Bortnikov et al. 1991).

Les teneurs en cuivre peuvent atteindre 1,5 % pds. Selon Wiggins et Craig (1980), la teneur en Cu des sphalérites naturelles ne dépasse pas 0,5 % pds. Les teneurs élevées en Cu détectées dans cette sphalérite doivent correspondre à une contamination des analyses par la "maladie de la chalcopyrite"[2].

Les teneurs en Cd sont faibles. Elles varient entre 0,1 et 0,5 % pds.

La sphalérite-2

Dans la sphalérite-2, le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ varie de 0,97 à 1,00. La formule chimique moyenne est $Zn_{0,85}Fe_{0,12}Cd_{0,02}S_{1,01}$.

Les teneurs en Fe sont assez homogènes (6,18 <Fe <7,38 %) (tableau C.24).

2. *En anglais, on utilise le terme "chalcopyrite disease".*

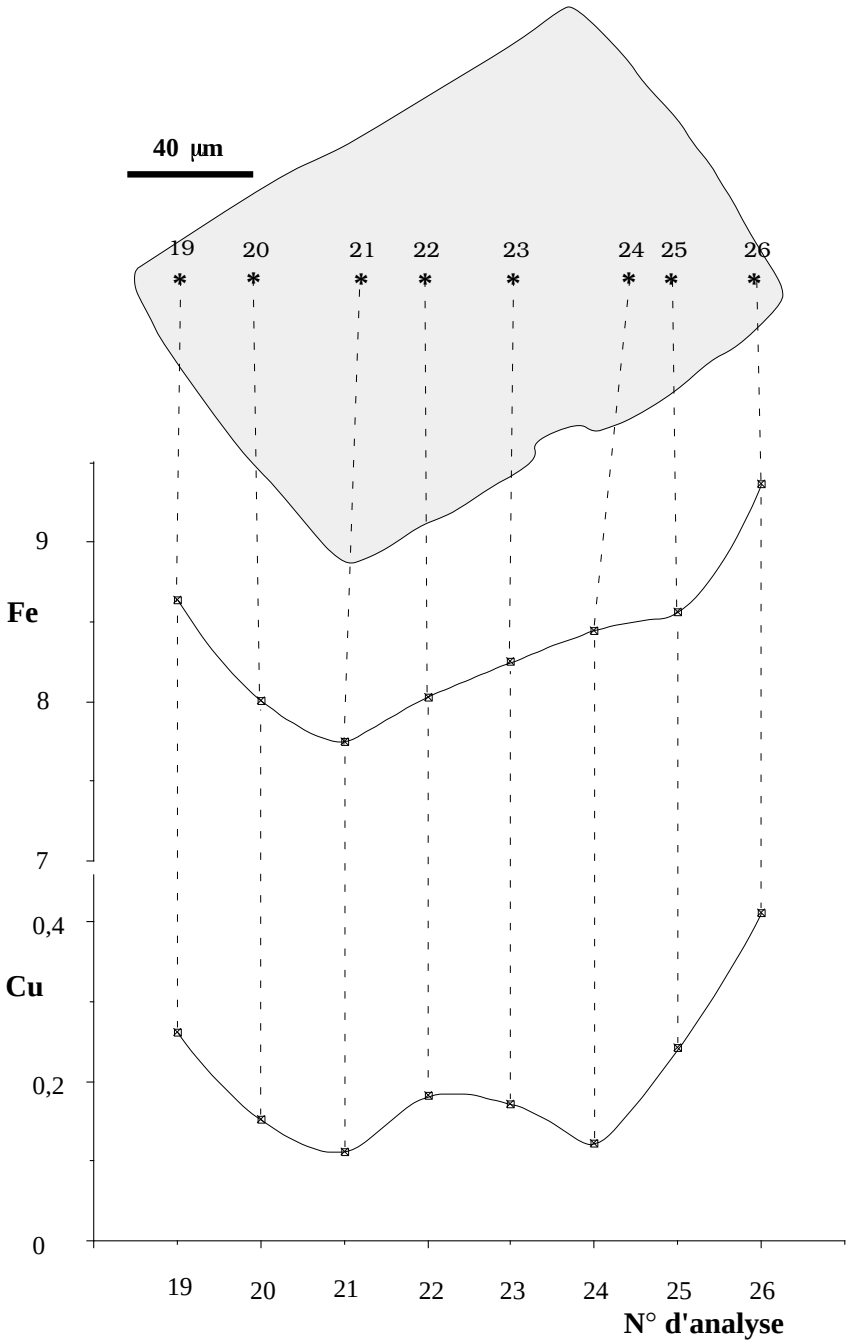
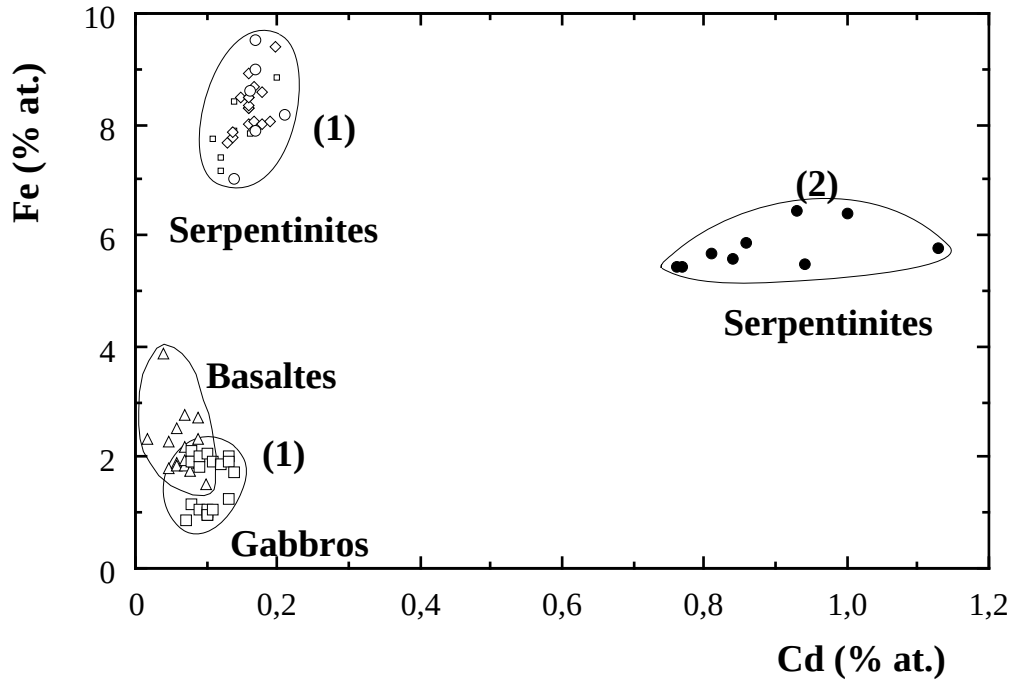


Figure 4.1.13 : *Distribution de Fe et Cu (après soustraction d'une mole de $CuFeS_2$) dans un grain de sphalérite-1. La traversée d'analyse est effectuée à la microsonde électronique (échan. A 67: serpentinites).*

Les teneurs en Cd sont plus élevées que celles de la sphalérite-1. Elles varient entre 1,74 et 2,59 %. Selon Mookherjee (1966), l'incorporation de Cd dans la structure de la sphalérite est favorisée par une baisse de température.

Les teneurs en Cu ne dépassent pas 1,09 %. Comme pour la sphalérite-1, les teneurs élevées en Cu de la sphalérite-2 sont dûes à une contamination des analyses par les sulfures de cuivre environnant.



▫A 63 ◇A 67 ○A 213 ●AC 22 : serpentinites ;□ RU 57: gabbros ;△ VE 21 : basaltes

Figure 4.1.14 : *Corrélation entre Fe et Cd dans les sphalérites des minéralisations sulfurées des ophiolites de Corse.*

1.3.3.2.2 La chalcopyrite, $CuFeS_2$

Morphologie

Deux types de chalcopyrites ont été rencontrés dans les minéralisations sulfurées de Corse :

La chalcopyrite-1 est primaire. Les cristaux sont jointifs dans une texture granulaire. Elle est associée à la paragenèse primaire des serpentinites. Elle est très rare.

La chalcopyrite-2 associée aux paragenèses secondaires a été rencontrée dans toutes les minéralisations. Elle est fréquente. Elle remplace la pyrite, ou enfin elle remplit avec la cubanite les filonets tardifs, ou elle est en inclusions fines dans la sphalérite-1. Les inclusions fines de chalcopyrite dans la sphalérite ont fait l'objet de nombreuses études. Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer leur formation :

1. L'exsolution d'une solution solide a été proposée dès 1924 par Ramdohr et ensuite par Bethekhtin et al. (1958).

2. Plus tard, Barton (1978), Hutchinson et Scott (1981), Eldridge et al. (1983), Barton et Bethke (1987), Sugaki et al. (1987) ont proposé un mécanisme de remplacement. Ainsi Craig (référence de Barton et Bethke 1987) a introduit le terme de maladie de la chalcopyrite ou "chalcopyrite disease" pour décrire ce type de texture. Selon Kojima et Sugaki (1987), le remplacement se fait par interaction entre la sphalérite riche en Fe et une solution aqueuse riche en Cu. Bortnikov et al. (1991) qui partaient de l'hypothèse d'un remplacement, ont montré que ces inclusions résultent de l'interaction de la sphalérite (même celle pauvre en Fe) avec une solution transportant Fe et Cu.

3. Le troisième mécanisme par coprécipitation a été proposé par Kojima (1990).

4. Le quatrième mécanisme a été proposé par Bente et Doering (1993). Ces auteurs ont montré expérimentalement que les inclusions fines de chalcopyrite dans la sphalérite résultent de la diffusion à l'état solide en utilisant les cristaux de $(Zn, Fe)S$ comme récepteur et $CuInS_2$, $CuFeS_2$, Cu_5FeS_4, $Cu_{(2-x)}S$ et CuS comme sources de métaux. La diffusion est induite par le gradient de potentiel chimique entre les cristaux de sphalérite et la poudre de sulfures environnante. Ainsi ces auteurs ont proposé l'expression "segrégation induite par la diffusion " ou "DIS"[3] au lieu de "maladie".

Le premier mécanisme suppose des sphalérites riches en fer. Or Bortnikov et al. (1991) ont montré que les sphalérites pauvres en fer peuvent présenter des inclusions de chalcopyrite. Le quatrième mécanisme de diffusion à l'état solide ne peut pas être appliqué dans notre cas. En effet, selon ce mécanisme, la sphalérite s'appauvri en Fe après la diffusion ; or dans la sphalérite-1 présentement étudiée,

3. *DIS : du terme anglais "Diffusion Induced Segregations".*

les teneurs en Fe augmentent progressivement du coeur vers la bordure des cristaux (figure 4.1.13). En plus, la sphalérite-2 associée aux sulfures de cuivre dans la paragenèse métallique liée aux serpentinites est dépourvue de ces inclusions. Dans notre cas, seul le mécanisme proposé par Bortnikov et al. (1991) peut être retenu. En effet, ces inclusions ont été observées uniquement dans la sphalérite-1 ; la sphalérite-2 en est dépourvue. On les observe dans la sphalérite-1 des serpentinites, qui est la plus riche en Fe, ainsi que dans la sphalérite-1 des gabbros qui est la plus pauvre en Fe. Les relations texturales montrent que les sulfures de cuivre sont tardifs par rapport à la sphalérite-1. On peut donc penser que les fluides tardifs riches en Cu ont interagit avec la sphalérite-1 pour former les inclusions de chalcopyrite.

Chimisme

La composition chimique des chalcopyrites 1 et 2 est stoechiométrique (tableaux C.26 et C.27).

1.3.3.2.3 La cubanite, $CuFe_2S_3$

Morphologie

La cubanite a été observée dans les gabbros et les serpentinites. Elle est fréquente. Elle est associée à la chalcopyrite dans les filonets tardifs. Elle est souvent xénomorphe et se présente en plages. Parfois, les cristaux peuvent s'individualiser sous forme de lamelles (figure 4.1.10). La diffractométrie des rayons X sur poudre (échantillon A 67) montre qu'il s'agit de la cubanite. Selon Cabri et al. (1973), la forme orthorhombique de $CuFe_2S_3$ est stable au dessous de 210 °C.

Chimisme

La composition chimique de la cubanite n'est pas stoechiométrique. Le rapport $(\frac{Fe}{Cu})_{at}$ est supérieur à 2. Il varie entre 2,02 et 2,13. On a donc un léger excès de Fe par rapport à Cu (tableau C.25).

1.3.3.2.4 La bornite, Cu_5FeS_4

Morphologie

La bornite est une phase très rare dans ces minéralisations. Elle est associée à la chalcopyrite lorsque celle-ci remplace la pyrite. Optiquement, elle est légèrement anisotrope.

Chimisme

La composition chimique de la bornite est homogène, et ne s'écarte pas de la composition chimique idéale Cu_5FeS_4 (tableau C.28).

1.3.3.2.5 L'idaïte, Cu_3FeS_4

Morphologie

L'idaïte a été rencontrée dans les gabbros. C'est un minéral très rare. Les cristaux de taille inférieure à 100 μm sont subautomorphes. Ils sont inclus dans la chalcopyrite-2, avec laquelle le contact est sinueux, indiquant que l'idaïte n'est pas en équilibre avec les fluides tardifs.

Selon Constantinou et Govett (1975) et Oudin (1983), l'idaïte se forme par transformation de la chalcopyrite ou de la bornite dans des conditions oxydantes. Cette hypothèse ne peut pas être retenue dans notre cas. En effet, d'une part, l'idaïte est précoce et ne montre pas de textures de transformation de la bornite ou de la chalcopyrite ; d'autre part, l'absence d'oxydes dans les paragenèses métalliques est en faveur de conditions réductrices du milieu.

Chimisme

La composition chimique de l'idaïte est stoechiométrique (tableau C.29). La formule chimique moyenne calculée sur la base de 8 atomes est $Cu_{3,02}Fe_{1,00}S_{3,98}$. Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ moyen est de 1,01.

Discussion sur la formule chimique de l'idaïte

Depuis la découverte et la définition de l'idaïte par Frenzel (1958), les nombreux travaux qui ont été faits n'ont pas abouti à des conclusions définitives quant à la formule chimique de l'idaïte. Frenzel (1958 et 1959) a attribué à l'idaïte la formule Cu_5FeS_6. Plus tard, Yund (1963) a suggéré une composition de

$Cu_{5,5}Fe_xS_{6,5x}$ (avec $x \leq 1$). Lévy (1967), en se basant sur les analyses à la microsonde électronique, a abouti à la formule Cu_3FeS_4. Par contre Otteman et Frenzel (1971) concluent que la composition de cette espèce varie de Cu_3FeS_4 à Cu_5FeS_6. Ces auteurs se sont basés sur 11 analyses à la microsonde électronique d'idaïtes de divers provenances.

Dans les minéralisations sulfurées de Corse, l'idaïte répond à la formule chimique Cu_3FeS_4, confirmant ainsi les premiers résultats de Lévy (1967).

1.3.3.2.6 La mawsonite ($Cu_6Fe_2SnS_8$)

Morphologie

La mawsonite a été observée en traces dans les gabbros. Les cristaux sont automorphes. Leur taille ne dépasse pas 60 μm. Elle est associée à la paragenèse secondaire liée aux gabbros.

Chimisme

La formule chimique moyenne de la mawsonite, calculée sur la base de 17 atomes dont 8 de soufre est $Cu_{5,9}Fe_{2,1}Sn_1S_{7,9}$ (tableau C.30). Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ moyen est égale à 1,14. Il varie de 1,13 à 1,17, ce qui montre un léger excès de métaux par rapport au soufre.

1.3.3.3 Les sulfures de Fe, Co et Ni

1.3.3.3.1 La pentlandite, $(Ni, Fe, Co)_9S_8$

Morphologie

La pentlandite a été rencontrée sous deux faciès. Elle peut être automorphe, de forme généralement cubique. C'est la pentlandite-1, qui est associée à la pyrrhotite hexagonale, sphalérite-1, chalcopyrite-1, mackinawite et violarite dans la paragenèse primaire des serpentinites (figure 4.1.4). La pentlandite-2 remplace la pyrrhotite hexagonale (figure 4.1.8) ou remplit les fractures de la chalcopyrite-1. Elle est associée à la cubanite, chalcopyrite-2, pyrrhotite monoclinique, siégénite et sphalérite-2 dans la paragenèse secondaire des serpentinites.

Chimisme

Dans la pentlandite-1, la composition chimique est homogène et peu variable (tableau C.31).

Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ moyen est égal à 1,13 (1,12 $<(\frac{M}{S})_{at}$ <1,20), qui est le rapport idéal des pentlandites.

Le rapport $(\frac{Fe}{Ni})_{at}$ est compris entre 1,1 et 1,2.

Le rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ est compris entre 1,1 et 1,3.

La pentlandite-1 est très riche en cobalt (18,8 <Co <20,9 % pds.). Vaasjoki et al. (1974) ont montré que, lorsque les pentlandites sont riches en Co, elles ont un domaine de stabilité thermique réduit. Ceci explique les transformations fréquentes en siégénite au cours de la baisse de la température.

Cette pentlandite-1 est par contre très pauvre en cuivre (Cu <0,05 % pds.).

Dans la pentlandite-2, la composition chimique est variable, et s'éloigne de celle de la pentlandite-1 (tableau C.32).

Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ moyen est égale à 1,09 (1,04 $<(\frac{M}{S})_{at}$ <1,14). Il s'écarte de la valeur idéale du rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ égale à 1,13. Ceci est en accord avec les travaux expérimentaux de Kaneda et al. (1986) qui montrent que le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ des pentlandites varie avec la composition chimique de celles-ci et de la température de formation.

Le rapport $(\frac{Fe}{Ni})_{at}$ est compris entre 1,2 et 3,3.

Le rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ est plus élevé. Il varie entre 1,4 est 1,9.

Les teneurs en Co sont plus variables et systématiquement faibles (7,3 <Co <17,5 % pds).

Les teneurs en cuivre sont variables, parfois très élevées (0,3 <Cu <15 % pds). L'absence de données expérimentales sur la solubilité de Cu dans la pentlandite ne permet pas d'expliquer ces teneurs élevées en Cu. D'autre part, la contamination par les sulfures de Cu peut avoir lieu. Cependant la pentlandite riche en Cu (jusqu'à 6 % pds.) a été signalé par Karaj (1992) dans le massif de Bulqiza en Albanie.

1.3.3.3.2 Les thiospinelles, Me_3S_4

Classification et nomenclature des thiospinelles

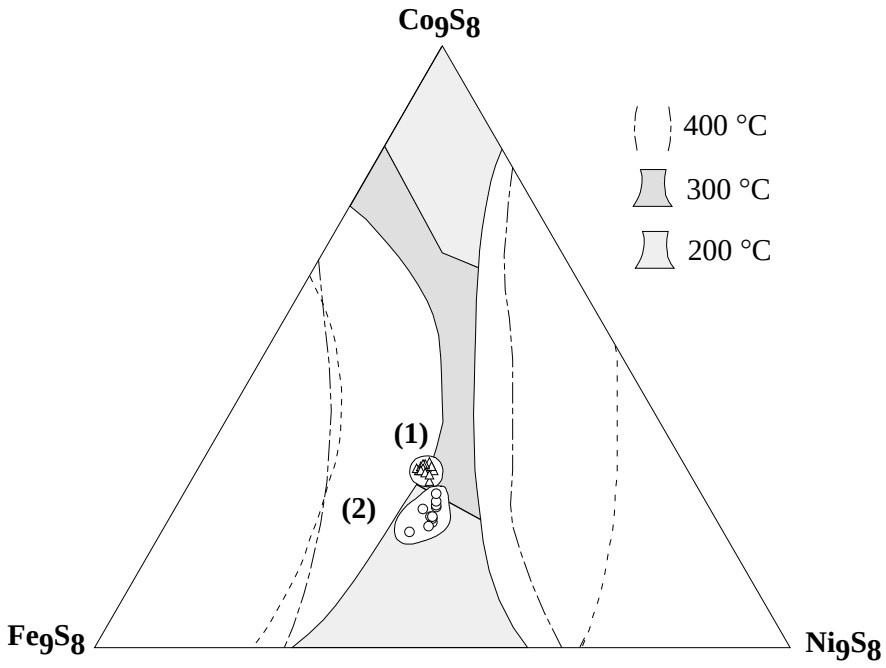


Figure 4.1.15 : *Compositions des pentlandites 1 et 2 des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, projetées dans le diagramme $(Fe-Co-Ni)$ après soustraction de $CuFeS_2$. Les lignes en tiretés représentent les limites de la solution solide définie par Knop et Ibrahim (1961). Les champs de solution solide à 200 °C, 300 °C et 400 °C sont définis par Kaneda et al. (1986) (échan. AC 25).*

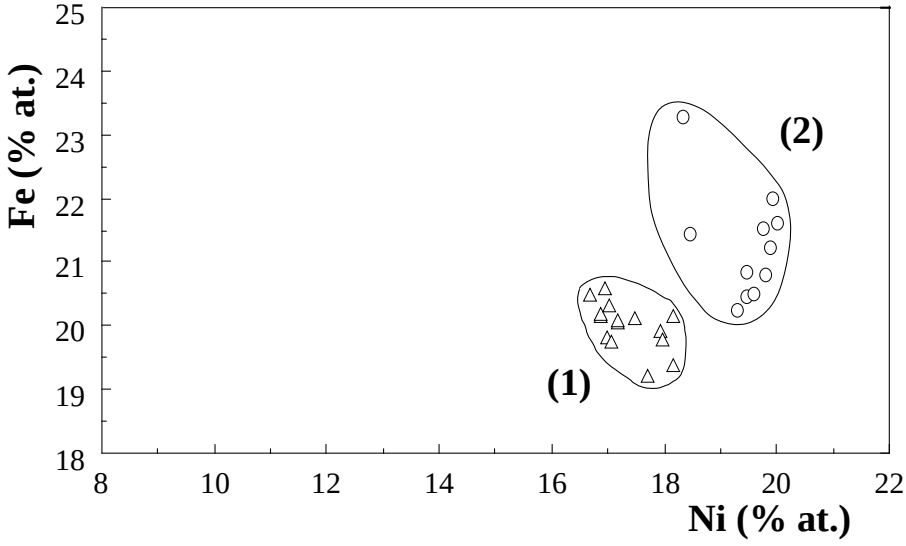


Figure 4.1.16 : *Corrélation entre Fe et Ni des pentlandites 1 et 2 des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, après soustraction de $CuFeS_2$ (échan. AC 25).*

Les thiospinelles[4] ou encore minéraux du groupe de la linnéite ont généralement une symétrie cubique. Ces sulfures ont un réseau du type spinelle, dont la formule générale peut s'écrire $R^{2+}R_2^{3+}S_4$, avec R^{2+} = Co et Fe et R^{3+} = Co, Ni et Fe (Permingeat, 1991). Les cations se répartissent dans les sites tétraédriques et octaédriques. Deux variantes structurales ont été définies :

1. les thiospinelles normaux $R^{2+}R_2^{3+}S_4$, lorsque les sites tétraédriques sont occupés par les cations divalents, tandis que les deux cations trivalents sont octaédriques.

2. Les thiospinelles inverses, lorsque les sites tétraédriques sont occupés par les cations trivalents, tandis que les sites octaédriques sont occupés au moitié par les cations divalents et trivalents, de sorte que la formule générale peut s'écrire $R^{2+}(R^{2+}, R^{3+})_2S_4$.

Les compositions chimiques des thiospinelles impliquant seulement Cu, Fe, Ni et Co ont été reportées par Tarr (1935), Vokes (1967), Vaughan et al. (1971). Les pôles principaux des thiospinelles sont :

- Linnéite : Co_3S_4 (thiospinelle normal) ;
- Polydymite : Ni_3S_4 (thiospinelle inverse) ;
- Greigite : Fe_3S_4.

Le pôle Cu_3S_4 est inconnu car cela supposerait l'existence de Cu^{3+} avec S (Vaughan et al. 1971). Les compositions intermédiaires sont :

- Carrollite $CuCo_2S_4$ (thiospinelle normal) ;
- Violarite $FeNi_2S_4$ (thiospinelle inverse) ;
- Siégénite $Ni_{1,5}Co_{1,5}S_4$ (thiospinelle inverse) ;
- Fletchérite $Cu(Ni, Co)_2S_4$ (thiospinelle inverse).

Morphologie

4. *Certains auteurs utilisent le terme sulfospinelles pour désigner les thiospinelles.*

Les thiospinelles ont été rencontrés dans les paragenèses primaires ainsi que dans les paragenèses secondaires.

Dans les paragenèses primaires, le thiospinelle est une violarite. Elle a été rencontrée dans la paragenèse liée aux serpentinites, mais elle est très rare. Les cristaux sont automorphes. Le minéral est blanc crème.

Dans les paragenèses secondaires, le thiospinelle est une siégénite ou une carrollite. La siégénite a été rencontrée dans les serpentinites. Elle remplace la pentlandite-1 (figure 4.1.9 a). Le minéral est blanc crème. La carrollite a été rencontrée dans les basaltes et les gabbros. Elle remplace la pyrite (figure 4.1.9 b). La carrollite est de couleur blanc, mais moins crème que les autres thiospinelles (Picot et Johan, 1977).

Chimisme

Les résultats analytiques des thiospinelles sont présentés dans les tableaux C.34, C.35 et C.36. La composition chimique des thiospinelles varie avec les paragenèses :

- Dans le thiospinelle primaire, la composition chimique est très homogène. Il s'agit d'une violarite de formule structurale moyenne $Ni_{1,65}Fe_{0,99}Co_{0,33}S_{4,00}$. Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ varie entre 0,74 et 0,76, avec une moyenne de 0,75, en accord avec la stoechiométrie. Le rapport $(\frac{Fe}{Ni+Co})_{at}$ varie entre 0,49 et 0,54.

  Le cobalt qui se substitue au nickel est présent en teneurs atteignant 6,5 % pds. Les violarites naturelles peuvent contenir jusqu'à 12,2 % pds. de Co (Riley, 1980).

  Les violarites synthétiques ont un domaine de stabilité thermique allant jusqu'à 461 °C (Craig, 1971). Selon Craig et Higgins (1975) (in Permingeat, 1991), les violarites naturelles se sont formées à des températures inférieures à 300 °C, à moins que la présence de Co ne joue un rôle stabilisateur.

- La composition chimique des thiospinelles secondaires varie selon les paragenèses métalliques :

  Dans les serpentinites, la siégénite est de formule structurale moyenne $Ni_{1,00}Fe_{0,81}Co_{1,23}S_{3,96}$. Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ est supérieur à 0,75. Il varie entre 0,76 et 0,78. Ce qui montre un déficit du soufre par rapport aux cations.

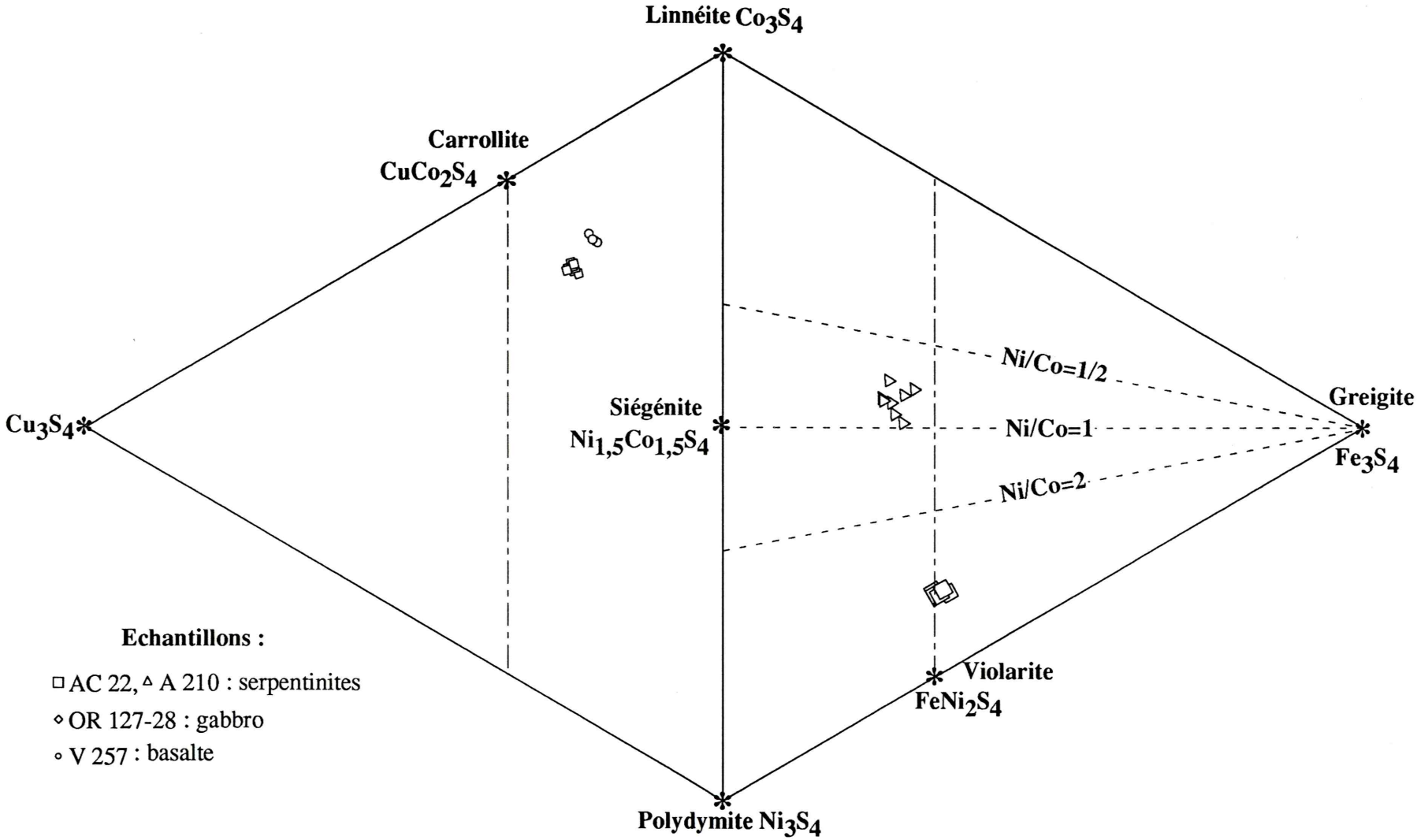


Figure 4.1.17 : *Compositions des thiospinelles des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, projetées dans le diagramme $(Co - Cu - Ni - Fe)$ de Vaughan et al. (1971). Les lignes en tiretés représentent les droites de substitution de Co par Ni dans la siégénite.*

Le rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ varie entre 0,71 et 0,95. Selon Vokes (1967), la valeur idéale du rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ de la siégénite est de 1.

Les teneurs en fer sont très élevées. Elles varient entre 13,21 et 16,05 % pds. L'enrichissement en Fe serait liée à une forte activité de cet élément dans les fluides.

Dans les basaltes et les gabbros, le thiospinelle secondaire est une carrollite nickelifère de formule structurale moyenne $Cu_{0,67}Ni_{0,48}Co_{1,83}S_{3,98}$. Cette carrollite est déficitaire en soufre. Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ est supérieur à 0,75. Il varie entre 0,75 et 0,77.

Les teneurs en Ni sont très élevées. Elles varient entre 9,2 et 10,2 % pds. dans les gabbros et entre 7,5 et 8,5 % pds. dans les basaltes. Ces variations de teneur en Ni entre les gabbros et les basaltes sont dues à des variations locales de composition chimique des fluides tardifs.

1.3.3.3.3 La mackinawite, (Fe, Co, Ni)S

Morphologie

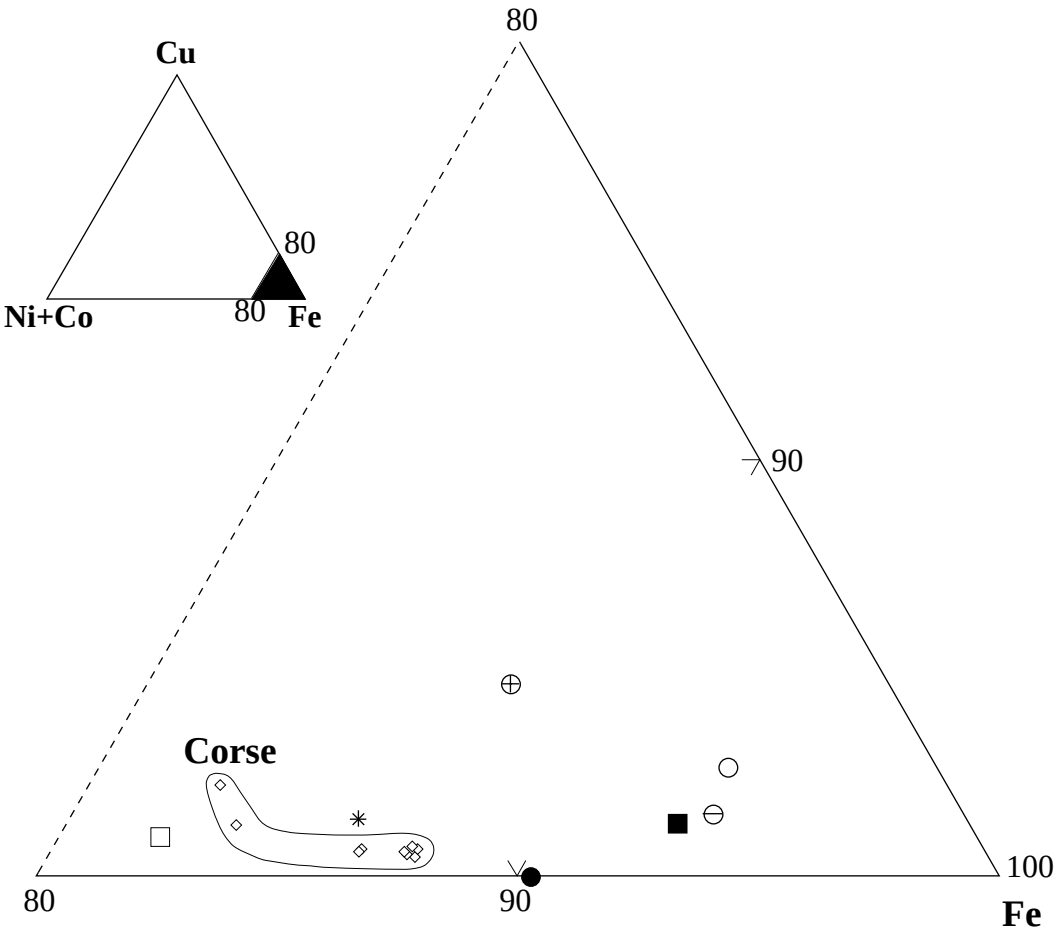
La mackinawite n'a été observée que dans les serpentinites, où elle est associée à la paragenèse primaire. Les cristaux sont automorphes, en forme de lamelles, et de taille inférieure à 60 μm. Optiquement, elle présente une anisotropie extrêmement forte. Elle polarise dans les tons bleus (Picot et Johan, 1977).

Chimisme

La composition chimique de la mackinawite est stoechiométrique (tableau C.33). La formule structurale moyenne calculée sur la base de deux atomes est :

$$(\mathbf{Fe_{0,86}Co_{0,07}Ni_{0,06}Cu_{0,01}})_{1,00}\mathbf{S_{1,00}}$$

Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ moyen est égale à 1,00, avec un écart-type de 0,02 par rapport à la valeur moyenne traduisant des artéfacts analytiques. Ainsi, aucun déficit en soufre n'a été mis en évidence comme l'avait envisagé Craig et Scott (1974) selon la formule $FeS_{(1-x)}$ et celà contrairement aux suggestions de Babkine et Conquéré



∗ *: Yagoki, Japon (Mukherjee et Pratim, 1991).*
● *: Muskoks, Canada (Mukherjee et Pratim, 1991).*
○ *: Mackinaw mine, Etats-Unis (Clark, 1969) .*
⊕ *: Svartsjoen, Norvège, (Mukherjee et Pratim, 1991).*
□ *: Moskogaisa, Norvège, (Mukherjee et Pratim, 1991).*
■ *: Chandmari, Inde, (Mukherjee et Pratim, 1991).*
⊖ *: Chessy, France (cette étude).*

Figure 4.1.18 : *Diagramme triangulaire* $(Cu-(Ni,Co)-Fe)$ *montrant le champ de répartition de la mackinawite des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse avec comparaison aux mackinawites provenant de différentes localités du monde.*

(1968) qui envisageaient un déficit en cations. Pour comparaison, nous avons analysé la mackinawite provenant du gisement de Chessy (Massif Central, Bouladon, 1976). Le rapport $(\frac{M}{S})_{at}$ moyen de cette mackinawite est égal là encore à 1,00. Les analyses de mackinawite reportées par Mukherjee et Pratim (1991) dans différentes localités dans le monde montrent un rapport atomique $(\frac{M}{S})_{at}$ proche de 1 (tableau C.38).

Les teneurs en Fe sont variables (51,8 <Fe <55,1 % pds.).

La mackinawite est plus riche en cobalt qu'en nickel. Co varie de 3,1 à 7,8 % pds. et Ni de 2,2 à 4,8 % pds.

Le cuivre est présent en faible teneur (0,3 <Cu <1,5 % pds.).

1.3.4 Cristallochimie de la mackinawite

La mackinawite des minéralisations associées aux ophiolites de Corse est très riche en Co et Ni. Il est intéressant de montrer la distribution de ces cations dans la structure de ce minéral.

La figure 4.1.19 a montre une corrélation positive entre Fe et Ni, tandis que les figures 4.1.19 b et 4.1.19 c montrent des corrélations négatives entre Fe et Co d'une part et entre Ni et Co d'autre part. Ceci montre que Ni ne remplace pas Fe et que Co remplace à la fois Fe et Ni. Les corrélations entre Cu et Fe ou Cu et Ni ne sont pas nettes (figures 4.1.20 d et 4.1.20 e). Si on représente les teneurs en Fe et Ni d'une part et en Co et Cu d'autre part, tous les points représentatifs sont alignés sur la droite de substitution 1:1 (figures 4.1.19 d et 4.1.20 f) montrant que Co et Cu se substituent à Fe et Ni dans la structure de la mackinawite.

La structure de la mackinawite telle qu'elle a été proposée par Ward (1970) (figure 4.1.21) consiste en un empilement cubique compact à faces centrées comme le montre la figure 4.1.22. Selon cet auteur, les atomes de fer sont disposés en feuillets dans le plan ab en formant un réseau de carrés dont les sommets sont occupés par Fe. Les distances Fe-Fe dans le plan ab sont égales à 2,6 Å (Evans et Allmann, 1968 et Ward, 1970). Dans la mackinawite, Fe a une coordination tétraèdrique par rapport à S (Evans, 1968; Ward, 1970; Kjeksus et al. 1972 et Mukherjee 1976). Selon Ward (1970), seule la moitié des tétraèdres sont occupés par Fe. En tenant compte de toutes ces considérations, on est amené à penser que Fe occupe les quatre tétraèdres d'un même hémioctaèdre (figure 4.1.22). L'octaèdre résultant de cette structure est un site vacant et peut accepter d'autres cations. Dans notre cas, la corrélation positive entre Fe et Ni ne peut s'expliquer que par le fait que Ni rentre

dans les sites octaèdriques. Les corrélations négatives entre Fe et Co, entre Ni et Co et entre (Fe+Ni) et (Co+Cu) peuvent s'expliquer par la substitution de Fe par Co et Cu dans les sites tétraèdriques et celle de Ni par Co et Cu dans les sites octaèdriques.

Dans la structure de la mackinawite, les tétraèdres sont en contact par leurs arêtes (Evans et Allmann, 1968). Ceci nous permet de représenter la structure complète de la mackinawite (figures 4.1.23 et 4.1.24). La disposition des cations en feuillets parallèles explique la forte anisotropie de la mackinawite. Cette disposition s'altère lorsque Ni et Co rentrent dans les sites octaèdriques. Ce fait explique les variations de l'anisotropie et de la réflectance observées selon le chimisme, par Mukherjee et Pratim (1991) dans la mackinawite de la mine de Chadmani (Inde).

1.3.5 Synthèse et discussion sur le chimisme des minéraux sulfurés

Au cours de l'évolution du système minéralisant, on constate :

- une prédominance finale des sulfures de cuivre (principalement la chalcopyrite et la cubanite) au dépend des sulfures de fer (pyrite et pyrrhotite hexagonale) ;
- un enrichissement en Cu de la pentlandite et des thiospinelles ;
- un enrichissement en Cd de la sphalérite ;
- un enrichissement en Ni dans les thiospinelles ;
- une diminution de Co dans la pentlandite et dans les thiospinelles ;
- une augmentation du rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ de la pentlandite ;
- une diminution du rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ de la siégénite.

Le chimisme des phases minérales et leur ordre d'apparition sont contrôlés principalement par la composition des fluides et la température. A ces deux facteurs s'ajoute l'effet topochimique par l'influence du chimisme des minéraux primaires sur celui des minéraux secondaires. Mais ce facteur ne joue qu'un rôle mineur.

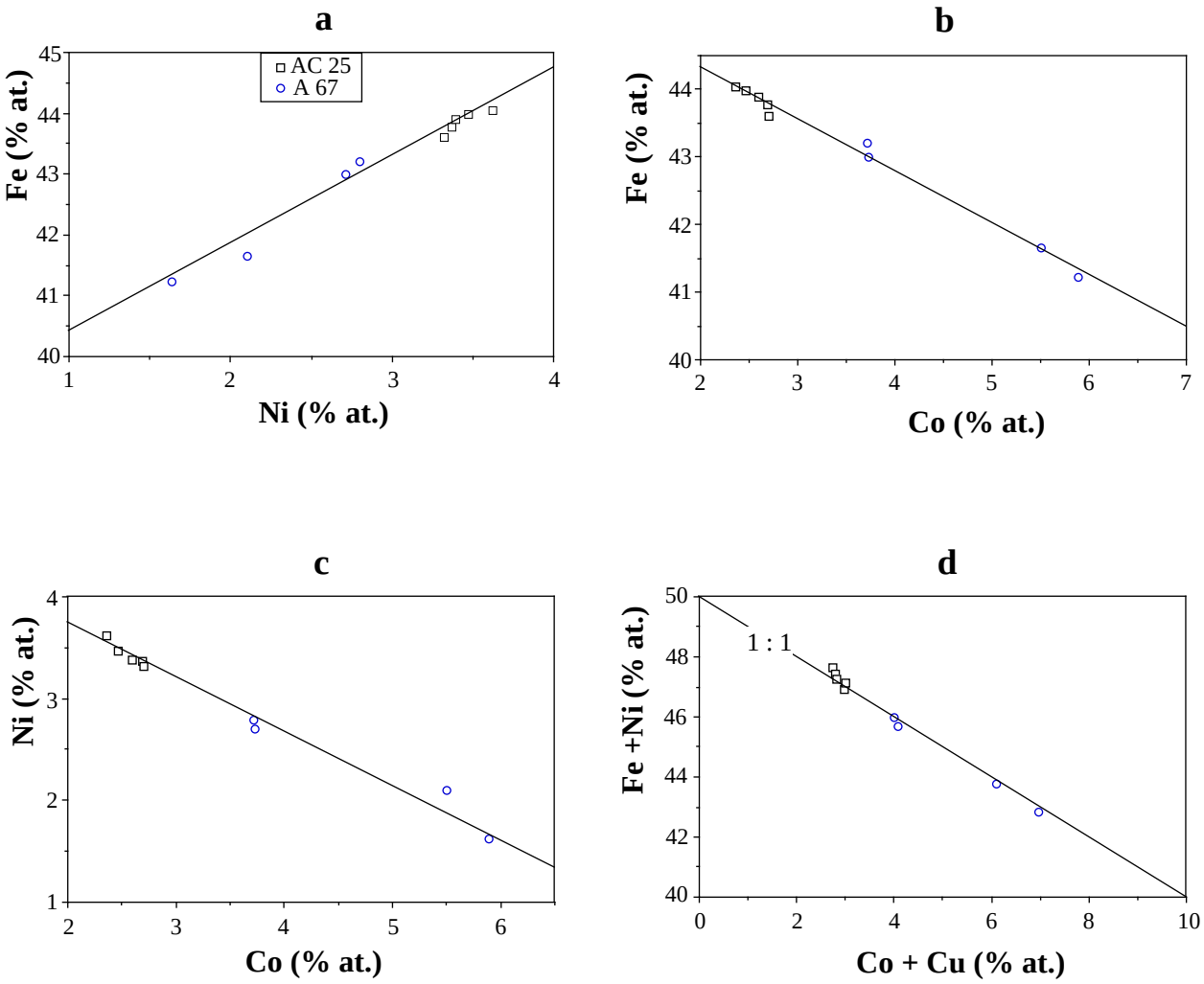


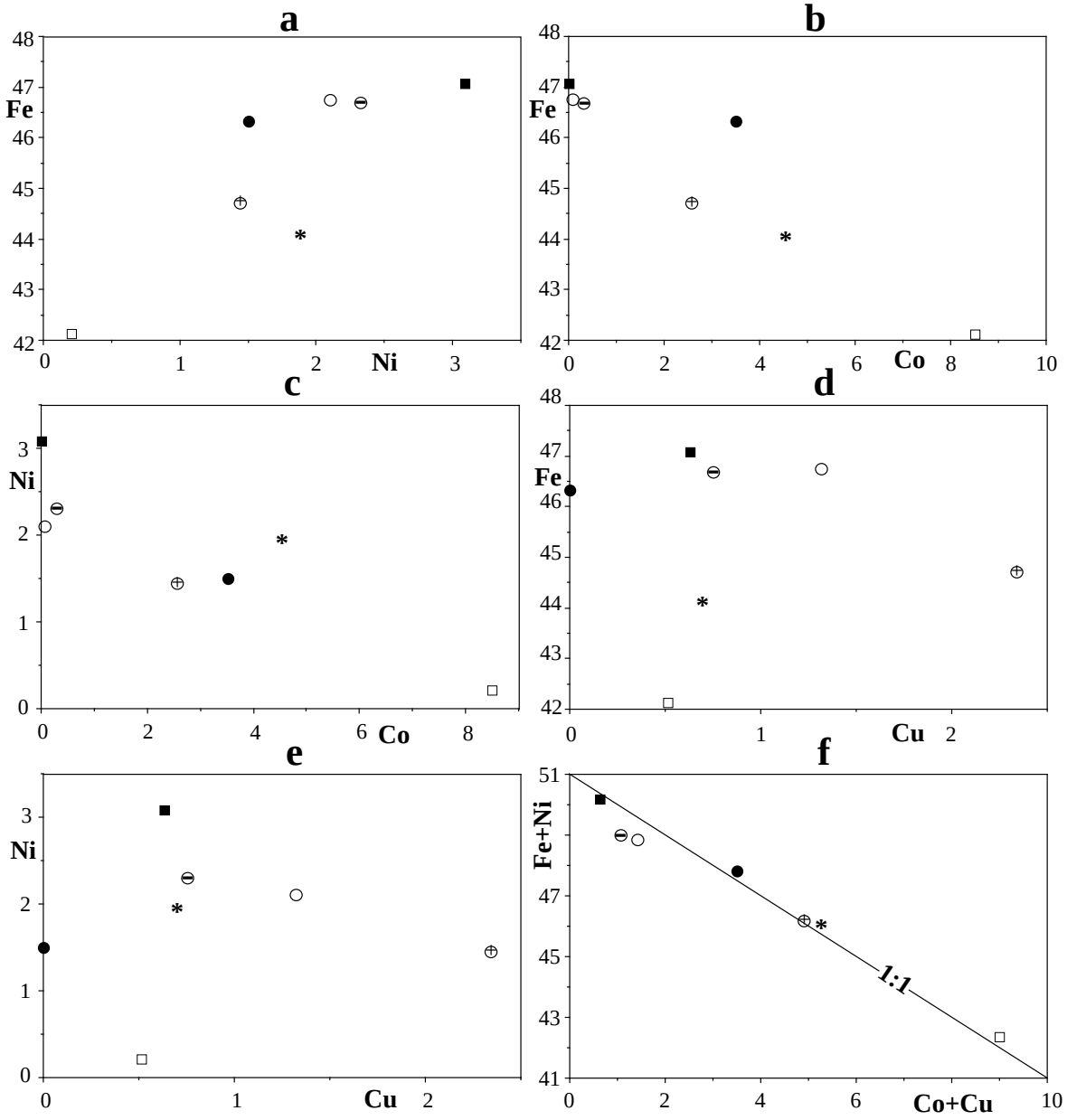
Figure 4.1.19 : *Différents types de corrélation entre les cations dans la mackinawite des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse.*

(a) *Corrélation entre Fe et Ni ;*

(b) *Corrélation entre Fe et Co ;*

(c) *Corrélation entre Ni et Co ;*

(d) *Relation entre les cations montrant la substitution globale (1:1) de Fe et Ni par Co et Cu.*



- ✱ *Yagoki, Japon (Mukherjee et Pratim, 1991).*
- ● *Muskoks, Canada (Mukherjee et Pratim, 1991).*
- ○ *Mackinaw mine, Etats-Unis (Clark, 1969).*
- ⊕ *Svartsjoen, Norvège, (Mukherjee et Pratim, 1991).*
- □ *Moskogaisa, Norvège, (Mukherjee et Pratim, 1991).*
- ■ *Chandmari, Inde, (Mukherjee et Pratim, 1991).*
- ⊖ *Chessy, France (cette étude).*

Figure 4.1.20 : *Corrélations entre les cations (en % at.) dans les mackinawites de différentes localités du monde. La courbe (1:1) représente la substitution globale de Fe et Ni par Co et Cu (voir explication dans le texte).*

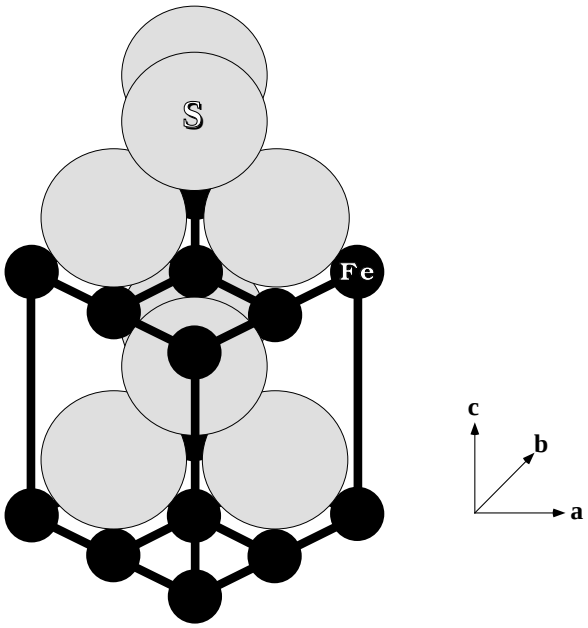


Figure 4.1.21 : *Structure cristalline de la mackinawite (d'après Ward, 1970).*

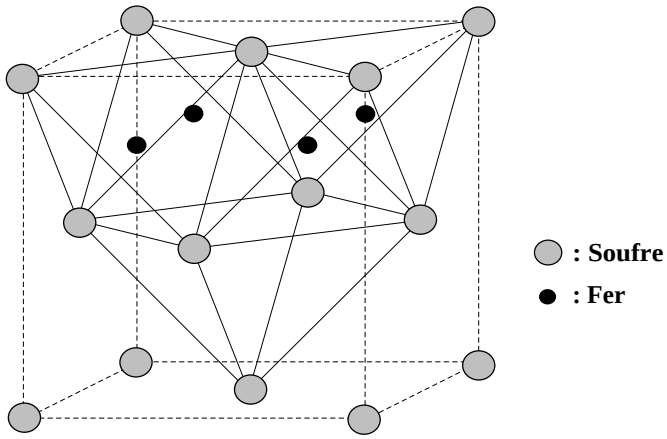


Figure 4.1.22 : *Structure cubique compacte à faces centrées (c.f.c.) de la mackinawite.*

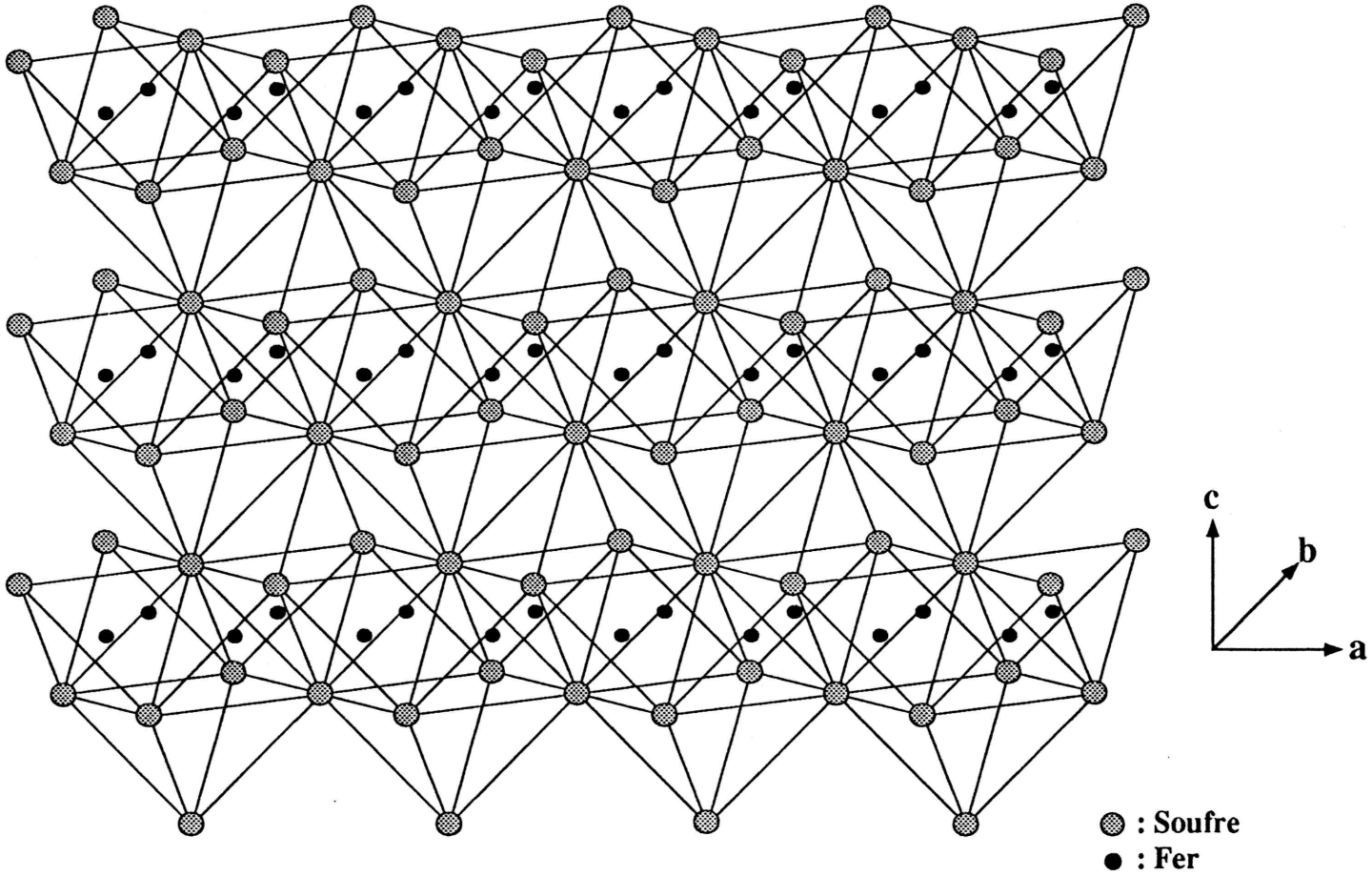


Figure 4.1.23 : *Structure cristalline de la mackinawite vue dans le plan des feuillets (1 seul feuillet est représenté).*

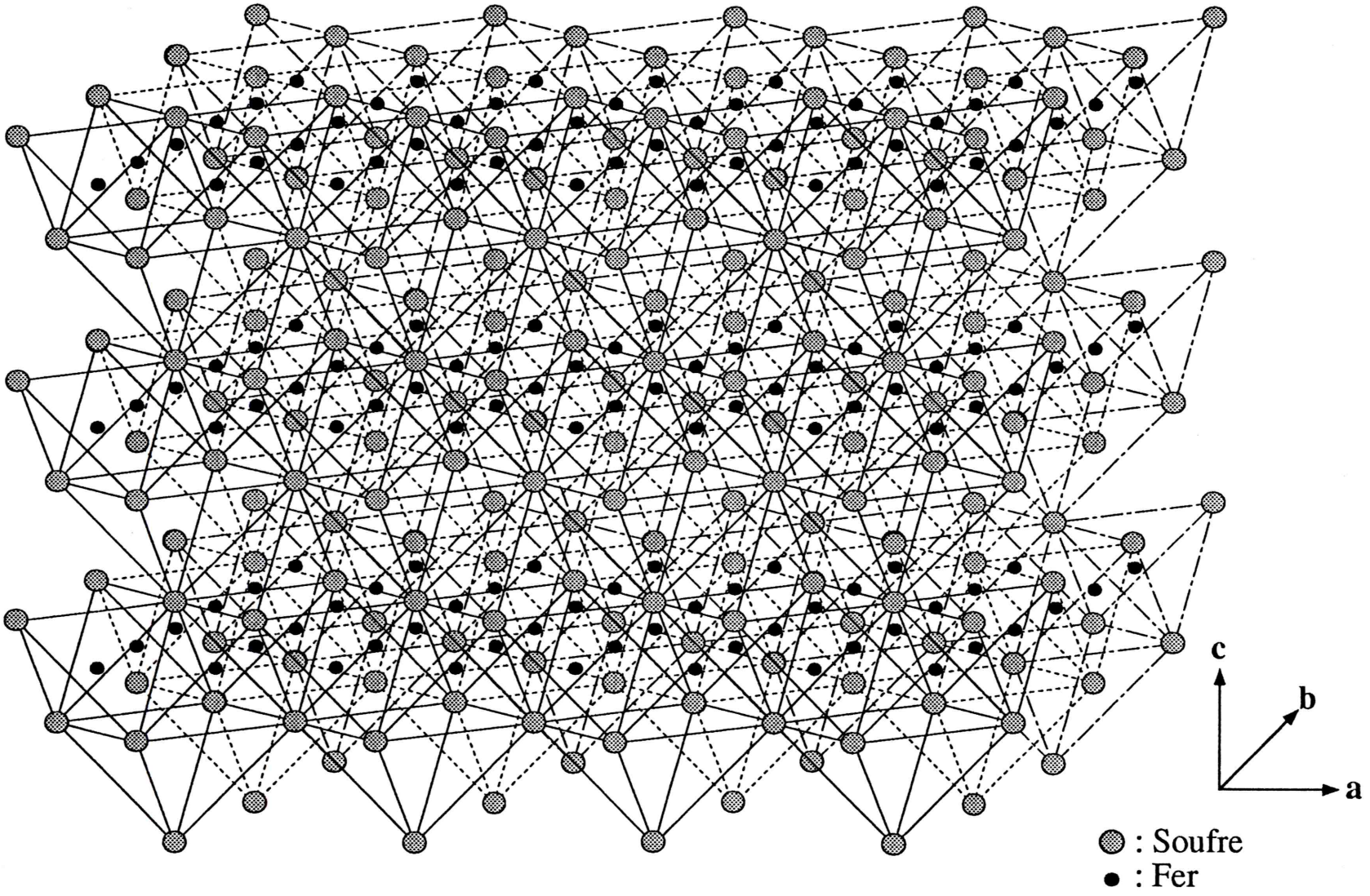


Figure 4.1.24 : *Structure cristalline de la mackinawite étendue à plusieurs feuillets.*

Effets de la température. Le système minéralisant évolue avec une baisse de température. En effet :

- Dans le diagramme (Fe-Co-Ni) (figure 4.1.15), les points représentatifs de la pentlandite-1 sont répartis entre les domaines de solution solide à 300 °C et à 400 °C définis par Kaneda et al. (1986) ; alors que ceux de la pentlandite-2 sont répartis majoritairement dans le domaine à 200 °C.

- Les travaux expérimentaux de Cabri et al. (1973) montrent que la cubanite (liée aux paragenèses tardives) est stable au dessous de 210 °C.

- La sphalérite-2 montre un enrichissement en Cd. Selon Mookherjee (1966), les sphalérites de basse température sont enrichies en Cd.

- Selon Kissin et Scott (1982), la pyrrhotite monoclinique (liée aux paragenèses tardives) est stable au dessous de 254 °C.

- Dans les dépôts de sulfures océaniques actuels, les sulfures de Cu apparaissent tardivement, à basse température (Oudin 1983 ; Haymon, 1983).

Effets de la composition chimique des fluides. La composition chimique des fluides a évidemment une grande influence sur le chimisme des minéraux. D'après les constatations faites précédemment, on déduit que les fluides tardifs sont enrichis en Cu. Ainsi les minéraux, habituellement pauvres en Cu, telle la pentlandite, sont riches en cet élément. Ces fluides montrent un enrichissement relatif en Ni vis-à-vis de Co. Ceci se traduit par des teneurs élevées en Co des minéraux primaires tels que la mackinawite, la pentlandite-1 et la violarite, ainsi que par un rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ faible de la pentlandite-1. Quant aux minéraux secondaires, cette influence se traduit par des teneurs élevées en Ni détectées dans la carrollite et par une augmentation du rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ dans la pentlandite-2.

Effet du chimisme des minéraux primaires. Dans la siégénite qui remplace la pentlandite-1, le rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ est faible. Il est inférieur à la valeur idéale qui est 1. Or le système minéralisant évolue avec un enrichissement en Ni, donc la diminution du rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ de la siégénite ne peut être expliqué que par l'effet du chimisme de la pentlandite-1 transformée en siégénite. Cette hypothèse est inspirée des remarques d'Arnold et Malik (1974), selon qui le rapport $(\frac{Ni}{Co})_{at}$ du

thiospinelle dépend de celui de la pentlandite qu'il remplace. Ceci montre qu'il ya eu remobilisation "in situ" des éléments métalliques lors du stade tardif de dépôt de la minéralisation.

1.3.6 Evolution paragénétique

L'étude des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse a permis de distinguer une succession de paragenèses formées au cours de deux stades minéralisants. A chaque stade, sont liées trois paragenèses réparties, selon la position stratigraphique, dans les serpentinites, les gabbros et les basaltes :

Les paragenèses primaires liées au premier stade de dépôt de la minéralisation sont constituées essentiellement de sulfures de fer (figure 4.1.12). Dans les serpentinites, la paragenèse primaire est constituée de pyrrhotite hexagonale, sphalérite-1, chalcopyrite-1, pentlandite-1, mackinawite et violarite. Dans les gabbros, elle est constituée de pyrite, sphalérite-1 et l'idaïte. Dans les basaltes, elle comprend la pyrite et la sphalérite-1. On constate alors que la pyrrhotite hexagonale n'est présente que dans les serpentinites. Elle est totalement absente dans les gabbros et les basaltes où elle est remplacée par la pyrite. La pyrrhotite hexagonale est associée à la mackinawite dans les serpentinites. Ceci reflète une faible fugacité en soufre dans les serpentinites par rapport aux basaltes et aux gabbros. Cette diminution de la fugacité en soufre est liée à la percolation des fluides dans les serpentinites et leur mélange avec des fluides issus de la serpentinisation (Lorand, 1985). Une telle percolation est facilitée par la grande perméabilité des serpentinites. Ce qui crée des conditions hydratées favorables à la cristallisation de la mackinawite, comme le montrent les travaux expérimentaux de Zoka et al. (1973), et de Sweeney et Kaplan (1973). Dans la nature, la mackinawite apparaît généralement dans les roches ultramafiques serpentinisées (Ashely, 1975 ; Blain, 1978). Dans ces contextes, la mackinawite est souvent plus riche en Co et Ni. C'est un bon indicateur de la composition chimique des fluides, puisque les travaux expérimentaux de Berner (1964) ont montré qu'on peut synthétiser la mackinawite sans Co ni Ni par précipitation du sulfure de fer pur à partir d'une solution aqueuse entre 20 et 95 °C.

Les paragenèses primaires ont été formées en équilibre avec le fluide hydrothermal lors du stade principal de dépôt de la minéralisation. En effet, d'une part les cristaux constitutifs des minéraux primaires sont généralement automorphes, d'autre part, le chimisme des minéraux primaires, tels que la pentlandite-1 et la vio-

larite, est homogène. Les variations du chimisme de la sphalérite-1, notamment les teneurs en fer, traduisent l'influence du type de sulfure de fer en association. Dans la paragenèse primaire liée aux serpentinites, la sphalérite-1 associée à la pyrrhotite hexagonale est très riche en fer. Par contre, celle associée à la pyrite dans les gabbros et les basaltes est pauvre en fer.

Les paragenèses secondaires liées au deuxième stade de dépôt de la minéralisation sont dominées par les sulfures de cuivre (figure 4.1.12). La paragenèse secondaire des serpentinites comprend la chalcopyrite-2, la cubanite, la pyrrhotite monoclinique, la sphalérite-2, la pentlandite-2 et la siégénite. Dans les gabbros, elle comprend la chalcopyrite-2, la cubanite, la bornite, la carrollite et la mawsonite. Dans les basaltes, elle comprend la chalcopyrite-2, la bornite et la carrollite. La formation de ces paragenèses est liée aux fluides tardifs, qui ont évolués vers un enrichissement en cuivre révélé par la prédominance des sulfures de cuivre (chalcopyrite-2, cubanite, bornite et carrollite). La présence de la bornite dans ces paragenèses est en faveur d'une sursaturation des fluides tardifs en Cu. Ces derniers ont interagit avec les minéraux primaires en provoquant d'une part leur transformation comme le montrent les textures de remplacement, et d'autre part un réequilibrage chimique, observé dans la sphalérite-1, qui se traduit par une augmentation des teneurs en Cu et Fe du coeur vers la bordure des cristaux.

Dans toutes les paragenèses ainsi décrites, on a rencontré des sulfures de Co et Ni (pentlandite, mackinawite, violarite, siégenite et carrollite). La présence de phases minérales porteuses de Co et Ni dans les minéralisations sulfurées des ophiolites de Corse est primaire et témoigne de l'action de fluides lessivant ces éléments. La serpentinisation des péridotites s'accompagne de la libération de Co et Ni. Une partie de ces éléments est intégrée dans les fluides qui percolent à travers les serpentinites, tandis que l'autre partie précipite sur place, sous forme d'awaruite, pentlandite, millérite, heazelwoodite et bravoïte. Ces minéraux ont été décrits par Azais et al. (1968) dans les serpentinites de Corse, loin des zones minéralisées.

Parmi les minéraux en traces rencontrés dans ces minéralisations, la mawsonite constitue un minéral rarement rencontré dans les contextes basiques et ultrabasiques. La présence du sulfure d'étain (mawsonite) dans les minéralisations des ophiolites de Corse indique que les fluides se sont enrichis en étain. Les analyses chimiques sur roches globales montrent que les teneurs en étain peuvent atteindre 7 ppm, alors que généralement les teneurs en étain des roches basiques et ultrabasiques ne dépassent pas 0,9 ppm (Hamaguchi et al. 1964). Les travaux expérimentaux sur

l'interaction basaltes-eau de mer (Taylor, 1979 ; Jackson et Helgeson, 1985) montrent que les fluides peuvent transporter l'étain à température supérieure à 300 °C et à pH faible. Ces conditions sont réalisables dans la croûte océanique (Michard et al. 1984).

1.4 Comparaison avec d'autres dépôts actuels et fossiles

Dans les dépôts des rides océaniques actuelles, l'analogie avec les minéralisations sulfurées de Corse est également classique sur le plan minéralogique et chronologique. Ainsi les sulfures de Fe (pyrite et pyrrhotite) des dépôts de sulfures des rides océaniques sont précoces et cristallisent à haute température. Par contre les sulfures de Cu sont généralement tardifs et cristallisent à basse température (Oudin, 1983 et Haymon 1983). Le dépôt des minéralisations sulfurées est épisodique. Les sulfures de Co et Ni rencontrés dans les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse n'ont pas été rencontrés dans celles des rides océaniques actuelles.

L'analogie des minéralisations sulfurées des ophiolites de Corse avec celles des ophiolites des Alpes françaises et de Ligurie est remarquable. Sur le plan stratigraphique, les minéralisations de ces ophiolites occupent des positions identiques. On les rencontre dans les serpentinites (gîte de Monte Catini), dans les gabbros (gîte de Vigonzano) ainsi que dans les basaltes (gîte de Saint Véran). Les paragenèses métalliques sont semblables. Elles sont formées essentiellement de pyrite, de pyrrhotite, de chalcopyrite auxquelles sont associés la sphalérite, la bornite ainsi que les thiospinelles. La présence de minéraux de Co et Ni dans ces ophiolites est primaire et reflète l'influence des serpentinites et des phénomènes de serpentinisation sur le chimisme des fluides.

Dans les ophiolites de Chypre, les minéralisations sulfurées occupent le sommet des laves inférieures du massif de Troodos (Constantinou et Govett, 1973 ; Herzig et al. 1987). On les rencontre également dans les unités mafiques et ultramafiques du massif de la forêt de Limassol (Thalhammer et al. 1986). Ces minéralisations sont minéralogiquement et paragénétiquement très proches de celles associées aux ophiolites de Corse. Selon Thalhammer et al. (1986) l'assemblage

minéralogique comprend, entre autres, la pyrrhotite, la pyrite, la pentlandite, la sphalérite, la chalcopyrite, la mackinawite, la cubanite et la bornite. Les textures de remplacement sont fréquentes dans ces minéralisations. Ceci reflète un dépôt épisodique avec une baisse de température en liaison avec les processus hydrothermaux liés à la circulation des fluides dans la croûte océanique (Constantinou et Govett, 1973 ; Thalhammer et al. 1986 ; Herzig et al. 1987 ; Vibetti et al. 1989).

Dans les ophiolites d'Oman, les minéralisations sulfurées ont été rencontrées au contact et au sommet des laves des deux volcanismes V1 et V2 (Lescuyer et al. 1988). Les minéralisations sulfurées sont à Cu, Fe et Zn. Les critères texturaux et minéralogiques sont en faveur d'une origine hydrothermale en liaison avec deux systèmes hydrothermaux dans la partie supérieure de l'ophiolite (Gregory et Taylor 1981 ; Regba et al. 1990 ; Lescuyer et al. 1988).

1.5 Conclusion

Les minéralisations sulfurées des ophiolites de Corse apparaissent à différents niveaux de la séquence ophiolitique, depuis les péridotites (transformées le plus souvent en serpentinites) jusqu'aux basaltes, en passant par les gabbros.

Les textures et les paragenèses métalliques montrent que le dépôt de la minéralisation se fait en plusieurs stades. Le stade 1 de dépôt de la minéralisation est quantitativement prédominant. Il est caractérisé par une paragenèse primaire de haute température (300 à 400 °C). Cette paragenèse est dominée par les sulfures de fer. Il s'agit soit de la pyrite dans les basaltes et les gabbros, soit de la pyrrhotite hexagonale dans les serpentinites. Le stade tardif de dépôt de la minéralisation est caractérisé par une paragenèse de basse température (T° <210 °C), dominée par les sulfures de cuivre traduisant l'enrichissement en cuivre des fluides tardifs.

La présence dans ces minéralisations de sulfures de cobalt et nickel tels que la pentlandite, la mackinawite et les thiospinelles s'explique par la percolation des fluides hydrothermaux dans les serpentinites, qui se sont ainsi enrichis en Ni et Co.

Le chimisme des sulfures de Co et Ni montre que le système minéralisant évolue selon un enrichissement relatif en Ni vis-à-vis de Co.

L'étude cristallochimique de la mackinawite peut expliquer l'enrichissement de celle-ci en Ni et Co. En effet, on pense que Ni occupe les sites octaèdriques,

tandisque Co et Cu se substituent soit à Fe dans les sites tétraèdriques, soit à Ni dans les sites octaèdriques.

Chapitre 2

Géochimie

2.1 Introduction

Ce chapitre sera consacré à l'étude géochimique des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse. Nous montrerons que la composition chimique de ces minéralisations reflète la composition minéralogique. Nous montrerons ensuite que ces minéralisations sont d'origine hydrothermale plutôt que magmatique.

Les analyses ont été faites par la méthode ICP[1]. Deux types de minerais ont été analysés dans les basaltes et les serpentinites : les minerais massifs et les minerais disséminés (tableau C.42).

2.2 Les éléments majeurs

Les résultats analytiques confirment une évidence, à savoir que Fe et Cu sont les constituants majeurs des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse. Ceci reflète bien la composition minéralogique de ces minéralisations. Les paragenèses primaires sont dominées par les sulfures de Fe, essentiellement la pyrite et la pyrrhotite, alors que les paragenèses secondaires sont dominées par les sulfures de Cu essentiellement la chalcopyrite et la cubanite *(c. f. chapitre positions stratigraphiques et étude minéralogique et paragénétique)*. Les teneurs en Fe sont variables selon le type de minerai. Dans les minerais massifs, les teneurs en Fe varient de 7 à 38 %, alors que dans les minerais disséminés, Fe varie de 9 à 25 %. Les teneurs en Cu sont également variables selon le type de minerai. Dans les minerais massifs, Cu varie de 73 ppm à 10 %. Dans les minerais disséminés, il varie de 38 ppm à 3,5 %. Le cuivre varie également au sein d'un même type de minerai. Dans ce cas, ces variations sont dues à la présence ou l'absence de la paragenèse secondaire à sulfures de cuivre dans l'échantillon analysé. La teneur maximale en Cu de 10 % a été détectée dans un minerai des serpentinites (A 210). Bouladon et al. (1968) ont signalé des teneurs en Cu de 10 % dans le gîte de Vezzani, que nous avons classé parmi les gîtes encaissés dans les basaltes. Pour comparaison, dans les dépôts sulfurés des rides médio-océaniques, Cu ne dépasse pas 10 % (Bischoff et al. 1983).

1. *ICP : Inductively Coupled Plasma*

2.3 Les éléments en traces

Les résultats analytiques montrent que Zn, Ni et Co sont les éléments en traces les plus importants dans les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse. Ceci reflète les compositions minéralogiques de ces minéralisations. En effet, nous avons vu dans le chapitre 1 que les sulfures de Zn ainsi que ceux de Co et Ni sont accessoires. Les teneurs en Zn varient entre 4 et 2200 ppm. Les teneurs en Ni et Co sont variables selon la position stratigraphique des minéralisations. Dans les serpentinites, les teneurs en Ni et Co varient respectivement entre 400 et 2100 ppm et entre 200 et 1400 ppm ; alors que dans les basaltes, ces teneurs varient respectivement entre 50 et 1100 et entre 14 et 300 ppm. Le rapport $\frac{Cu}{(Cu+Ni)}$ varie de 0,05 à 1.

Le plomb est un élément très rare dans ces minéralisations. Les teneurs ne dépassent pas 234 ppm.

Le cadmium se présente en teneurs très faibles (Cd <21,8 ppm).

Le molybdène présente des teneurs allant jusqu'à 125 ppm.

Les teneurs en étain sont inférieures à 7 ppm.

L'or et l'argent présentent des teneurs très faibles dans ces minéralisations. Les teneurs sont respectivement inférieures à 15 et 0,425 ppm. Les teneurs les plus élevées en ces éléments ont été détectées dans des échantillons à pyrite collomorphe (V 256 et V 257). Le rapport $(\frac{Au}{Ag})_{moyen}$ est égale à 0,02.

Le platine et le palladium présentent des teneurs très faibles. Leurs teneurs sont respectivement inférieures à 69 et 16 ppb. Le rapport $\frac{Pt}{(Pt+Pd)}$ vari de 0,23 à 0,9.

2.4 Discussion

Une question classique, concernant les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, relative à l'origine des éléments métalliques est : lessivage des basaltes, ou segrégation magmatique comme l'avaient suggéré Hekinian et al. (1980). Les rapports $\frac{Cu}{(Cu+Ni)}$ et $\frac{Pt}{(Pt+Pd)}$ sont extrêmement variables. Ils varient respectivement entre 0,05 et 1, et entre 0,23 et 0,9. Dans le diagramme $\frac{Cu}{(Cu+Ni)}$ versus $\frac{Pt}{(Pt+Pd)}$ de Naldrettt (1981) (figure 4.2.2), les points représentatifs des échantillons analysés sont très dispersés ; les rapports $\frac{Cu}{(Cu+Ni)}$ et $\frac{Pt}{(Pt+Pd)}$ ne montrent aucune corrélation. Ceci exclut une origine magmatique pour ces minéralisations. Dans une

autre approche, nous avons comparé l'abondance des éléments des minéralisations sulfurées de Corse avec ceux des basaltes des rides médio-océaniques (tableau 4.2.1). Nous avons ensuite reporté les facteurs d'enrichissement pour les minerais massifs et disséminés par rapport aux basaltes des rides médio-océaniques (figure 4.2.1). Cette figure montre que Cu est l'élément présentant le facteur d'enrichissement le plus élevé, suivi de Ag, Cd et Au. Ni, Co, Mo, As, Pb, Zn et Pd présentent des facteurs d'enrichissement plus faibles et variables. Selon Bischoff et al. (1983), ces variations de facteurs d'enrichissement sont dûes au degré du lessivage des roches d'où proviennent ces métaux, et au fractionnement des éléments des fluides lors du dépôt. En Corse, le facteur d'enrichissement de Co et Ni est plus élevé par rapport aux dépôts sulfurés des rides océaniques. Ceci est dû à la percolation des fluides dans les serpentinites qui ont libéré ces éléments. Ainsi le contexte lithologique est un autre facteur qui cause la variation du facteur d'enrichissement.

Le rapport $\frac{Au}{Ag}$ des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse est sensiblement constant. Le rapport moyen est de 0,02. Selon Boyle (1979), le rapport $\frac{Au}{Ag} = 0{,}02$ caractérise les amas sulfurés. Cette valeur a été signalé par Oudin (1987) dans les dépôts sulfurés de la mer rouge.

2.5 Conclusion

L'étude géochimique des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse a confirmé que Cu et Fe sont les constituants majeurs de ces minéralisations (Cu <10 % et Fe <37,7 %). Zn, Ni et Co sont les éléments en traces les plus importants. Cette étude confirme l'origine hydrothermale tardive plutôt que magmatique de ces minéralisations.

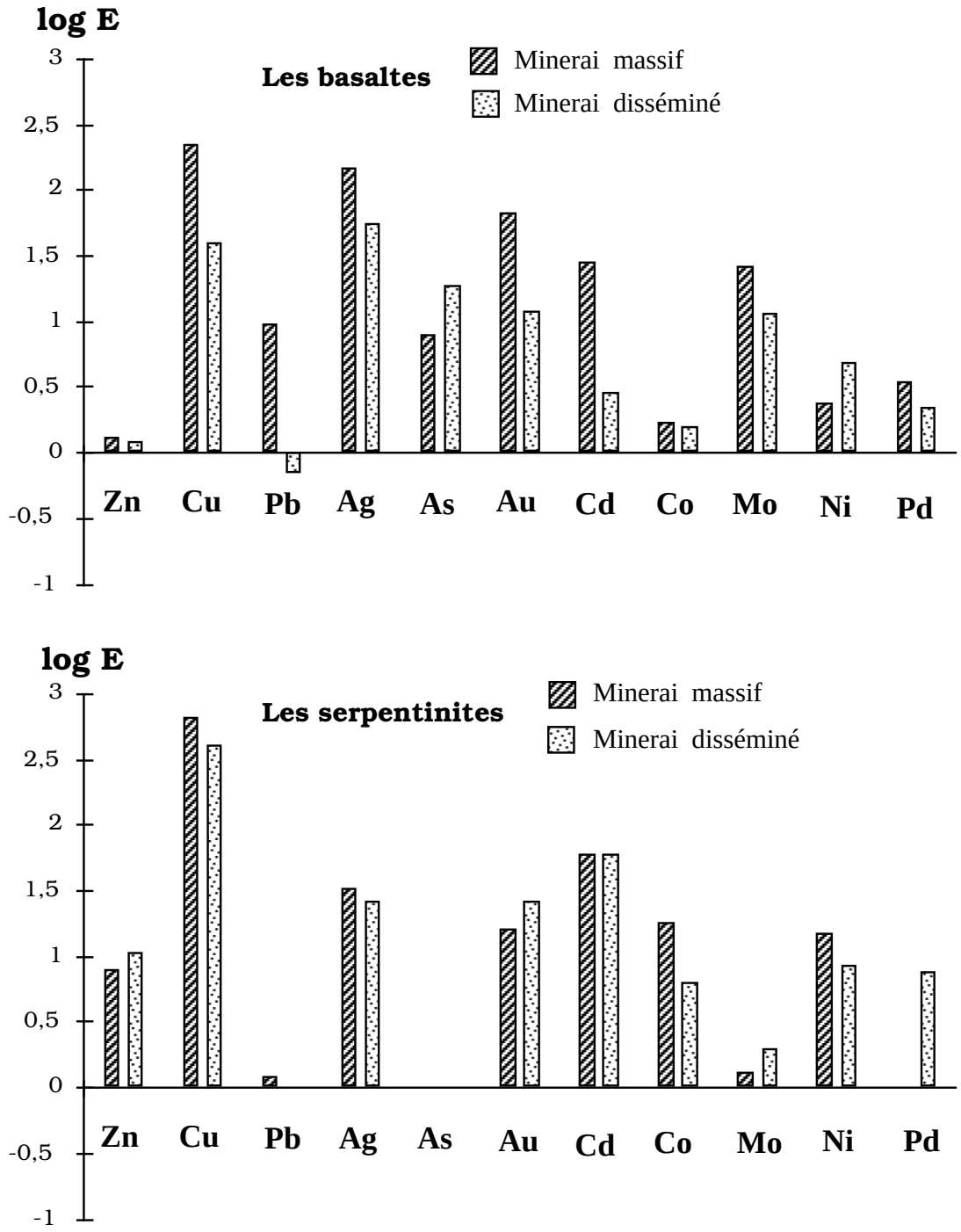


Figure 4.2.1 : *Facteurs d'enrichissement par rapport aux basaltes des rides médio-océaniques des éléments métalliques des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse.*

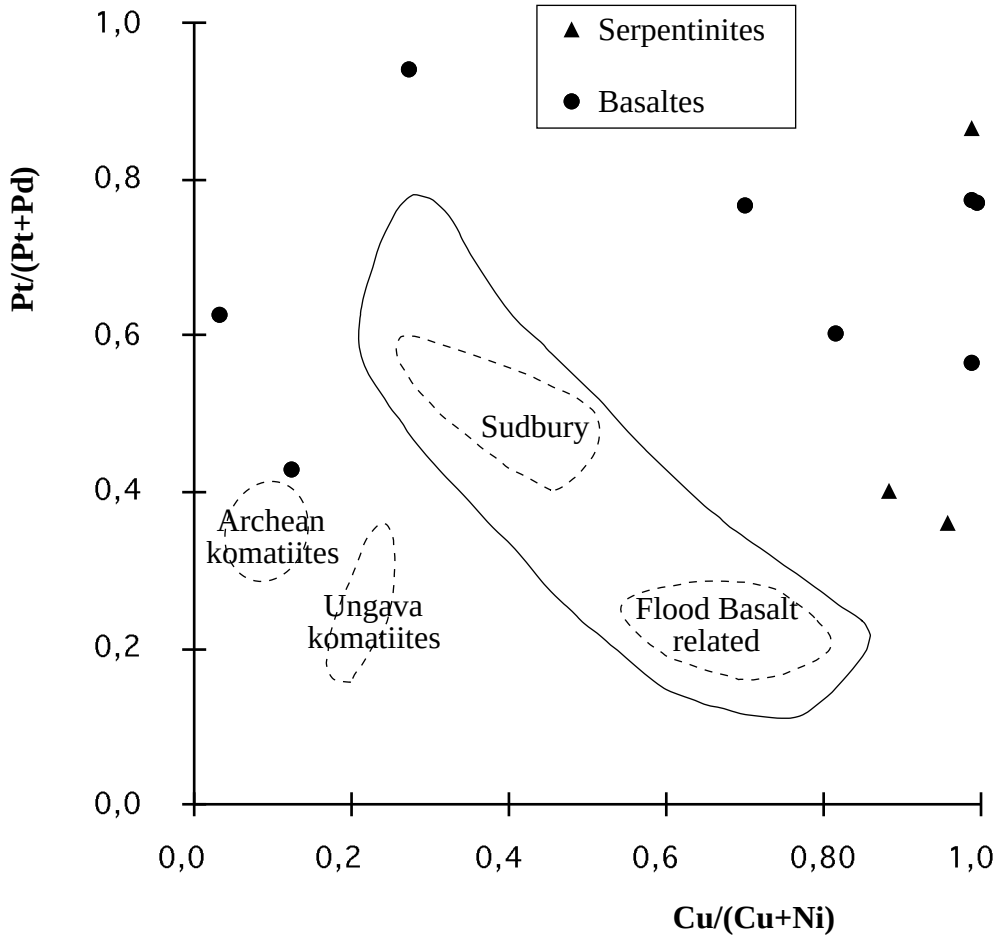


Figure 4.2.2 : *Relation entre* $\frac{Cu}{(Cu+Ni)}$ *et* $\frac{Pt}{(Pt+Pd)}$ *des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse dans le diagramme de Naldrett (1981).*

	Les basaltes		Les serpentinites		Basaltes des rides océaniques
	Minerai massif	Minerai disséminé	Minerai massif	Minerai disséminé	
Zn	132	123	808	1089	100
Cu	14000	2417	40000	24000	60
Pb	71	6	9	0	8
Ag	4	2	1	1	0,03
As	16	38	0	0	2
Cd	4	0,4	8	8	0,13
Co	111	106	1165	418	65
Mo	40	18	2	3	2
Ni	292	590	1789	1032	121
Pd	0,0056	0,0035	0	0,012	0,0016
Au	0,0778	0,014	0,0187	0,0307	0,0012

Tableau 4.2.1 : *Teneurs moyennes (en ppm) des éléments métalliques des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse comparées aux teneurs moyennes des basaltes des rides médio-océaniques. Les teneurs moyennes des basaltes des rides médio-océaniques sont tirées de Clague et al. (1981), pour Zn, Cu, Co et Ni ; Church et Tatsumoto, (1975) pour Pb ; Hertogen et al. (1980) pour Ag, Au, Cd et Pd et Turekian et Wedepohl, (1961) pour As et Mo.*

Chapitre 3

Les transformations post-minéralisation

3.1 Introduction

Après le dépôt des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, des transformations successives ont affecté ces minéralisations. Ces transformations sont liées aux deux métamorphismes postérieurs qui ont affecté les roches de ces ophiolites et aux altérations supergènes. Le premier métamorphisme, de haute pression, dû à une zone de subduction, serait éoalpin (Crétacé supérieur), alors que le second métamorphisme, schiste vert terminal, d'âge Eocène-Oligocène, est contemporain de la tectogenèse alpine (Ohnenstetter et al. 1976).

3.2 Les transformations liées au métamorphisme de haute pression

3.2.1 Les textures

Le métamorphisme de haute pression a affecté les minéralisations sulfurées ainsi que leur encaissant. Il est bien développé dans les basaltes.

Dans les serpentinites, la pyrrhotite présente des clivages mécaniques témoignant d'une déformation ductile caractéristique de ce minéral.

Dans les basaltes et les gabbros, la pyrite a réagi en mode fragile à la déformation de manière différente de celle de la pyrrhotite. Les cristaux de pyrite sont bréchifiés. Les fragments pyriteux de la brèche sont entourés par des amphiboles bleues, chlorites et quartz. Suite à ce métamorphisme, la minéralisation est remobilisée.

Dans le site minier de Noceta, une génération de pyrite automorphe de taille inférieure à celle de la pyrite primaire (<40 μm) est associée aux amphiboles bleues, chlorites et quartz. Ces minéraux ont colmaté les fissures (<1 cm) qui recoupent les filons minéralisés et leur encaissant basaltique.

Dans le site minier de Vezzani, la minéralisation est remobilisée dans la zone dite à "riébeckite et magnétite" (Bouladon et Picot, 1968). Cette zone, située entre le filon et son encaissant, a une trentaine de centimètres de puissance. Elle se prolonge parallèlement au filon minéralisé. Dans cette zone, la magnétite est associée aux amphiboles bleues, chlorite et quartz. La magnétite est sous forme de cristaux automorphes et globulaires. La taille des cristaux ne dépasse pas 40 μm.

3.2.2 Chimisme de la pyrite

La composition chimique de la pyrite est stoechiomètrique (tableau C.37). Le rapport atomique $\frac{Fe}{(S+As)}$ moyen est égale à 0,50 avec un écart-type de 0,01 dû aux artéfacts analytiques.

Le chimisme de la pyrite du métamorphisme diffère de celui de la pyrite primaire par des teneurs faibles en As, Co et Ni. Les teneurs maximales de ces éléments sont respectivement : 0,11, 0,23 et 0,27 %, alors que pour la pyrite primaire, ces teneurs étaient respectivement : 0,25, 1,14 et 0,63 %.

3.3 Les transformations liées au métamorphisme schiste vert terminal

Ce métamorphisme est bien développé dans les basaltes. Il se traduit par la déformation de la pyrite et l'apparition de l'hématite accompagnée ou non du quartz. Lorsque la pyrite est déformée, on observe deux réseaux orthogonaux de fractures (figure 4.3.3). Ces fractures sont colmatées par de l'hématite et du quartz. Dans le site minier de Vezzani, on observe dans la zone à "riébeckite et magnétite" deux schistosités perpendiculaires soulignées par de l'hématite (figure 4.3.4) montrant que ce métamorphisme est polyphasé. L'hématite qui frange la magnétite dans la zone à "riébeckite et magnétite" est rattachée à ce métamorphisme.

3.4 Les altérations hypo- et supergènes

3.4.1 Les textures

La nature de ces altérations diffère selon la nature des sulfures soumis à ces transformations. Les altérations à oxydes de fer, covellite et malachite sont liées aux sulfures de cuivre, tandis que les altérations en "produit intermédiaire" sont liées à la pyrrhotite.

Le premier type d'altération est très fréquent. Les oxydes de fer, la covellite et la malachite ont cristallisé en bordure des sulfures de cuivre (notamment la chalcopyrite) ou dans les fissures recoupant ces sulfures. Lorsque les minéraux d'altération frangent la chalcopyrite, on observe une zonation minérale. Ainsi, on

passe de la chalcopyrite à la covellite puis aux oxydes de fer. Dans les fissures, les oxydes de fer occupent le coeur, tandis que la covellite cristallise en bordure.

Le second type d'altération est particulièrement lié à la pyrrhotite. Deux types de textures ont été reconnus. Les textures en "oeil de perdrix" sont caractérisées par le remplacement de la pyrrhotite par le "produit intermédiaire" en forme de concrétions (figure 4.3.5). La nature de ce produit est encore mal connu ; il pourrait s'agir d'un mélange de pyrite et de marcasite (Picot et Johan, 1977). Les textures en "mille-feuilles" (figure 4.3.6) sont caractérisées par le remplacement de la pyrrhotite par un mélange de pyrite, marcasite et de la magnétite en grains extrêmement fins. Ce mélange emprunte les clivages de la pyrrhotite.

3.4.2 Conditions de gisement

D'après les conditions de gisement, les altérations à oxydes de fer, covellite et malachite se produisent sous l'action des agents météoriques dans des conditions supergènes.

Selon Picot et Johan (1977), les transformations en "oeil de perdrix" sont d'origine supergène (altération à basse température et en présence d'eau et d'oxygène) ; alors que les transformations en "mille-feuilles" sont d'origine hypogène. Cependant, il est difficile de déterminer l'origine de ce dernier type de transformations, qui nécessite une augmentation de la fugacité en soufre (Picot et Johan, 1977), en raison de l'histoire compliquée des minéralisations.

3.5 Conclusion

Après le dépôt des minéralisations sulfurées, celles-ci ont subies des transformations successives. Lors des métamorphismes de haute pression et schiste vert terminal, la pyrite et la pyrrhotite ont acquis des textures de déformation soulignant les caractéristiques mécaniques distinctes de ces deux minéraux, qui ont réagi, le premier en mode fragile, et le second en mode ductile. Les minéralisations sont métamorphisées et remobilisées. Après leur mise en affleurement, les minéralisations sont soumises aux agents météoriques aboutissant à des transformations caractéristiques des conditions supergènes.

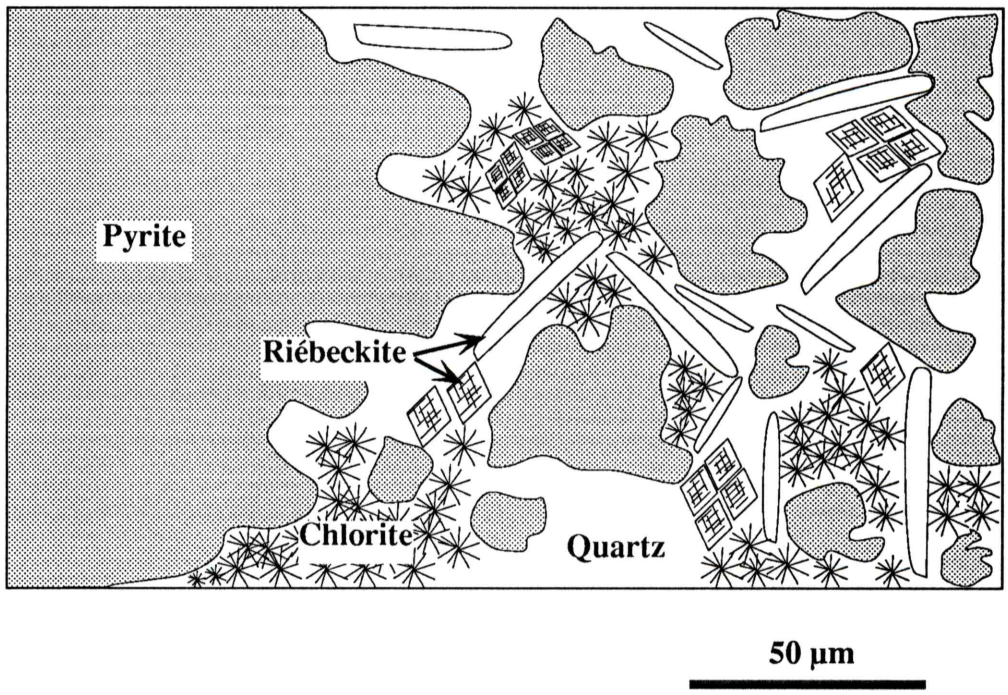


Figure 4.3.1 : *Pyrite bréchifiée et métamorphisée (site minier de Noceta).*

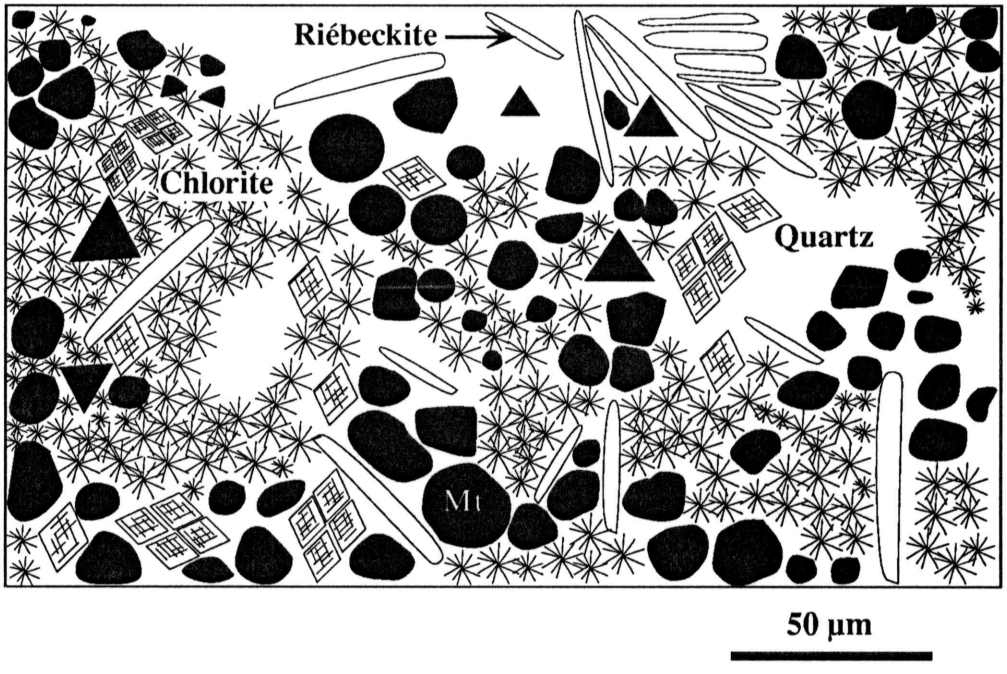


Figure 4.3.2 : *Magnétite de remobilisation associée à la riébeckite, chlorites et quartz (site minier de Vezzani).*

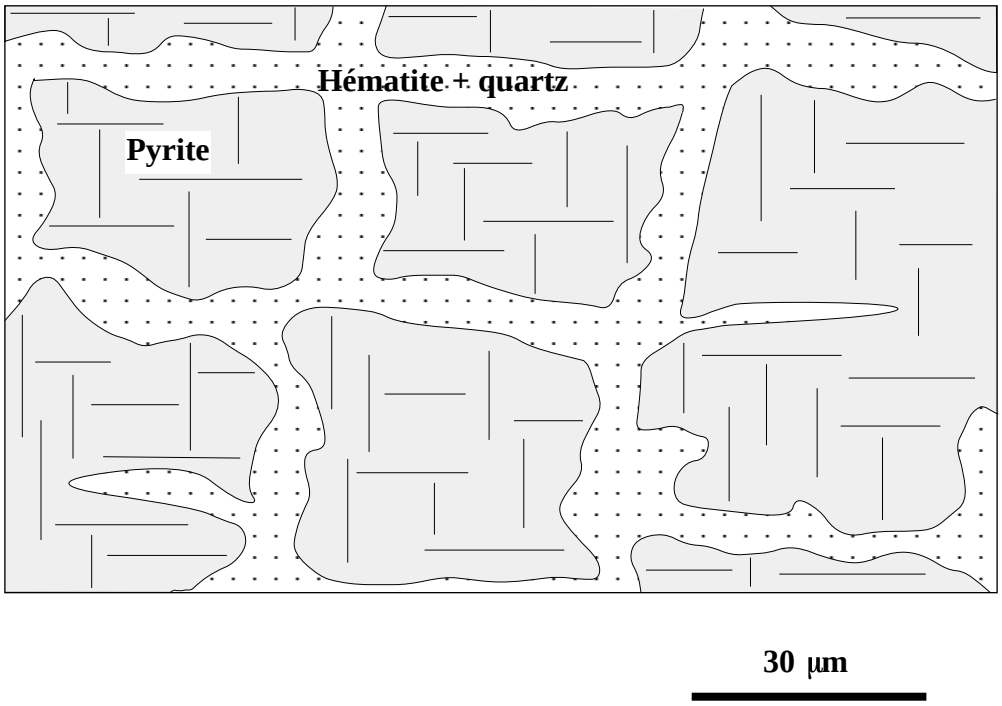


Figure 4.3.3 : *Cristal de pyrite déformé montrant deux réseaux de fractures colmatées par l'hématite et le quartz (site minier de Vezzani).*

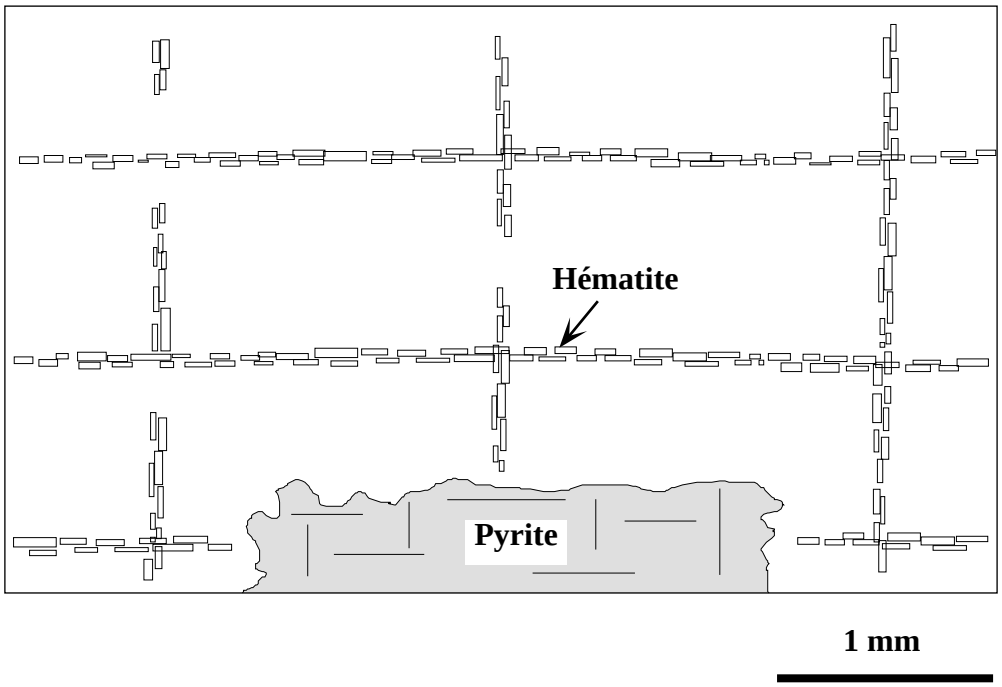


Figure 4.3.4 : *Déformation de la pyrite et développement de schistosités soulignées par l'hématite (site minier de Vezzani).*

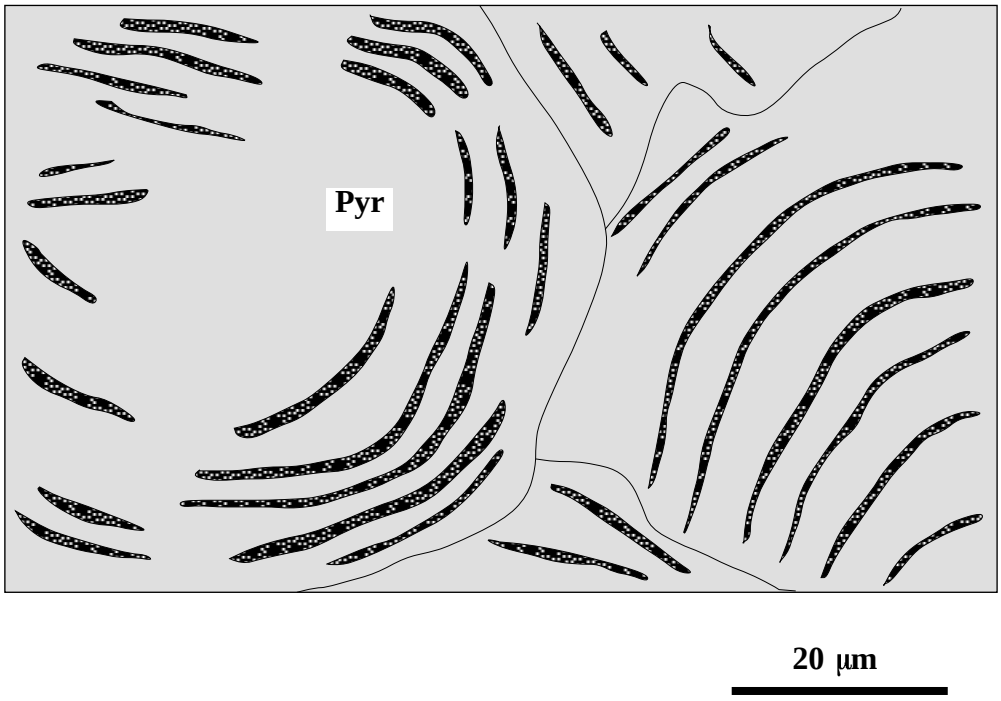


Figure 4.3.5 : *Texture d'altération en "oeil de perdrix" de la pyrrhotite.*

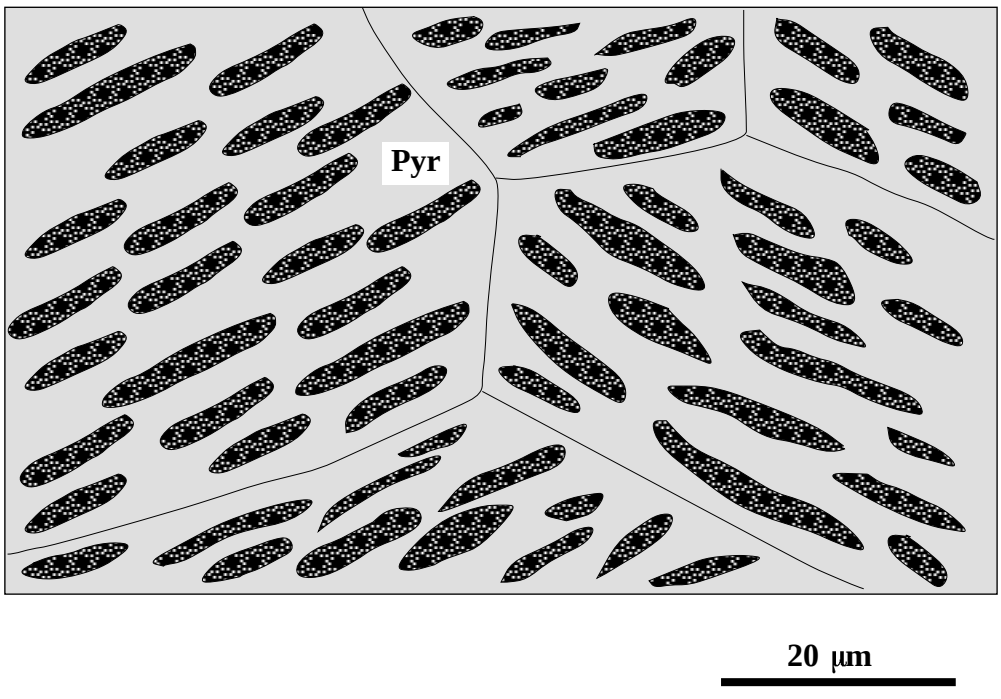


Figure 4.3.6 : *Texture en "mille-feuilles" de la pyrrhotite altérée en "produit intermédiaire".*

Cinquième partie

Données isotopiques

Chapitre 1

Les isotopes du carbone et de l'oxygène

1.1 Introduction

Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été effectuées afin de déterminer l'origine de la calcite des ophicalcites.

1.2 Les résultats analytiques

Les analyses des isotopes du carbone et de l'oxygène ont été faites sur trois types de calcite (tableau C.43) :

- La calcite de la matrice des ophicalcites ;
- La calcite hydrothermale des veines précoces. La taille des veines est millimétrique à centimétrique. Ces veines parfois anastomosées et sans direction préférentielle recoupent la calcite matricielle microsparitique. Elles sont formées de la calcite sparitique blanche dépourvue de pigments d'hématite rouge. Ce qui la distingue de la calcite de la matrice. Ces veines sont chronologiquement antérieures à d'autres qui les recoupent et qui sont :
  - Des veines de taille millimétrique, formées de chlorites, d'amphiboles bleues et d'épidote. Cette paragenèse minérale permet d'attribuer ces veines au métamorphisme alpin de haute pression ;
  - Des veines de calcite blanche qui recoupent toutes les veines décrites ci-dessus. Elles sont donc tardives. Mais leur attribution au métamorphisme schiste vert terminal est difficile à préciser ;
- la calcite des calcaires sédimentaires.

Les valeurs isotopiques sont exprimées en unité δ définie comme suit :

$$(\delta = (\frac{R_e}{R_s} - 1) \times 1000)^1$$

Le standard est l'eau de mer moyenne (SMOW) pour l'oxygène. Pour le carbone, le standard est celui de Chicago (PDB) qui est une bélemnite de la Pee Dee-formation du Crétacé de la Caroline du sud (*Belemnitella americana*).

1. R_e = *rapport isotopique de l'échantillon et* R_s = *rapport isotopique du standard.*

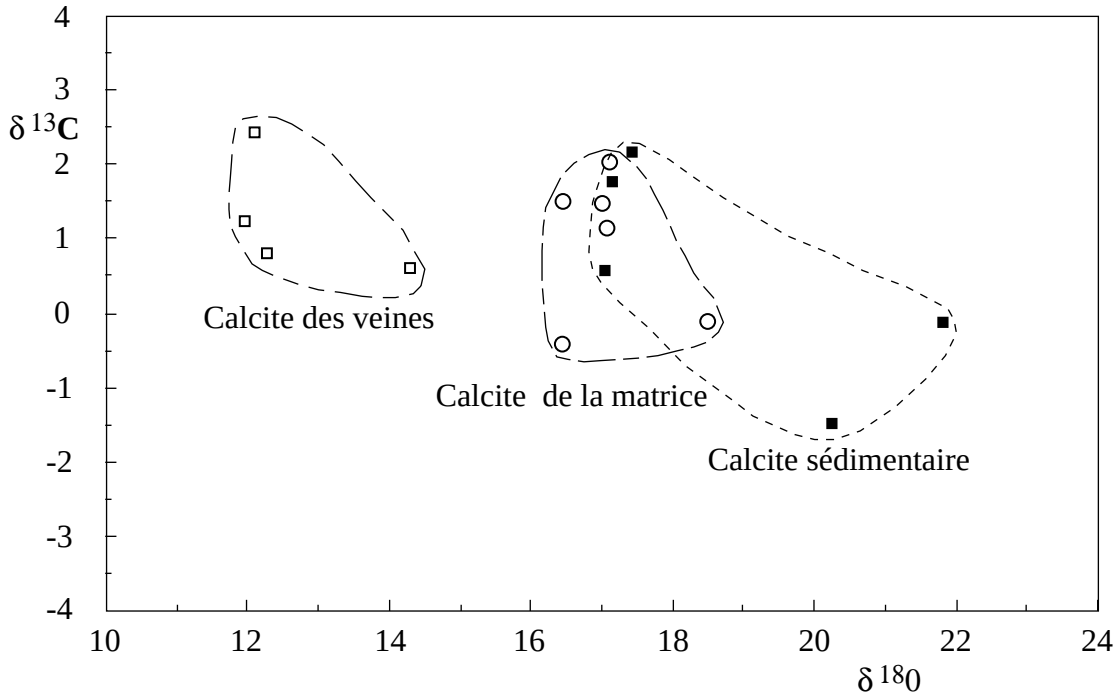


Figure 5.1.1 : *Compositions isotopiques en oxygène et carbone des calcites des ophicalcites et des calcaires sédimentaires.*

1.3 Interprétation

Les valeurs de $(\delta\ ^{13}C)_{PDB}$ de tous les types de calcites analysées (-1,47 $<(\delta\ ^{13}C)_{PDB}$ <2,43) montrent une signature marine (figure 5.1.1). Ces valeurs sont semblables à celles des ophicalcites des Alpes italiennes (Driesner, 1993). Les valeurs de $(\delta\ ^{18}O)_{SMOW}$ de la calcite de la matrice (16,45 $<(\delta\ ^{18}O)_{SMOW}$ <18,5) sont très proches de celles de la calcite des calcaires sédimentaires (17,04 $<(\delta\ ^{18}O)_{SMOW}$ <21,79). Elles sont très élevées. Par contre, celles des veines précoces sont faibles (11,95 $<(\delta\ ^{18}O)_{SMOW}$ <14,28). Ce qui peut indiquer des températures de formation plus élevées que celles des calcaires sédimentaires. Les circulations convectives de l'eau de mer dans la croûte océanique (*c. f. chapitre métamorphisme*) pourraient expliquer la formation de ces veines. Les températures de cristallisation de la calcite ne peuvent pas être chiffrées pour deux raisons : la première est que nous ne savons pas la composition isotopique du fluide à partir duquel cette calcite a cristallisé ; la seconde est que nous ne connaissons pas si l'équilibre isotopique entre la calcite et le fluide a été atteint ou non.

1.4 Conclusion

Les compositions isotopiques en oxygène et carbone des différents types de calcites montrent l'origine sédimentaire de la calcite matricielle des ophicalcites, et l'origine hydrothermale de la calcite des veines précoces qui recoupent celles-ci.

Sixième partie

Conclusion générale

Chapitre 1

Modèle de genèse des minéralisations sulfurées

1.1 Modèle de genèse des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse

En Corse alpine, la genèse des minéralisations sulfurées est étroitement liée à la formation de l'ophiolite au Jurassique. L'accrétion océanique a commencé avec la formation de la série de l'Inzecca dans un contexte de ride océanique (figure 6.1.1 a). Cette série est caractérisée par son magmatisme présentant des affinités avec les tholéiites reconnues actuellement à l'aplomb des dorsales océaniques de type normale. Il est caractérisé par des laves basaltiques très puissantes et moins différenciées, issues de grandes chambres magmatiques évoluant en système ouvert. Le magma est issu de la fusion partielle d'une lherzolite riche en alumine. Les fractionnements qui se sont produit ont engendré la cristallisation des cumulats.

La tectonique a agit très tôt sur les cumulats, comme le montre la présence de filons non déformés recoupant des gabbros tectonisés "flaser gabbros", et la présence également de brèches ophicalcitiques et de brèches polygéniques à éléments de roches vertes. Ce qui a permis la mise en affleurement sur le fond marin des constituants de la lithosphère océanique (serpentinites et gabbros) qui forment alors le plancher océanique de la série de Rospigliani. Les serpentinites et les gabbros en position superficielle sont recoupés par des filons de gabbros, de diabases et de roches leucocrates (plus différenciées). Ces roches sont associées aux agglomérats. Contrairement aux laves basaltiques de la série de l'Inzecca, les agglomérats sont moins puissants et plus différenciés. Ces caractères montrent que ce magmatisme tardif est lié au fonctionnement de petites chambres magmatiques évoluant en système fermé. Ces caractères magmatiques, tectoniques et sédimentaires particuliers permettent de placer la genèse de la série de Rospigliani au niveau d'une zone transformante (figure 6.1.1 b).

Les laves en coussins, les dolérites massives, les cumulats ainsi que les péridotites ont subi des transformations secondaires avant l'action du métamorphisme de haute pression lié à la subduction. Ces transformations sont liées à la circulation des fluides, d'une part dans les fissures des roches liées à l'expansion océanique, comme c'est le cas des laves en coussins et des dolérites massives, et d'autre part, à un réseau de fissures lié à la déformation intraocéanique, comme c'est le cas des

cumulats. Les paragenèses minérales des silicates secondaires indiquent une augmentation des gradients thermiques avec la profondeur. Ainsi, on passe du faciès schiste vert dans les laves en coussins, au faciès amphibolite dans les cumulats. En se rapprochant des filons minéralisés, les silicates secondaires liés aux transformations des roches de l'encaissant deviennent ferrifères. Ce schéma correspond à un circuit hydrothermal établi dans la croûte océanique. Les fluides issus de l'eau de mer ont pénétré profondément dans la croûte océanique. Les interactions entre les fluides et les roches ont abouti à des transformations dans les roches de la croûte océanique. Les fluides se sont chargés en métaux et en soufre par échange avec les roches. La présence dans ces minéralisations de sulfures de cobalt et nickel tels que la pentlandite, la mackinawite et les thiospinelles, témoignent de ces échanges. Les fluides engendrés ont ensuite cheminé à travers les fractures pour précipiter les sulfures dans les filons près du plancher océanique formé de laves en coussins, de gabbros tectonisés et de serpentinites. Ce qui explique les différentes positions stratigraphiques occupées par les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, dont les paragenèses métalliques sont semblables. Le moteur de ces circulations est la chaleur dégagée par le magmatisme tardif de la série de Rospigliani.

En Corse, l'activité hydrothermale dans la croûte océanique est épisodique, comme le montre la succession de stades de dépôt des minéralisations sulfurées et des transformations métamorphiques liées aux minéralisations. Le premier stade de dépôt de la minéralisation est quantitativement prédominant. Il est caractérisé par une paragenèse primaire de haute température (300 à 400 °C). Cette paragenèse est dominée par les sulfures de fer (pyrite et pyrrhotite). Le stade tardif de dépôt de la minéralisation est caractérisé par une paragenèse de basse température, dominée par les sulfures de cuivre, reflétant l'enrichissement en cuivre des fluides tardifs.

1.2 Comparaison avec la croûte océanique actuelle et les ophiolites

Dans la croûte océanique actuelle, le schéma des circulations hydrothermales est comparable à celui présenté dans notre modèle. Cependant, et contrairement à ce dernier, le modèle que nous proposons permet d'expliquer

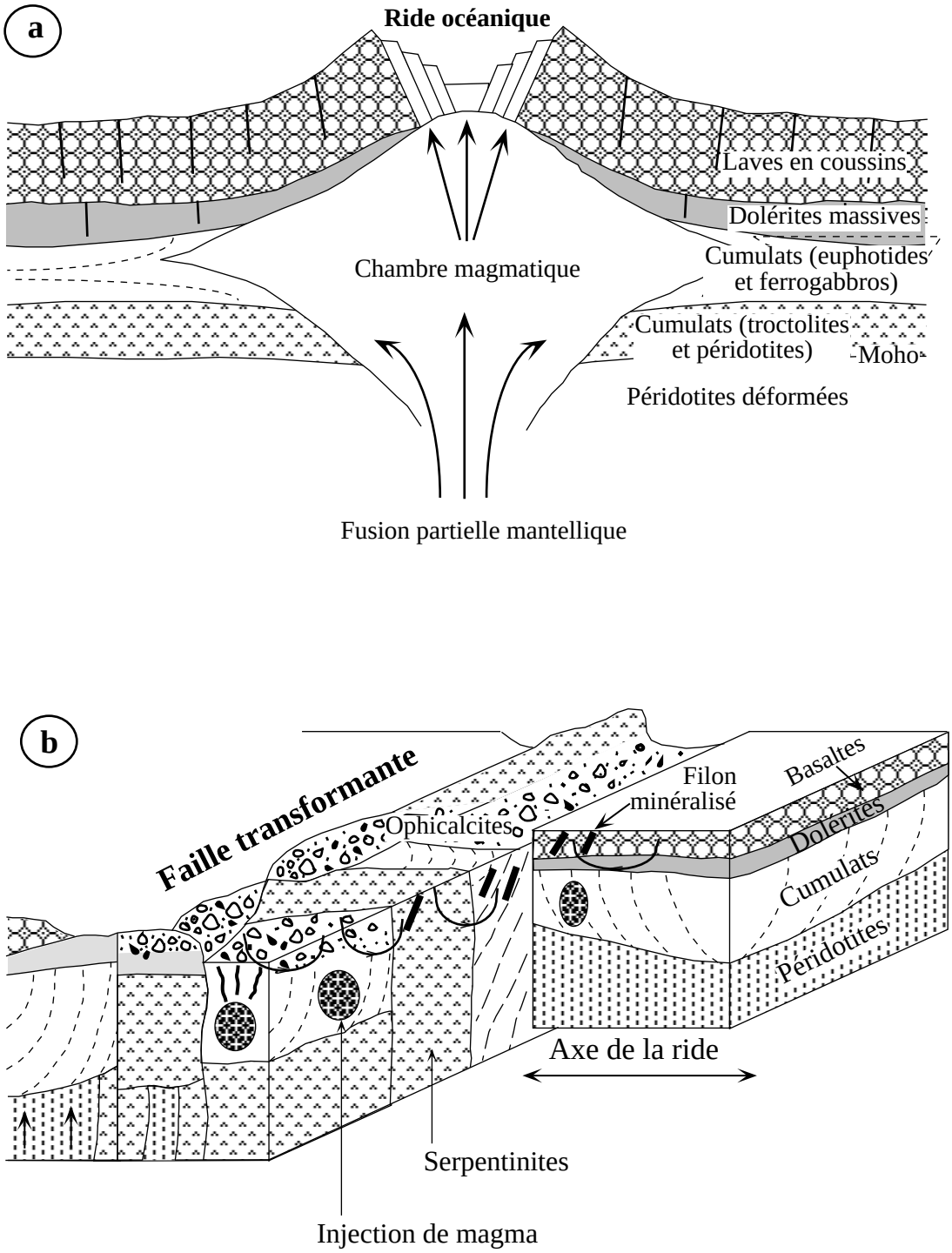


Figure 6.1.1 : *Modèle de genèse des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse (voir explication dans le texte).*

l'apparition des minéralisations sulfurées, paragénétiquement semblables, à différents niveaux stratigraphiques (basaltes, gabbros, serpentinites) de la séquence ophiolitique. Les sulfures de Co et Ni rencontrés dans les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse n'ont pas été rencontrés dans celles des rides océaniques actuelles.

Ce modèle est semblable à celui développé dans les ophiolites de Chypre et d'Oman :

A Chypre, les minéralisations sulfurées occupent le sommet des laves inférieures du massif de Troodos (Constantinou et Govett, 1973 ; Herzig et al. 1987). On les rencontre également dans les unités mafiques et ultramafiques du massif de la forêt de Limassol (Thalhammer et al. 1986). Ce dernier massif est connu par son complexe ophiolitique formé dans la zone de faille transformante d'Arakapas (Simonian et Gass, 1978 ; Bechon, 1982). Les minéralisations sont à Fe, Cu et Zn. En général la pyrite est prédominante, la chalcopyrite abondante, mais le sulfure de zinc n'est que localement abondant. Les sulfures de Co et Ni ont été observés dans les minéralisations sulfurées associées aux unités mafiques et ultramafiques du massif de la forêt de Limassol (Thalhammer et al. 1986). Les textures, les compositions minéralogiques et chimiques des minéralisations de Chypre sont très semblables à celles des minéralisations sulfurées des rides océaniques actuelles et celles de Corse.

Le circuit hydrothermal à l'origine des amas sulfurés est engendré par la circulation de fluides issus de l'eau de mer dans la croûte océanique (Spooner, 1980). L'activité hydrothermale est également épisodique dans ces ophiolites. Ainsi Herzig et al. (1987) et Vibetti et al. (1989) ont reconnu la succession de deux stades hydrothermaux dans la croûte océanique.

L'activité hydrothermale dans la croûte océanique est liée au magmatisme tardif représenté par les laves supérieurs et les plagiogranites.

En Oman, les minéralisations sulfurées d'origine hydrothermales sont localisées dans la séquence extrusive ophiolitique. Les amas massifs sont caractérisés par l'abondance des brêches et des structures collomorphes, sphérolitiques et framboïdales. Les paragénèses minérales sont dominées par la pyrite. La chalcopyrite et la sphalérite sont fréquentes. On observe aussi, mais accessoirement, la linnéite et la bravoïte nickelifère. Des fragments de cheminées hydrothermales de haute température formées de chalcopyrite et sphalérite ont été identifiés dans les dépôts de

Rakah et Aarja (Oudin et Constantinou, 1984 ; Lescuyer et al. 1988). Ces cheminées hydrothermales sont semblables à celles décrites dans les rides océaniques actuelles.

Ces minéralisations sont liées à la circulation de fluides issus de l'eau de mer dans la partie supérieure de l'ophiolite. Ils sont responsables de l'altération des roches de la séquence ophiolitique et de dépôt des minéralisations sulfurées. Le premier système hydrothermal, lié au magmatisme axial V1 (accrétion majeure), est responsable du dépôt des minéralisations sulfurées d'Albien supérieur - Cenomanien inférieur ; tandis que le second système hydrothermal, lié au magmatisme post-accrétion V2, est responsable du dépôt des minéralisations sulfurées du Cenomano-Turonien.

1.3 Problèmes et perspectives

Au terme de cette étude, il convient de souligner les problèmes rencontrés, ainsi que les perspectives de recherche qui se dessinent.

Disons tout d'abord que l'exploitation des gîtes de sulfures des ophiolites de Corse a été faite au début du siècle et que les mines sont actuellement fermées en raison de l'épuisement des réserves.

Certains indices minéralisés n'ont pas été retrouvés, notamment celui de Punta di-Castelnuovo et celui du Tunnel de Corte. Ce dernier est indiqué sur la carte géologique de Venaco (Amaudric du Chaffaut et al. 1985) au sud de Corte. Selon ces auteurs, l'indice est encaissé dans une serpentinite, alors que sur le terrain il s'agit plutôt d'un gabbro. Dans certains indices (Erbajolo-Focicchia et Saint Michel d'Altiani), les galeries sont éffondrées. Ce qui rend difficile leur étude.

Contrairement aux dépôts de ride océanique actuelle, les minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse sont métamorphisées. En conséquence, d'une part il n'est pas exclu que l'inventaire des minéraux sulfurés soit incomplet, d'autre part la préservation des inclusions fluides primaires est difficile dans ces contextes, ce qui n'a pas permi de préciser les conditions thermo-chimiques de formation du minerai. Un autre problème lié aux transformations postérieures au métamorphisme hydrothermal est que les compositions chimiques des feldspaths ont été modifiées.

Planches photographiques

Planche 1

Photo 1.1 : *Cristaux automorphes de pyrite dans le quartz. (échan. N 186 ; LN).*

Photo 1.2 : *Cristal automorphe de pyrite montrant des lacunes de cristallisation (échan. V 257 ; LN)*

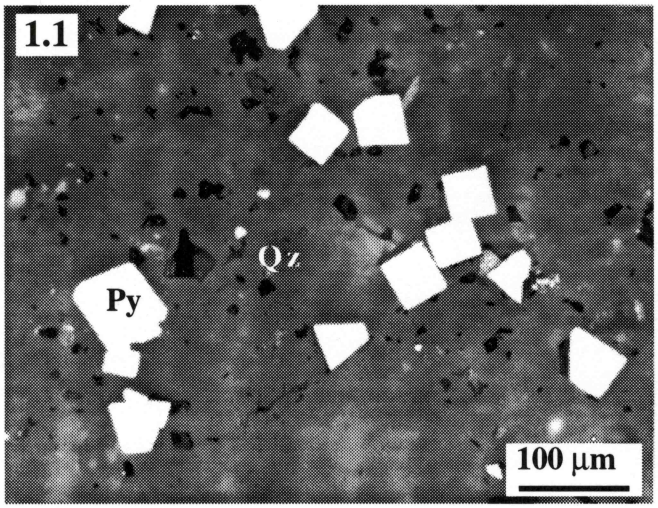
Photo 1.3 : *Pyrite collomorphe, sphérolitique (à gauche) et en microlites (à droite) dans le quartz (échan. V 256).*

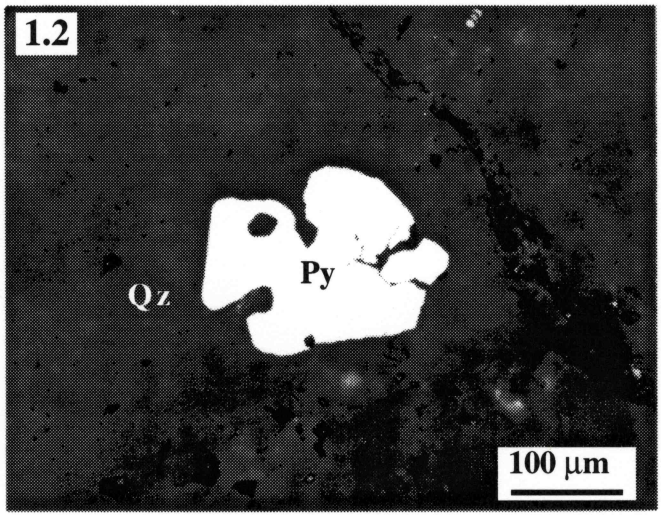
Photo 1.4 : *Lamelle automorphe de mackinawite, incluse dans la chalcopyrite-2 (échan. A 63).*

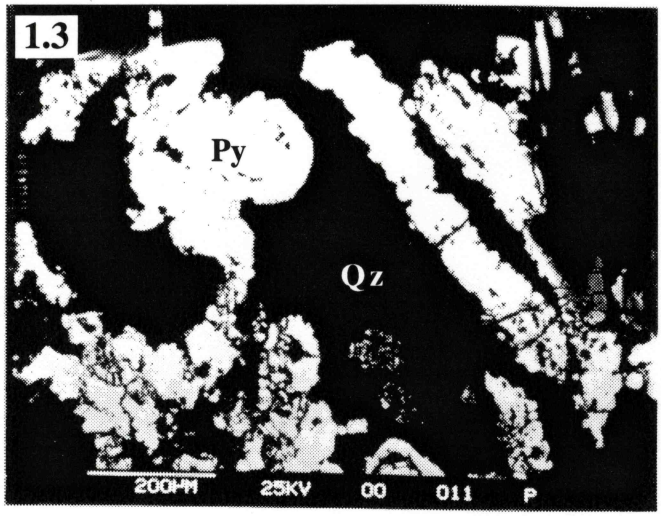
Photo 1.5 : *Cristaux de pyrite corrodés par la chalcopyrite-2. Le remplacement commence en bordure et au niveau des joints intergranulaires (échan. V 257 ; LN).*

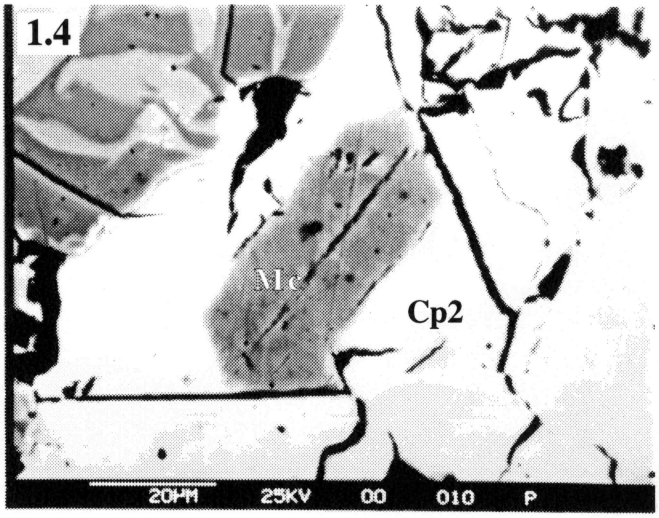
Photo 1.6 : *Cristaux de pyrite corrodés par la chalcopyrite-2 dans un stade plus avancé que dans la photo 1.5. Le remplacement intense induit l'apparition d'îlots de pyrite dans la matrice de chalcopyrite-2 (échan. V 257 ; LN).*

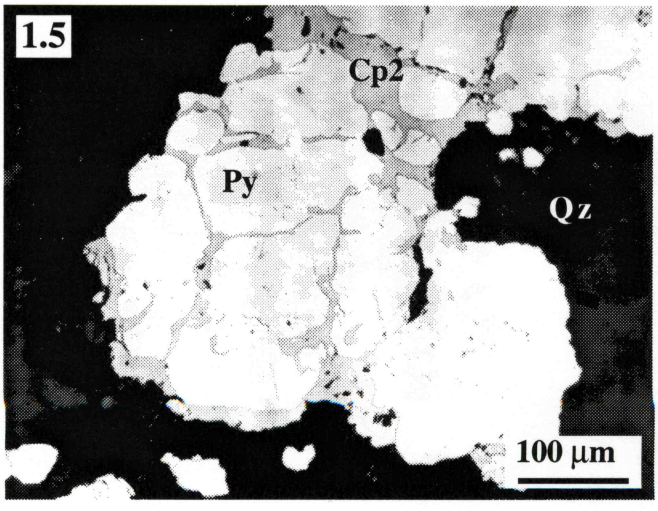
Planche 1


1.1
Qz
Py
100 µm


1.2
Qz
Py
100 µm


1.3
Py
Qz
200µM 25KV 00 011 P


1.4
Mc
Cp2
20µM 25KV 00 010 P


1.5
Cp2
Py
Qz
100 µm

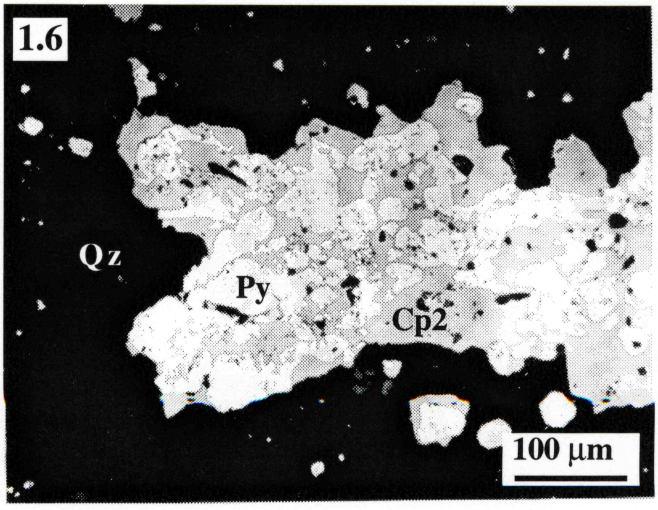

1.6
Qz
Py
Cp2
100 µm

Planche 2

Photo 2.1 : *Pyrrhotite hexagonale remplacée par la pentlandite-2. Le remplacement suit les directions cristallographiques. Echan. AC 25.*

Photo 2.2 : *Remplacement de la pyrrhotite hexagonale par la pentlandite -2. Echan. AC 25.*

Photo 2.3 : *Pentlandite-2 remplissant les fractures de la pyrrhotite hexagonale. Echan. AC 22.*

Photo 2.4 : *Ancien cristal automorphe de pentlandite-1 remplacée par la siegénite. Au coeur du cristal persiste un noyau de pentlandite-1. Echan. A 210 ; LN.*

Photo 2.5 : *Cristal automorphe de pentlandite-1 associée à la pyrrhotite hexagonale. Echan. AC 25.*

Photo 2.6 : *Pyrite euhédrale remplacée par la carrollite. Echan. OR 127-28 ; LN.*

Planche 2

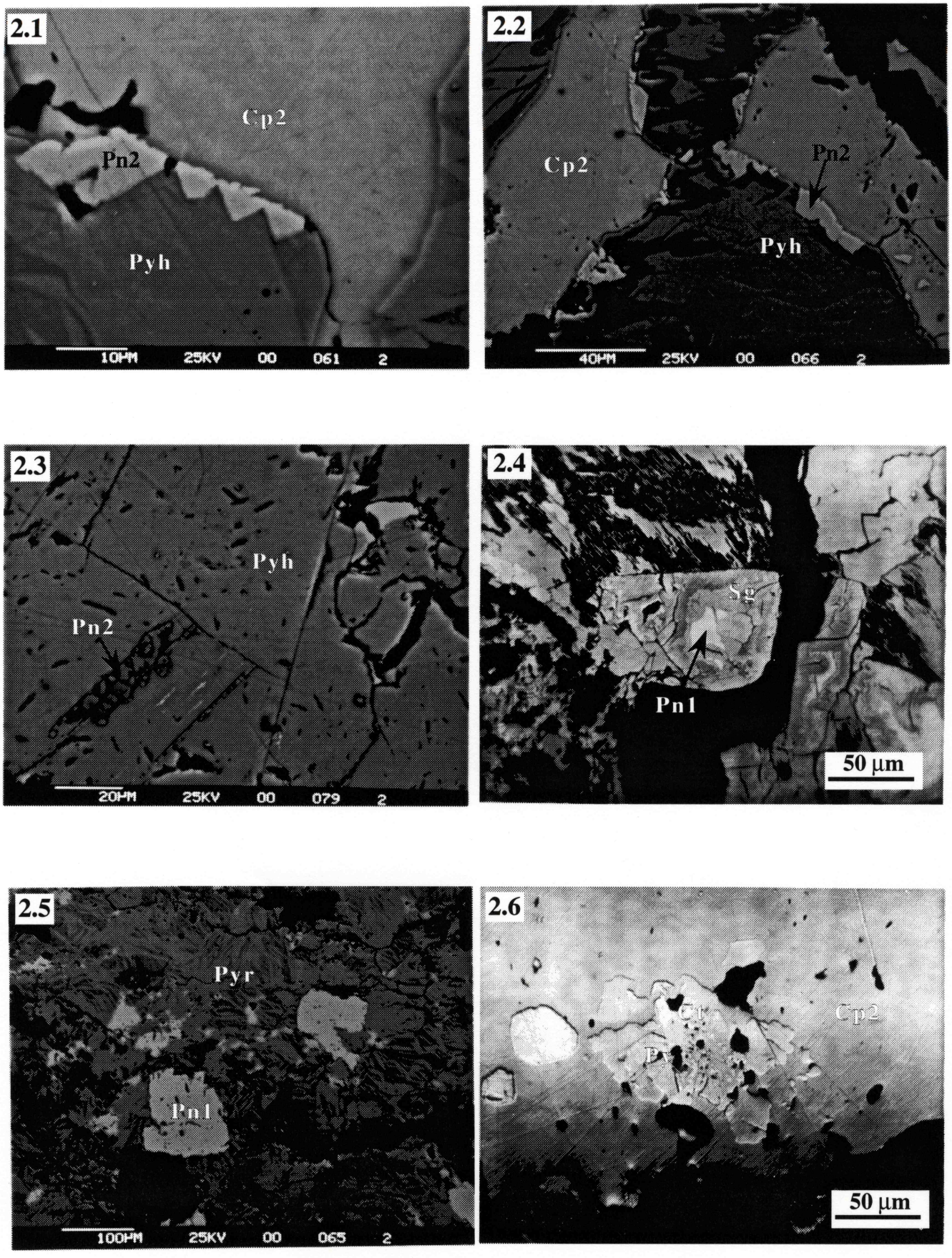

2.1
Cp2
Pn2
Pyh
10µM 25KV 00 061 2
2.2
Cp2
Pn2
Pyh
40µM 25KV 00 066 2
2.3
Pyh
Pn2
20µM 25KV 00 079 2
2.4
Sg
Pn1
50 µm
2.5
Pyr
Pn1
100µM 25KV 00 065 2
2.6
Cp2
50 µm

Planche 3

Photo 3.1 : *Détail de la corrosion de la pyrite par la chalcopyrite-2. Echan. V 257; LP.*

Photo 3.2 : *Idaïte associée à la chalcopyrite -2. Echan. OR 127 - 28; LN; sous huile.*

Photo 3.3 : *Texture primaire granulaire observée dans les minéralisations sulfurées liées aux serpentinites. Echan. A 63; LP.*

Photo 3.4 : *Figures de flamme liées au remplacement de la pyrrhotite hexagonale par la pyrrhotite monoclinique. Echan. A 67.*

Photo 3.5 : *Pyrite et sphalérite-1 englobées par la chalcopyrite-2. La sphalérite-1 est corrodée au contact de la chalcopyrite-2. Echan. OR 127 - 28.*

Planche 3

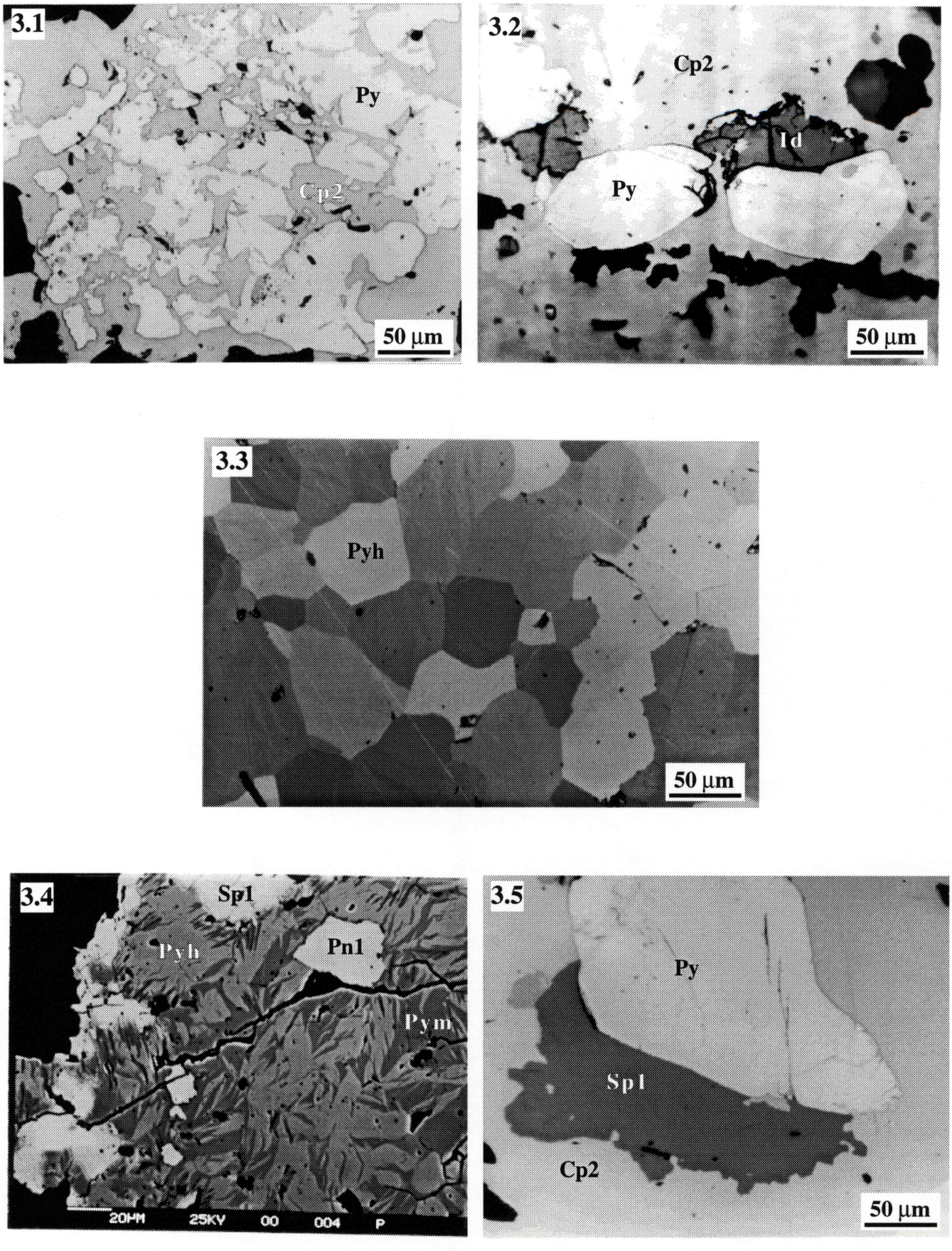

3.1
Py
Cp2
50 µm
3.2
Cp2
Id
Py
50 µm
3.3
Pyh
50 µm
3.4
Sp1
Pyh
Pn1
Pym
20HM 25KV 00 004 P
3.5
Py
Sp1
Cp2
50 µm

Planche 4

Photo 4.1 : *Sill de diabase dans une serpentinite (près de la chapelle Saint Alésio, massif de Piano Maggiore).*

Photo 4.2 : *Filon de diabase dans une ophicalcite (près de la chapelle Saint Alésio, massif de Piano Maggiore).*

Photo 4.3 : *Filon de gabbro dans une euphotide. Massif de Piano Maggiore.*

Photo 4.4 : *Structure laminaire dans les ophicalcites de Saint Alésio, massif de Piano Maggiore.*

Photo 4.5 : *Filon minéralisé encaissé dans une euphotide déformée. Gîte de Rusio, massif de Piano Maggiore.*

Photo 4.6 : *Elément de gabbro tectonisé pris dans une matrice ophicalcitique. Près du Col d'Erbajo, massif de l'Inzecca.*

Photo 4.7 : *Veines de roches acides recoupant des basaltes en formant localement des brèches magmatiques. Punta di Castelnuovo, massif de l'Inzecca.*

Photo 4.8 : *Enclave d'ophicalcite dans un filon de diabase. Près de la chapelle Saint Alésio, massif de Piano Maggiore.*

Planche 4

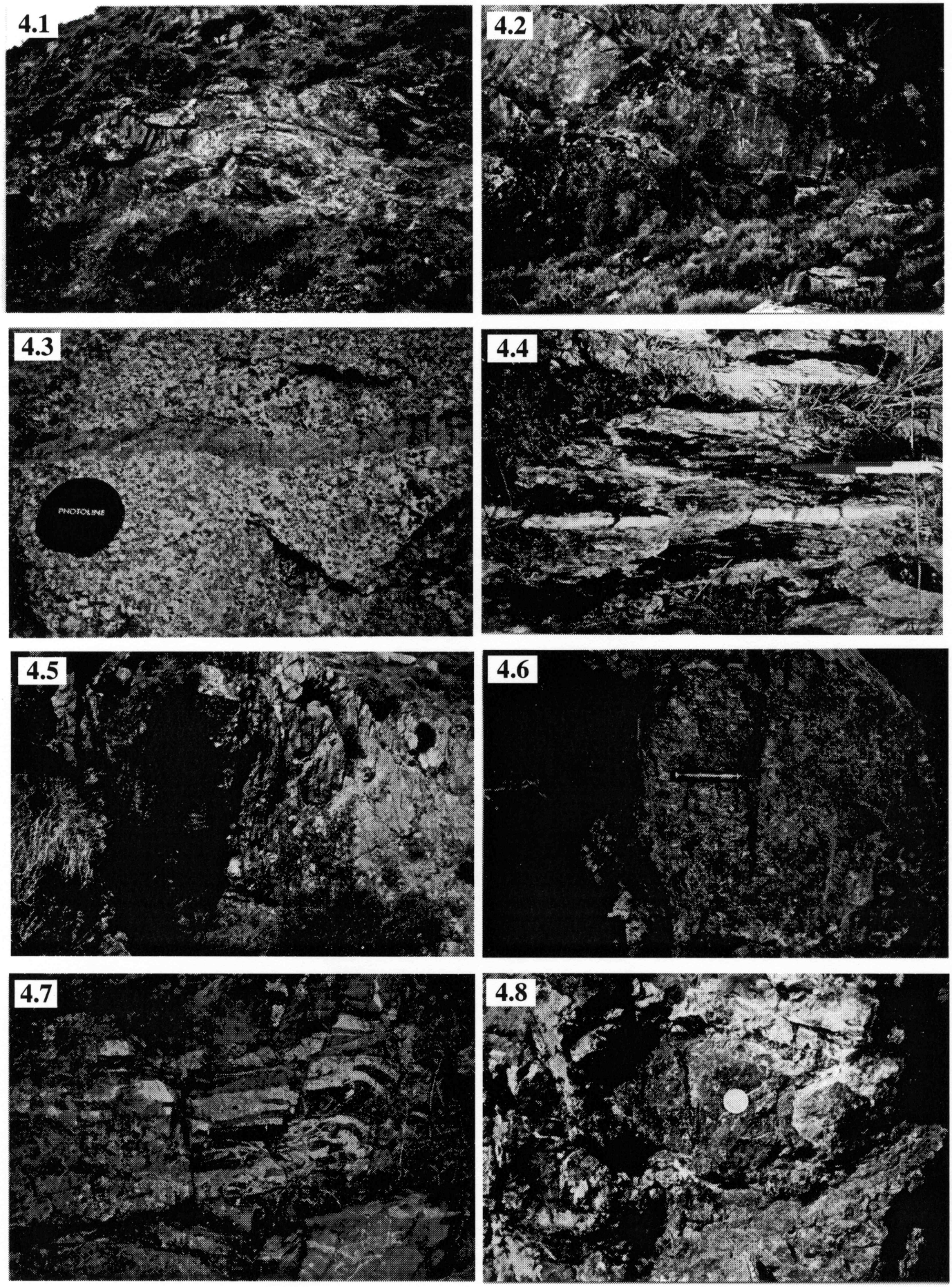


Planche 5

Photo 5.1 : *Réaction coronitique entre olivine et plagioclase et développement de l'orthopyroxène. Echan. CA 93 ; LP.*

Photo 5.2 : *Propagation de la réaction coronitique à l'interface olivine/clinopyroxène. Echan. CA 97; LP.*

Photo 5.3 : *Ancien orthopyroxène d'un corona complétement transformé en serpentine. Echan. CA 97; LP.*

Photo 5.4 : *Réaction coronitique entre olivine et plagioclase et développement de l'ilménite et l'orthopyroxène. L'ilménite est du coté de l'olivine, alors que l'orthopyroxène est du coté du plagioclase. Echan. CA 98 ; LN.*

Photo 5.5 : *Amphibole brune pseudomorphosant un clinopyroxène dans un ferrogabbro. Elle tend à englober l'ilménite. Echan. B 117; LN.*

Photo 5.6 : *Veine à minéraux secondaires (chlorites, épidotes et calcite) dans un basalte à texture variolitique. Echan. I 3 ; LN.*

Photo 5.7 : *Honblende verte frangée par l'actinote, montrant la succession de stades de transformation secondaire dans les gabbros. Echan. N 157; LN.*

Photo 5.8 : *Chlorites développées dans les espaces intergranulaires dans une dolérite massive. Echan. I 4 ; LN.*

Planche 5

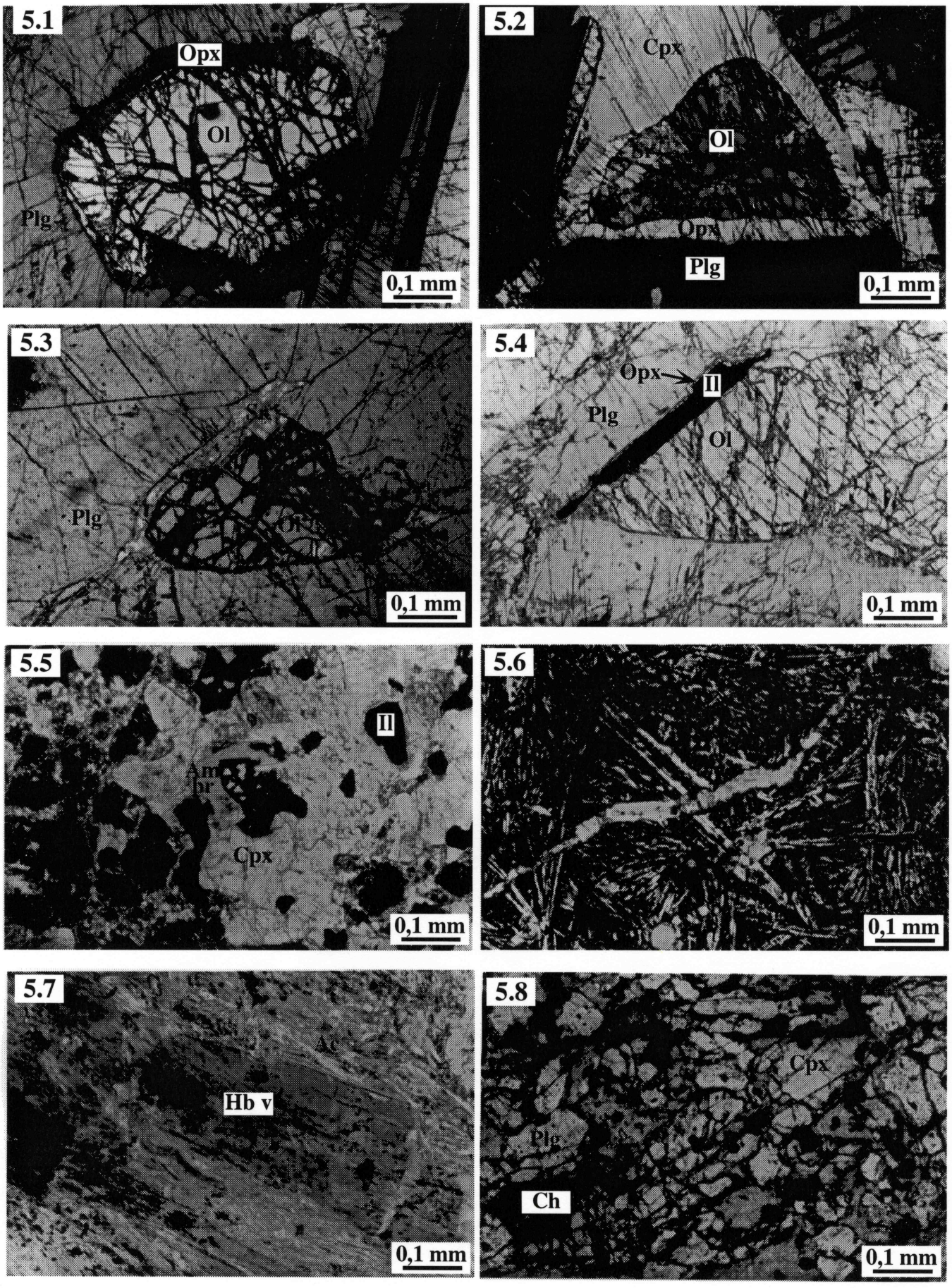

5.1
Opx
Ol
Plg
0,1 mm
5.2
Cpx
Ol
Opx
Plg
0,1 mm
5.3
Plg
0,1 mm
5.4
Opx
Il
Plg
Ol
0,1 mm
5.5
Il
Amph
Cpx
0,1 mm
5.6
0,1 mm
5.7
Ac
Hb v
0,1 mm
5.8
Cpx
Plg
Ch
0,1 mm

Planche 6

Photo 6.1 : *Texture granulaire porphyroclastique dans un gabbro tectonisé. Les clinopyroxènes secondaires sont groupés en mosaïque à points triples. Echan. B 147; LN.*

Photo 6.2 : *Exsolutions de plagioclase secondaire dans un clinopyroxène d'une euphotide tectonisée. Echan. B 170; LP.*

Photo 6.3 : *Texture porphyrique dans une diabase filonienne. Les phénocristaux sont des anciennes olivines. Echan. PM 113; LN.*

Photo 6.4 : *Texture doléritique ophitique observée dans une dolérite de type I. Echan. I 4; LP.*

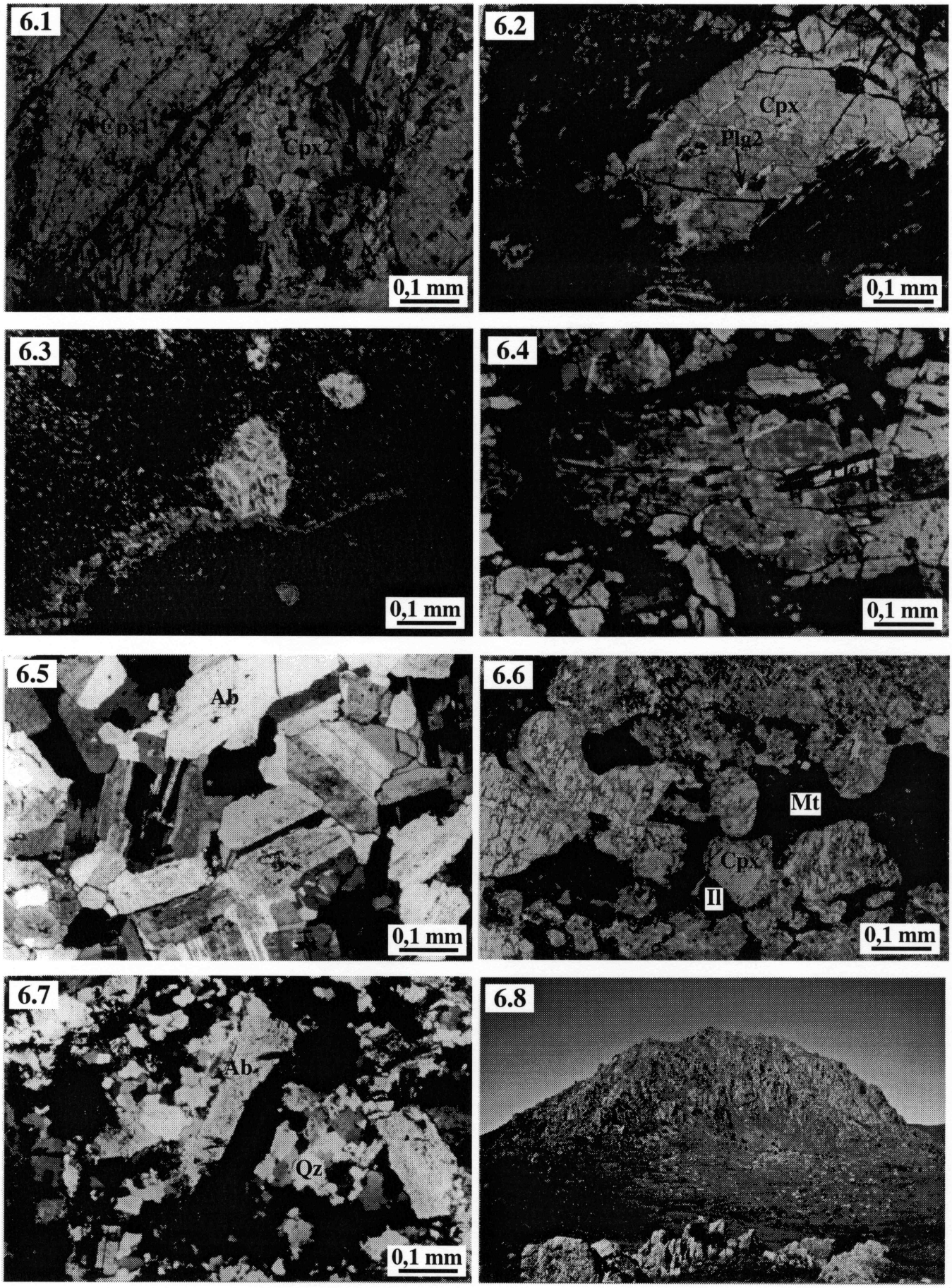
Photo 6.5 : *Texture grenue observée dans une albitite. Echan. SE 158; LP.*

Photo 6.6 : *Oxydes ferrotitanés (ilménite et magnétite) associés aux clinopyroxènes et aux plagioclases dans une leucoferrodiorite. Echan. RR 143 - 2; LN.*

Photo 6.7 : *Texture grenue porphyroïde observée dans un granite sodique. Echan. VE 37; LP.*

Photo 6.8 : *Panorama des gabbros du massif de Piano Maggiore. Vue de la chapelle Saint Alésio.*

Planche 6


6.1
Cpx1
Cpx2
0,1 mm
6.2
Cpx
Plg2
0,1 mm
6.3
0,1 mm
6.4
0,1 mm
6.5
Ab
0,1 mm
6.6
Mt
Cpx
Il
0,1 mm
6.7
Ab
Qz
0,1 mm
6.8

Bibliographie

ALDISS D. T. (1978) Granitics rocks of ophiolites. Ph. D. Thesis, Earth Sciences. The Open University. p. 135.

ALLEGRE C. J. and MINSTER J. F. (1978) Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. Earth and Planet. Sci. Lett. 38 : 1-25.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., BONIN B., CARON J. M., CONCHON O. et ROSSI PH. (1985) Carte géologique de Venaco (1 : 50 000). Feuille 4251.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J. M., DELCEY R. et LEMOINE M. (1972) Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse : La série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes Occidentales et l'Apennin ligure. C. R. Acad. Sc. Paris. D. 275 : 2611-2614.

ARAKAKI T. and MORSE J. W. (1993) Coprecipitation and adsorption of Mn (II) with mackinawite (FeS) under conditions similar to those found in anoxic sediments. Geoch. Cosm. Acta. 57 : 9-14.

ARNOLD R. G. and MALIK O. P. (1974) Violarite in some nickel ores from Lynn Lake and Thompson, Manitoba and Sudbury. Ontario, Canada. Canadian Mineralogist. 12 : 320-326.

ASHELY P. M. (1975) Opaque mineral assemblages formed during serpentinization in the Coolac ultramafic belt, New South Wales. J. Geol. Soc. Australia. 22 : 320-326.

ATKINSON B. K. (1975) Experimental deformation of polycrystalline pyrite : effets of temperature, confining pressure, strain rate and porosity. Econ. Geol. 70 : 473-487.

AUMENTO F. MELSON W. G. et al. (1977) Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (US Gov. Printing Office) : 37-1008.

AYUSO R. A., BENCE A. E. and TAYLOR S. R. (1976) Upper Jurassic Tholeiitic basalts from DSDP Leg 11. Journ. Geophys. Res. 81. n° 23 : 4305-4325.

AZAIS H., BOULADON J., PICOT P. et SAINFELD P. (1968) Le problème du nickel dans les serpentines de Corse. Bull. BRGM. 1 : 55-115.

Babkine J. et Conquéré F. (1968) Nouvelles données sur la composition de la mackinawite dans les roches basiques et ultrabasiques. C. R. Acad. Sci. Paris. 267 : 267-270.

Bailey E. B. and Thomas (1924) Tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban. Mem. Geol. Surv. Scotland. 445 p.

Ballhaus C. and Berry R. F. (1991) Crystallization pressure and cooling history of the Giles layered igneous complex, Central Australia. J. Petrol. 32 (1) : 1-28.

Barton P. B. Jr and Betkhe P. M. (1987) Chalcopyrite disease in sphalerite. Pathology and epidomiology. Amer. Mineral. 72 : 451-467.

Barton P. B. Jr. (1978) Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe mine, Akita Prefecture, Japan, Mining. Geol. 28 : 293-300.

Barton P. B. Jr. and Skinner B. J. (1979) Sulfide mineral stabilities. In Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2 nd Edition, ed. Barnes H. L., Wiley J. and Sons, New York. 278-403.

Bebien J. (1982) L'association ignée de Guévguéli (Macédoine grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse d'état. Univ. Nancy I. 467 p.

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. and Venturelli G. (1977) The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol. 64 : 11-31.

Bechennec F. Tegyey M. Le Métour J. Lescuyer J. L. Rabu D. and Milési J. P. (1990) Igneous rocks in the Hawasina nappes and the Hajar Supergroup (Oman Mountains) : their significance in birth and evolution of the composite extensional Arabian margin of the Eastern Thethys. Symposium on ophiolite geneisis and evolution of oceanic lithosphere, Muscat.

Bechon F. (1982) Evolution spacio-temporelle du volcanisme de la zone d'Arakapas (Chypre). Thèse, univ. de Nancy I.

Bence A. E., Papike J. J. and Ayuso R.A. (1976) Petrology of submarine basalts from the central Carribean : DSDP. Leg 15. Journ. Geophys. Res. 80 : 4775.

Bender J. F. Langmuir C. H. and Hanson G. N. (1984) Petrogenesis of basalt glass from the Tamayo region, East Pacific Rise. J. Petrol. 25 : 213-254.

Bente K. and Doering T. (1993) Solid-state diffusion in sphalerites : an experimental verification of the "chalcopyrite disease". Eur. J. Mineral. 5 : 465-478.

Berner R. A. (1964) Iron sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure. Journ. Geol. 72 : 293-306.

Bernoulli D. and Weisset H. (1985) Sedimentary fabrics in Alpine ophicalcites, South Pennine Arosa zone, switzeland. Geology. 13 : 755-758.

Betekhtin A. G., Genkin A. D., Filimonova A. A. and Shadlun T. N. (1958) Structures and textures of ores. Moscow, Gosgeoltekhisdat, 435 p.

Bischoff J. L., Rosenbauer R. J., Aruscavage P. J., Baedecker P. A. and Crock J. G. (1983) Sea-floor massive sulfide deposits from 21° N, East Pacific Rise, Juan de Fuca Ridge and Galapagos Rift : bulk chemical composition and economic implications. Econ. Geol. 78 : 1711-1720.

Blain J. C. (1978) Hydrothermal nickelian mackinawite in nickel mineralization at Wadi Qatan, Saudi Arabia. Min. Mag. 42 : 284-286.

Bocquet D. J. (1974) Etudes minéralogiques et pétrologiques sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'Etat, Grenoble. 489 p.

Bonatti E. Honnorez J. and Ferrara G. (1971) Peridotite - gabbro - basalt - complex from the Equatorial Mid - Atlantic Ridge. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A, 268 : 385-402.

Bonatti E, Honnorez J. and Gartner S. J. R. (1973) Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. J. Sedim. Petrol., 43 (3) : 728-735.

Bonatti E., Emiliani G., Ferrara J., Honnorez J. and Rydell H. (1974) Ultramafic carbonate breccias from the Equatorial Mid Atlantic Ridge. Mar. Géol. 17 : 83-102.

Bonatti E., Zerbi M., Kay R. and Rydell H. (1976) Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites : Mesozoïc equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. Geol. Soc. Amer. Bull. 87 : 83-94.

Bortnikov N. S., Genkin A. D., Dobrovol'Skaya M. G., Muravitskaya G. N. and Filimonova A. A. (1991) The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerites : Exsolution, Cooprecipitation, or "Disease"?. Econ. Geol. 86 : 1070-1082.

Bouladon J. (1976) Résultats d'études sur les minéralisations de Chessy et San Bel (Massif Central). Document BRGM. n° 76/277 (inédit).

Bouladon J. et Picot P. (1968) Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises et de Ligurie. Bull. BRGM. 1 : 23-41.

Boyle R. W. (1979) The geochemistry of gold and its deposits ; Geol. Surv. Canada Bull. 280 : 584 p.

Brigo L. et Ferrario A. (1974) Le mineralizzazioni nelle ofioliti della Liguria Orientale. Rend. Soc. It. Min. Petr. 30 : 305-316.

Brown W. L., Macaudiere J., Ohnenstetter D. et Ohnenstetter M. (1980) Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Haris, Scotland : textural and compositional changes in plagioclase. Journ. Structural Geology. 2 : n° 1/2 : 281-287.

Bryan W. B. (1972) Morphology of quench crystal in submarine basalts. Journ. Geophys. Res. 77. n° 29 : 5812-5819.

Bunch T. E. and Laborde R. (1976) Mineralogy and compositions of selected basalts from DSDP. leg 34. In "Yeats R. S. Hart S. R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 34", Wash. U. S. Government Printing Office : 263-275.

Cabri L. J., Szymanski J. T. and Stewart J. M. (1973) On the transformation of cubanite. Can. Mineral. 12 : 33-38

Calanchi N., Marroni M. and Serri G. (1987) Geology and petrology of the Sasso di Castro ophiolite and associated plagiogranites. Ofioliti 12 (1) : 151-178.

Caron J. M. (1977) Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cotiennes septentrionales et en Corse Orientale. Sci. Géol. Dyn. 20 (4) : 307-322.

Caron J. M., Delcey R., Scius H., Eissen J. P., Fraipont P. de, Mawhin B. et Reuber I. (1979) Répartition cartographique des principaux types de séries dans les schistes lustrés de Corse. C. R. Acad. Sci. Paris. D. 288 : 1363-1367.

Caron J. M.et Delcey R. (1979) Lithostratigraphie des schistes lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. C. R. Acad. Sci. Paris. D. 288 : 1525-1528.

Çatakli A. S. (1983) Assemblage ophiolitique et roches associées de la partie occidentale du massif de Pozanti-Karsanti (Taurus Cilicien-Turquie) : Mise en évidence d'un système "bassin marginal-arc insulaire". Thèse de doctorat ès-Sciences Naturelles. Univ. Nancy I. 760 p.

Caye R., Cervelle B., Cesbron F., Oudin E., Picot. and Pillard F. (1988) Isocubanite, a new definition of a cubic polymorph of cubanite $CuFe_2S_3$. Miner. Mag. 52 : 509-514.

Chapman H. J. and Spooner E. T. C. (1977) ^{87}Sr enrichment of ophiolitic sulfide deposits in Cyprus comfirms ore formation by circulating sea - water. Earth and Planet. Sci. Lett. 35 : 71-78.

Church S. E. and Tatsumoto M. (1975) Lead isotope relations in oceanic ridge basalts from the Juan the Fuca-Gorda area, north-east pacific ocean. Contrib. Mineral. Petrol. 53 : 253-279.

Clague D. A., Frey F. A., Thompson G. and Rindge S. (1981) Minor and trace element geochemistry of volcanic rocks dredged from the Galapagos spreading center : role of crystal fractionation and mantle heterogeneity. Journ. Geophys. Res. 86 : 9469-9482.

Clark A. H. (1969) Preliminary observations on chromian mackinawite and associated native iron, Mina do Abessedo, Vinhais, Potugal. Amer. Min. 54 : 282-288.

Clark R. H. (1952) The significance of flow structure in the micro-porphyritic ophitic basalts of Arthur's Seat. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 15 : 69-83.

Cocherie A. (1978) Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3e cycle. Université de Rennes. 116 p.

COLEMAN R. G. and PETERMAN Z. E. (1975) Oceanic plagiogranite. Journ. Geophys. Res. 80 : 1099-1108.

CONSTANTINOU G. and GOVETT G. J. S. (1973) Geology, geochemistry and genesis of Cyprus Sulfide Deposits. Econ. Geol. 68 : 843-858.

CONSTANTINOU G. and GOVETT G. J. S. (1975) Idaïte from the Skouriotissa massive sulfide orebody, Cyprus : Its composition and conditions of formation. Amer. Mineral. 60 : 1013-1018.

CORNELIUS H. P. (1935) Geologie der Err-Julier-Gruppe, Teil I, das Baumaterial : Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. N. F. 70 : 1-321.

CORTESOGNO L., GALBIATI B. and PRINCIPI G. (1981) Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di brecce serpentinitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica. Ofioliti. 6 : 47-76.

COX K. G., BELL J. D. and PANKHURST R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin ed. 450 p.

CRAIG J. R. (1971) Violarite stability relations. Amer. Mineral. 56 : 1303-1311.

CRAIG J. R. (1975) Cobalt and iron - rich violarites from Virginia. Amer. Mineral. 60 : 35-38.

CRAIG J. R. and SCOTT S. D. (1974) Sulfide phase equilibria in sulfide mineralogy. Mining. Soc. Amer. Short course Notes. 1 : 110.

CRAIG J. R. and HIGGINS J. B. (1975) Cobalt- and iron-rich violarites from Virginia. Amer. Mineral. 60 : 35-38.

CRAIG J. R. and VAUGHAN D. J. (1979) Cobalt-Bearing sulfide assemblages from the Shinkolobwe deposit, Katanga, Zaïre. Amer. Mineral. 64 : 136-139.

DAL PIAZ G. V. (1974 a) Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (1re partie : considérations paléogéographiques). Boll. Soc. Geol. Ital. 93 : 437-468.

Dal Piaz G. V. (1974 b) Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (2e partie). B. S. M. P. 54 : 399-424.

Decandia A. et Elter P. (1972) La "zona" ofilitifera del Bracco nel settore fra Levanto e la Val Graveglia (Appennino Ligure). Mem. Soc. Geol. It. 11 : 503-530.

Delcey R. (1974) Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des schistes lustrés de la Corse nord-orientale. C. R. Acad. Sci. Paris. 279 : 1693-1696.

Dick H. J. B., Schouten H., Meyer P. S., Gallo D. G., Bergh H., Tyce R., Patriat P., Johnson K. T. M., Snow J. and Fisher A. (1991) Tectonic evolution of the Atlantis II fracture zone, Proce. Ocean. Drill. Program. Sci. Results. 118 : 359-398.

Dietrich V., Vuagnat M. et Bertrand D. (1974) Alpine metamorphism of mafic rocks. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54 : 291-322.

Dixon T.H. and Batisa R. (1979) Petrology and chemistry of recent lavas in the lorthern Marianas : implications for the origin of island arc basalts. Contrib. Min. Petrol. 70 : 167-181.

Dixon S. and Rutherford M. J. (1979) Plagiogranites and late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites : An experimental study. Earth and Planet. Sci. Lett. 45 : 45-60.

Driesner T. (1993) Aspects of petrographical, structural and stable isotope geochemical evolutions of ophicarbonate breccias from ocean floor to subduction and uplift. An example from Chatillon, Middle Aosta Valley, Italian Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 73 : 69-84.

Dungan M. A., Rodes J. M., Long P. E., Blanchard D.P., Brannon L. C. and Rodgers K. V. (1979) Petrology and geochemistry of basalts from site 396 legs 45 and 46 of the DSDP. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)". Wash. U. S. Government Printing Office. XLVI : 89-113.

Durand-Delga M. (1978) Corse - Guides géologiques régionaux, édi. Masson Paris : 208 p.

Eby G. N. (1980) Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dikes and sills, Monteregian Hills petrographic province, Quebec. Contrib. Mineral. Petrol. 75 : 269-278.

Economou M. I. and Naldrett A J. (1984) Sulfides associated with podiform bodies of chromite at Tsangli, Eretria, Greece. Mineralium Deposita. 19 : 289-297.

Edmond J. M., Craig H. and Holland H. D. (1979) Chemistry of hydrothermal waters at 21° N on the East Pacific Rise. EOS Trans. Am. Geophys. Union. 60 : 864.

Eldridge C. S., Barton, P. B., Jr. and Ohmoto H. (1985) Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. Econ. Geol. Monographs. 5 : 241-281.

Eremin N. I. (1983) Particularités des minerais sulfurés volcaniques : exemple des gisements pyriteux de Phanerozoïque, Moscou, 256 p. (en russe).

Evans H. T. and Allmann R. (1968) The crystal structure and crystal chemistry of valleriite. Zeitsch. Kristallog. 127 : 73-93.

Ewart A. (1976) Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. Earth. and Planet. Sci. Lett. 31 : 417-432.

Foose M. P., Economou M. and Panayiotou (1985) Compositional and mineralogic constraints on the genesis of ophiolite hosted nickel mineralization in the Pevkos Area, Limassol Forest, Cyprus. Mineralium Deposita. 20 : 234-240.

Fox P. J. and Gallo D. G. (1984) A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries : implications for the structure of oceanic lithosphere. Tectonophysics, 104 : 205-242.

Francheteau J., Needham H. D., Choukroune P., Juteau T., Seguret M., Ballard R. D., Fox P. J., Normark W., Carranza A., Cordoba D., Guerrero J., Rangin C., Bougault H., Cambon P. et Hekinian R. (1978) Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du pacifique oriental. 21° N. C. R. Acad. Sci. Paris. 287 (D) : 1365-1369.

Francheteau J., Needham H. D., Choukroune P., Juteau T., Seguret M., Ballard R. D., Fox P. J., Normark W., Carranza A., Cordoba D., Guerrero J., Rangin C., Bougault H., Cambon P. and Hekinian R. (1979) Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. Nature. 277 : 523-528.

Franconi A. (1967) Etude géologique des ophiolites et schistes lustrés de la Casaluna entre Ponte Leccia et Sermano. Thèse de 3e cycle. Univ. Grenoble. 175 p.

Frenzel G. (1958) Ein neues Mineral : Idait. Neues Jahrb. Miner. , Mh, 142.

Frenzel G. (1959) Idaite and blaubleibender Covellin. Neues Jahrb. Miner. Abh. 93 : 87-132.

Früh-Green G. L., Weissert H. and Bernoulli D. (1990) A multiple fluid history recorded in Alpine ophiolites. J. Geol. Soc; London. 147 : 959-970.

Gallinati B. C. (1984) Initiation and collapse of active hydrothermal circulation in a hydrothermal system at the mid-atlantic ridge. Journ. Geophys. Res. 89 : 3275-3289.

Gallo D. G., Fox P. J. and Macdonald K. C. (1986) A sea Beam in investigation of the Clipperton transform fault : The morphotectonic expression of a fast slipping transform boundary. Journ. Geophys. Res. 91 (B3) : 3455-3467.

Gamble R. P. and Taylor L. A. (1980) Crystal/liquid partitioning in augite : effects of cooling rate. Earth and Planet. Sci. Lett. 47 : 21-33.

Genkin M. N., Filimonova A. A., T. N., Sodoleva S. V. and Troneva N. V. (1965) On cubic cubanite and cubic chalcopyrite. Geochem. Intern. 2 : 766-781.

Gerlach D. C., Avé Lallemant H. G. and Leeman W. P. (1981) An island arc origin for the Canyon Mountain ophiolite complex, eastern Oregon. USA. Earth and Planet. Sci. Lett. 53 : 255-265.

Gianelli G. and Principi G. (1977) Northern Apennine ophiolite : An ancient transcurrent fault zone. Boll. Soc. Geol. Ital. 96 : 53-58.

GIBB F. G. F. (1973) The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. Journ. Petrol. 14 : n° 2 : 203-230.

GIBSON I. L., MALPAS J., ROBINSON P. T. and XENOPHONTOS C. (1989) Cyprus crustal study project : initial report, Holle CY-4. Geological survey of Canada. 88-89.

GILLIS K. M. and THOMPSON G. (1993) Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge : new insights into hydrothermal systems in slow-spreading crust. Contrib. Mineral. Petrol. 113 : 502-523.

GLASSLEY W. E. (1974) Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula Washington. Geol. Soc. Am. Bull. 85 : 785-794.

GREGORY R. T. and TAYLOR H. P. JR. (1981) An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman : Evidence of ($\delta\ ^{18}O$) - buffering of the oceans by deep (>5 Km) seawater - hydrothermal circulation at midocean ridges. J. Geophys. Res. 86 : 2737-2755.

GRIBBLE C. D. and HALL A. J. (1992) Optical mineralogy : Principles and practice. University of Glasgow. Ed. UCL press (London). pp. 320.

GROVE T. L. and BENCE A. E. (1977) Experimental study of pyroxene-liquid interaction in quartz-normative basalt 15597, Proc. 8 th Lunar Sci. Conf. 1549-1579.

GUILLOU J. J., PRIMEL L. et ROUTHIER P. (1962) Existence d'un complexe ophiolitique sous-marin dans le Cap Corse ; sa structure plissée. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique 5 : 29-35.

HAMAGUCHI H., KURODA R., ONUMA N., KAWABUCHI K., MITSUBAYACHI T. and HOSOHARA K. (1964) The geochemistry of tin. Geoch. Cosm. Acta. 28 : 1039-1053.

HARLEY S. L. (1988) Proterozoïc granulites from the Rauer group, east Antarctica. I. Decompressional pressure-temperature paths deduced from mafic and felsic gneisses. J. Petrol. 29 : 1059-1095.

HARLEY S. L. (1989) The origins of granulites : a metamorphic perspective. Geol. Mag. 126 : 215-247.

Harper G. D. (1985) Tectonics of slow spreading mid-ocean ridges and consequences of a variable depth to the brittle/ductile transition. Tectonics, 4 : 395-409.

Hart S. R., Ade-Hall J. M., Bass M. N., Benson W. E., Hart R. A., Quilty P. G., Sachs H. M., Salisbury M. H. and Vallier T. L. (1974) Leg 34, DSDP : oceanic basalt and the Nazca Plate. Geothimes, 19 : 20-25.

Haymon R. M. (1983) Growth history of hydrothermal black smoker chimneys. Nature. 305 : 695-698.

Haymon R. M., Koski R. A. and Abrams M.J. (1989) Hydrothermal disharge zones beneath massive sulfide deposits mapped in the Oman ophiolite. Geology, 17 : 531-535.

Heaton T. H. E. and Shepard S. M. F. (1977) Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea - water hydrothermal alteration and ore deposition, Troodos complex, Cyprus. In Volcanic processes in ore geneisis. Geol. Soc. London. Special publication. 7 : 42-57.

Hébert R., Bideau D. and Hekinian R. (1983) Ultramafic and mafic rocks from the Garret transform fault near 13° 30' S on the East Pacific Rise : igneous petrology. Earth and Planet. Sci. Lett. 65 : 107-125.

Hekinian R. and Fouquet Y. (1985) Volcanism and metallogeneisis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13° N. Econ. Geol. 80 : 221-249.

Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J. L., Picot P. and Shanks W. (1980) Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N. Science. 207 : 1433-1444.

Hekinian R., Fevrier M., Needham H. D., Avedik F. and Cambon P. (1981) Sulfide deposits : East Pacific Rise near 13° N. (abs) EOS. 62 : p. 913.

Hekinian R., Francheteau J., Renard V., Ballard R. D., Choukroune P., Cheminée J. L., Albarède F., Minster J. F., Charlou J. L., Marty J. C. and Boulégue J. (1983) Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise near 13° N ; submersible witnesses the growth of a sulfide chimney. Mar. Geophys. Res. 6 : 1-14.

HELMSTAEDT H. and ALLEN J. M. (1977) Metagabbronorites from DSDP hole 334 an example of high temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic ridge. Can. J. Sci. 14 : 886-898.

HENDERSON P.(1984) Rare earth element geochemistry developments in geochemistry. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo. 510 p.

HENOC J. and TONG M. (1978) Automatisation de la microsonde. J. Microsc. Spectrosc. electr. 3 : 247-254.

HENRY D. J. and MEDARIS L. G. JR. (1980) Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon. Am. J. Sci. 280 A : 211-231.

HERTOGEN J., JANSSENS M. J. and PALME H. (1980) Trace elements in ocean ridge basalt glasses : implications for fractionation during mantle evolution and petrogenesis. Geoch. Cosm. Acta. 44 : 2125-2143.

HERZIG M. P. and FRIEDRICH H. G. (1987) Sulphide mineralization, hydrothermal alteration and chemistry in the drill hole CY-2a, Agrokipia, Cyprus; in Cyprus Crustal Study Project, Holes CY2-a and 2a, ed. P. T. Robinson, I. L. Gibson and A. Panayioutou; Geological Survey of Canada. 85 (29) : 103-138.

HERZIG M. P., HANNINGTON M. D., SCOTT S. D., MALIOTIS G., RONA P. A. and THOMPSON A. G. (1991) Gold rich sea floor gossans in the Troodos ophiolite and on the mid-atlantic ridge. Econ. Geol. 86 : 1747-1755.

HESS P. C. and RUTHERFORD M. J. (1974) Element fractionation between immiscible melts (abstr.). Lunar. Sci. 5 : 328-330.

HEY M. H. (1954) A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine. 30 : 277-292.

HOLDAWAY M. J. (1972) Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of f_{O2} and Fe content. Contrib. Min. Petrol. 37 : 307-340.

HOLMES A. (1918) The pre-cambrien and associated rocks of the District of Mozambic. Quart. J. Geol. Soc. London. 74 : 31-98.

HUTCHINSON M. N. and SCOTT S. D. (1981) Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. Econ. Geol. 76 : 143-153.

Hynes A. (1982) A comparaison of amphiboles from medium- and low- pressure metabasites.Contrib. Mineral. Petrol. 81 : 119-125.

Ito E. and Anderson A. T. (1983) Submarine metamorphism of gabbros from Mid-Cayman rise : petrographic and mineralogic contraints on hydrothermal processes at slow spreading ridgs. Contr. Minral. Petrol. 82 : 371-388.

Ito E. and Anderson A. T. Jr. (1983) Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise : petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. Contrib. Mineral. Petrol. 82 : 371-388.

Ixer R. A., Alabaster T. and Pearce J. A. (1984) Ore petrography and geochemistry of massive sulfide deposits within the Semail ophiolite, Oman; Institution of mining and metallurgy, London, Transactions and Bulletin, Section B. Applied Earth Sciences. 93 : 114-124.

Jackson K. J. and Helgeson H. C. (1985) Chemical and thermodynamic contraints on the hydrothermal transport and deposition of tin : I. Calculation of the solubility of cassiterite at high pressures and temperatures. Geoch. Cosm. Acta. 49 : 1-22.

Jankovic S., Mozgova N. N. and Borodaev Y. S. (1977) The complex antimony lead/zinc deposit at Rujevac, Yougoslavia ; its specific geochemical and mineralogical features. Miner. Depos. 12 : 381-392.

Johan Z. (1988) Indium and germanium in the structure of sphalerite : an example of coupled substitution with cooper. Mineralogy and Petrology. 39 : 211-229.

Johannsen A. (1939) A descriptive petrography of the igneous rocks. The univ. Chicago Press. 4 vol.

Joplin G. A. (1957) The problem of the quartz-dolerites : some significant facts concerning mineral volume grain size and fabric. Royal Soc. Tasmania Proc. 91 : 129-143.

Kaneda H., Takenouchi S. and Shoji T. (1986) Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system. Mineral. Deposita. 21 : 169-180.

KARAJ N. (1992) Répartition des platinoïdes, chromites et sulfures dans le massif de Bulqiza, Albanie : Incidence sur les processus métallogéniques dans les ophiolites. Thèse de Doctorat de l'Universté d'Orléans, 365 p.

KASTENS K. A., MACDONALD K. C. and BECKER K. (1979) The Tamayo transform fault in the mouth of the Gulf of California. Mar. Geophys. Res. 4 : 129-151.

KISSIN S. A. and SCOTT S. D. (1982) Phase relations involving pyrrhotite bellow 350 °C. Econ. Geol. 77 : 1739-1754.

KJEKSUS A., NICHOLSON D. G. and MUKHERJEE A. D. (1972) On the bonding in tetragonal FeS. Acta. Chem. Scan. 26 : 1105-1110.

KLEMM D. D. (1965) Synthesen und analysen in den dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und $FeS_2 - CoS_2 - NiS_2$. N. Jb. Mineral. Abh. 103 : 205-255.

KNOP O. and IBRAHIM M. A. (1961) Chalcogenides of the transition elements. II : Existence of the p phase in the M_9S_8 section of the system $Fe - Co - Ni - S$. Can. J. Chem. 39 : 297-317.

KOJIMA S. (1990) A coprecipitation experiments on intimate association of sphalerite and chalcopyrite and its bearing on the genesis of Kuroko ores. Mining Geology. 40 : 147-158.

KOJIMA S. and SUGAKI A. (1985) Phase relations in the $Cu - Fe - Zn - S$ system between 500 °C and 300 °C under hydrothermal conditions. Econ. Geol. 80 : 158-171.

KOJIMA S. and SUGAKI A. (1987) An experimental study on chalcopyritization of sphalerite induced by hydrothermally metasomatic reactions. Mining Geology. 37 : 373-380.

KOSAKEVITCH A. et RECOCHE G. (1988) Etude morphogénétique des textures de remplacement et de remplissage dans les chapeaux de fer. Rapport BRGM. 83 SGN. 936 MGA.

KOSKI R. A., CLAGUE D. A. and OUDIN E. (1984) Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge. Geol. Soc. Amer. Bull. 95 : 930-945.

KOSTOV I. (1981) Sulphide minerals. Crystal chemistry, parageneses and systematics. Publishing House of the Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, pp. 211.

KRUPP R. E. (1994) Phase relations and phase transformations between the low-temperature iron sulfides mackinawite, greigite and smythite. Eur. J. Mineral. 6 : 265-278.

KULA et al. (1973) The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages. Econ. Géol. 68 : 518-539.

KUSHIRO I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxene from igneous rocks. Amer. J. Sci. 258 : 548-554.

LAFITTE M. and MAURY R. (1983) The stoichiometry of sulfides and its evolution : a chemical study of pyrites, chalcopyrites and sphalerites from terrestrial and oceanic environments. Earth and Planet. Sci. Lett. 64 : 145-152.

LAFITTE M., MAURY R. and PERSEIL E. A. (1984) Analyse minéralogique de cheminées à sulfures de la dorsale Est Pacifique (13° N). Mineralium Deposita. 19 : 274-282.

LAFITTE M., MAURY R., PERSEIL E. A. and BOULEGUE J. (1985) Morphological and analytical study of hydrothermal sulfides from 21° N East Pacific Rise. Earth and Planet. Sci. Lett. 73 : 53-64.

LAGABRIELLE Y. and AUZENDE J. M. (1982) Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle: observation with submersible on Gorringe Bank (S.W. Portugal), analogy with ophiolitic massives. Nature, 297 (5866) : 490-493.

LAGABRIELLE Y. and CANNAT M. (1990) Alpine Jurassic ophiolites ressemble the modern Central Atlantic basement. Geology : 15 : 622-625

LAGABRIELLE Y., FRANGOULIS V. M., CANNAT M., AUZENDE J. M., HONNOREZ J., MÉVÈL C. and BONATTI E. (1992) Vema fracture zone (Central Atlantic) : Tectonic and magmatic evolution of the median ridge and the eastern ridge - transform intersection domain. Journ. Geophy. Res. 97, n° B 12 : 17, 331-17, 351.

LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R. et DUTTO F. (1982c) Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps. Ofioliti, 7 (2/3) : 339-350.

LAIRD J. (1982) Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks : greenschist to amphibolite facies. Reviews in Mineralogy. 9B : 113-135.

LAIRD J. (1988) Chlorites : metamorphic petrology. Reviews in Mineralogy. 19 : 405-453.

LAIRD J. and ALBEE A. L. (1981) Pressure, temperature and time indicators in mafic schist : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Am. J. Sci. 281 : 127-175.

LAIRD J., LANPHERE M. A., and ALBEE A. I. (1984) Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont. Amer. J. Sci. 284 : 376-413.

LANGMUIR C. H. and BENDER J. F. (1984) The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults : observations and implications. Earth and Planet. Sci. Lett. 69 : 107-127.

LANZAFAME G., SPADEA P. and TORTORICI L. (1979) Mesozoic ophiolites of northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy). Ofioliti, 4 : 173-182.

LARDEAU M. (1989) Minéralogie et pétrogenèse du minerai sulfuré du gisement volcano-sédimentaire à $Zn-Cu-Ba-(Pb-Ag)$ de Chessy-les-Mines (Rhône). Application à l'étude des amas sulfurés métamorphisés. Document du BRGM. n° 166 : 189 p.

LAW S., MALAHOFF A., EMBLEY R. and FORNARI D. (1981) Massive polymetallic sulfides of the Galapagos rift (abst.) : EOS. n° 45. 62 : 1027.

LE BAS M. S. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Amer. J. Sci. 260 : 267-288.

LEAKE B. E. (1965 a) The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. Amer. Min. 50 : 843-851.

Leake B. E. (1965 b) The relationship between composition of calciferous amphiboles and grade of metamorphism. In "Pitcher, W. S. and Flinn G. W. (eds.) Controls of metamorphism. Edinburgh and London, Oliver and Boyd : 299-318.

Leake B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. Canad. Mineral. 16 : 501-520.

Leblanc M., Ceuleneer G., Al Azri H. et Jedwad J. (1991) Concentration hydrothermale de palladium et de platine dans les péridotites mantellaires du complexe ophiolitique d'Oman. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 312, série II : 1007-1012.

Lemoine M. (1980) Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps : possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. Archives des Sciences Genève. 33 : 103-115.

Lemoine M., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Létolle R., Mévèl C. et 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. Bull. Soc. Géol. Fr. 7. XXIV : 641-648.

Lemoine M., Bourbon M., Gracianscky P. C. and Létolle R. (1983) Isotopes du carbone et de l'oxygène des calcaires associés à des ophiolites (Alpes occidentales, Corse, Apennin) : indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique. 24 (4) : 305-314.

Lemoine M., Tricart P. and Boillot G. (1987) Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines) : In search of a genetic model. Geology. 15 : 622-625.

Lescuyer J. L., Oudin E. and Beurier M. (1988) Review of the different types of mineralization related to the Oman ophiolitic volcanism, Scheizerbach'sche Verlagsbach Handlung, Proceeding of VII IAGOD Symposium. 489-500.

LETERRIER J., MAURY R. C., THONON P., GIRARD D. and MARCHAL M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planet. Sci. Lett. 69 : 139-154.

LÉVY C.L. (1967) Contribution à la minéralogie des sulfures de cuivre du type Cu3XS4. Mémoires du BRGM, n° 54, Orléans.

LIANXING GU and MAC CLAY K. R. (1992) Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. Mineral. Deposita. 27 : 169-181.

LIMASSET J. C. (1958) Géologie de la région de Francardo. Contributions à l'étude des minéralisations cuprifères corses. Thèse 3^{eme} cycle, Paris.

LIOU J. G. (1971) Synthesis and stability relations of prehnite $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$.

LIOU J. G. (1974) Mineralogy and chemistry of glassy basalts, Coastal Range ophiolites, Taïwan. Bull. Geol. Soc. Amer. 85 : 1.

LIOU J. G., MARUYAMA S. and CHO M. (1985) Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. Mineralogical Magazine. 49 : 321-333.

LISTER C. R. B. (1974) On the penetration of water into hot rock. Geophys. J. R. Astron. Soc. 39 : 465-509.

LORAND J. P. (1985) The behaviour of the upper mantle sulfide component in the incipient of "alpine"-type peridotites as illustrated by the Beni Bousera (northern Morocco) and Ronda (southern Spain) ultramafic bodies. Tschermaks Miner. Petro. Mitt. 34 : 183-209.

LOWELL R. P. and RONA P. A. (1985) Hydrothermal models for the generation of massive ore deposits. J. G. Res. 90 : 8769-8783.

MAC BIRNEY A. R. and NOYES R. M. (1979) Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. Journ. Petrol. 20 : 487-554.

MAC CLAY K. R. and ELLIS P. G. (1983) Deformation and recrystallization of pyrite. Mineralogical Magazine. 47 : 527-538.

Mac Culloch M. T., Gregory R. T., Wasserburg G. J. and Taylor A. H. Jr. (1981) Sm-Nd, Rb-Sr and $\frac{^{18}O}{^{16}O}$ Isotopic Systematics in an Oceanic Crustal Section : Evidence From the Samail Ophiolite. Journ. Geophy. Res. 86 : 2721-2735.

Mac donald K. C., Becker K., Spiess F. N. and Ballard R. D. (1980) Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific Rise. Earth and Planet. Sci. Lett. 48 : 1-7.

Mac donald K. C., Kastens K. A., Spiess F. N. and Miller S. P. (1979) Deep tow survey of the Tamayo Transform fault. Mar. Geophys. Res. 4 : 37-70.

Mac Sween H. Y. Jr. and Nystrom P. G. Jr. (1979) Mineralogy and petrology of the Dutchmans Greek gabbroic intrusion, South Carolina. Amer. Min. 64 : 531-545.

Marching V., Rosch H., Lalou C., Brichet E. and Oudin E. (1988) Mineralogical zonation and radiochronological relations in a large sulfide chimney from the East Pacific Rise at 18° 25' S. Can. Mineral. 26 part 3 : 541-554.

Maruyama S., Suzuki K. and Liou J. G. (1983) Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. Jour. Petrol. 24 : 583-604.

Mazzullo L. J. and Bence A. E. (1976) Abyssal tholeiites from DSDP leg 34 : The Nazca Plate. Journ. Geophys. Res. 81 : 4327-4351.

Medaris L. G. (1969) Partitioning of Fe^{2+} and Mg^{2+} between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene. Am. J. Sci. 267 : 945-968.

Melson W. G. and Thompson G. (1971) Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. 268 : 423-441.

Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of Mid-Ocean ridge basalts and continental tholeiites with the $Nb - Zr - Y$ diagram. Chem. Geol. 56 : 207-218.

Mévèl C. and Velde D. (1976) Clinopyroxenes in mesozoïc pillow lavas from the French Alps. Earth and Planet. Sci. Lett. 32 : 158-165.

MÉVÈL C. (1987) Evolution of oceanic gabbros from DSDP leg 82 : influence of the fluid phase on metamorphic crystallisation. Earth and Planet. Sci. Lett. 83 : 67-79.

MÉVÈL C. (1988) Metamorphism of oceanic layer 3, Gorringe bank, Eastern Atlantic. Contrib. Mineral. Petrol. 100 : 496-509.

MÉVÈL C. and CANNAT M. (1991) Lithospheric Stretching and hydrothermal processes in oceanic gabbros from slow-spreading ridges. Petrology and Structural Geology. 5 : 293-312.

MÉVÈL C., CABY R. and KIENAST J. R. (1978) Amphibolites facies conditions in the oceanic crust : example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes alpes, France). Earth and Planet. Sci. Lett. 39 : 98-108.

MICHARD G., ALBARÈDE F., MICHARD A., MINSTER J. F., CHARLOU J. L. and TAN N. (1984) Chemistry of solutions from the 13° N East Pacific Rise hydrothermal site. Earth and Planet. Sci. Lett. 67 : 297-307.

MISRA K. C. and FLEET M. E. (1973 a) The chemical composition of synthetic and natural pentlandite assemblages. Econ. Geol. 68 : 518-539.

MIYASHIRO A. (1974) Volcanic rock serie in island arcs and active continent marginal. Amer. J. Sci. 274 : 321-355.

MOODY J. B., MEYER D. and JENKINS J. E. (1983) Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. Am. J. Sci. 283 : 48-92.

MOOKHERJEE A. (1962) Certain aspects of the geochemistry of cadmium. Geoch. Cosm. Acta. 26 : 351-360.

MORIMOTO N. (1966) Polymorphism on the Cu_5FeS_4–Cu_9S_5 join. z. Kristallogra. 123 : 235-254.

MORIMOTO N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. Bull. Minéral. 111 : 535-550.

MUKHERJEE A. D. (1976) Compositional variations of naturally occurring mackinawite. N. Jb. Min. Mh. H. 2 : 69-79.

MUKHERJEE A. D. and PRATIM P. S. (1991) Compositional variations in mackinawites from the Chandmari mine of khetri copper belt, Rajasthan. J. Geol. Soc. of India. 38 : 96-100.

MURTON B. J. (1986) Anomaleous oceanic lithosphere formed in a leaky transform fault : evidence from the Western Limassol Forest Complex, Cyprus. J. Geol. Soc. London, 143 : 845-854.

NALDRETT A. J. (1981) Nickel sulfide deposits : classification, composition and genesis. Econ. Geol. 75 th Anniv. Vol. : 628-685.

NEHLIG P. and JUTEAU T. (1988) Deep crustal seawater penetration and circulation at ocean ridges : evidence from the Oman ophiolite. Mar. Geol. 84 : 209-228.

NICOLAS A., CEULENEER G. and BOUDIER F. (1988 b) Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges : evidence from Oman ophiolite. Marine Geophys. Res. 9 : 293-310.

NICOLAS A., REUBER I. and BENN K. (1988 a) A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. Tectonophysics. 151 : 87-105.

NISBET E. G. and PEARCE J. A. (1977) Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic setting. Contrib. Min. Petrol. 63 : 149-160.

NORMARK W. R., MORTON J. L., KOSKI R. A., CLAGUE D. A. and DELANEY J. R. (1983) Active hydrothermal vents and sulfide deposits on the Southern Juan de Fuca Ridge. Geology. 11 : 158-163.

OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975) Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse de spécialité. Université de Nancy I.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et ROCCI G. (1976) Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. Bull. Soc. Géol. France (7) 18 : 115-134.

Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Paupy A. et Rocci G. (1979) La diversité des ophiolites : importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. Bull. BRGM. 97 : 47-61.

Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. et Rocci G. (1975) Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. C. R. Acad. Sci. Paris, série D. 280 : 395-398.

Ohnenstetter M. (1979) La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fontionnement des zones transformantes ? C. R. Acad. Sci. Paris, série D. 289 : 1199-1203.

Ohnenstetter M. (1980) Sur la signification des sutures ophiolitiques en fonction de leurs caractères structuraux. C. R. Acad. Sci. Paris, série D. 291 : 741-743.

Ohnenstetter M. (1982) Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du developpement d'un orogène. Thèse d'état, Nancy, 588 p.

Ohnenstetter M. (1985) Classification pétrographique et structurale des ophiolites, écho de la dynamique des zones de transition croûte-manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromites associés. C. R. Acad. Sci. Paris, II. 301 : 1413-1418.

Ohnenstetter M. (1992) Platinum group element enrichement in the upper mantle peridotites of the Monte Maggiore ophiolitic massif (Corsica, France) : Mineralogical evidence for ore-fluid metasomatism. Miner. Petrol. 46 : 85-107.

Ohnenstetter M., Ohnenstetter D., Vidal Ph., Cornichet J., Hermitte D. et Mace J. (1981) Crystallization and age of Zircon from Corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. Earth and Planet. Sc. Lett. 54 : 397-408.

Osborn E. F. (1959) Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. Sci. 257 : 609-647.

Osborn E. F. (1979) The reaction principle. In : Yoder H. S. Jr. (Ed.). The evolution of the igneous rocks. Fiftieth anniversary perspectives. Univ. Press. Princeton. : 133-170.

OSTWALD J. (1978) Linnaeite series minerals from the Kalgoorlie district, Western Australia. Mineralogical Magazine. 42 : 93-98.

OSTWALD J. (1980) Notes on a Co-Ni disulfide and a Co-Ni-Fe thiospinel from the Kalgoorlie district, Western Australia. Mineralogical Magazine. 43 : 950-951.

OTTEMAN J. and FRENZEL G. (1971) Neue mikrosonden-untersuchungen an idaït, Covellin und blaubleibender Covellin. N. Jb. Miner. Mh. 80-89.

OUDIN E. (1981) Etude minéralogique et géochimique des dépôts sulfurés sous-marins actuels de la ride Est Pacifique (21° N) Campagne Rise. Document. BRGM. n° 25. 241 p.

OUDIN E. (1983) Minéralogie de gisements et indices liés à des zones d'accrétion océaniques actuelles (ride est-pacifique et mer rouge) et fossile (Chypre). Chron. Rech. Min. 470 : 43-56.

OUDIN E. (1987) Trace element and precious metal concentrations in East Pacific Rise, Cyprus and Red Sea submarine sulfide deposits. Marine Minerals, édité par Teleki P. , Dobson M. R. , Moore J. R. U. Von Stakelberg, Nato Asi séries, série C. 194 : 349-362.

OUDIN E. (1991) Les sulfures océaniques : Etudes minéralogiques et géochimiques de processus hydrothermaux actuels et fossiles. Thèse Doct. ès. sci. Uni. Paul Sabatier. Toulouse. 605 p.

OUDIN E. and CONSTANTINOU G. (1984) Black smoker chimney fragments in Cyprus sulfide deposits. Nature. 308 : 349-353.

PAYNE J. G. and . STRONG D. F. (1979) Origin of the Twillingate trondhjemite, north-central Newfoundland : Partial melting in the roots of an island arc. In : Barker F. (ed.) Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam.

PEARCE J. A. (1980) Geochemical evidence for genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In "Ophiolites" Proceed. Intern. Ophiolites Symp. Cyprus. 1979, ed. Panayiotou : 261-272.

PEARCE J. A., HARRIS N. B. W. and TINDLE A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journ. Petrol. 25 : 956-983.

PEDERSEN R. B. and MALPAS J. (1984) The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, Western Norway. Contrib. Mineral. Petrol. 88 : 36-52.

PÉQUIGNOT G., POTDEVIN J. L., CARON J.M. et OHNENSTETTER M. (1984) Détritisme ophiolitique dans les schistes lustrés corses et paléogéographie du domaine piémontais. Bull. Soc. géol. france. (7) t. XXVI n° 5 : 913-920.

PERMINGEAT F. (1991) Introduction à la minéralogie du Maroc. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, Rabat, n° 336, t. II, 323 p.

PETERLONGO J. P. (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.

PETERS J. T., NICOLAS A. and COLEMAN R. G. (1990) Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Proceedings of the ophiolite conference, held in Muscat, Oman, 7-18 January. Petrology and structural Geology. 5 : 883 p.

PETERS T. (1963) Mineralogie und petrographie des Totalp serpentins bei Davos. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 43 : 529-686.

PETERSEN E. U. (1986) Tin in volcanogenic massive sulfide deposits : An example from the Geco mine, Manitouwadge district, Ontario, Canada. Econ. Geol. 81 : 323-342.

PICOT P. et JOHAN Z. (1977) Atlas des minéraux métalliques. Mémoires BRGM. n° 90. Orléans.

POLDERVAART A. et HESS H. H. (1951) Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Journ. Geol. 59 : 472.

POUCHON J. L. and POUCHOIR F. (1984) Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse par spectrométrie de rayon X . Partie I : Application à l'analyse des échantillons homogènes. Rech. Aéros. 3 : 167-192.

PRICHARD H. M. and CANN J. R. (1982) Petrology and mineralogy of dredged gabbro from Gettysburg Bank, Eastern Atlantic. Contrib. Mineral. Petrol. 79 : 46-55.

PRIMEL L. (1962) Etude géologique et métallogénique de la partie méridionale du Cap Corse. Thèse 3^{eme} cycle, Paris. Carte à 1/20 000.

PUSZTASZERI L. (1969) Etude pétrographique du massif de Chenaillet (Hautes Alpes, France). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 49 : 425-466.

RAASE P. (1974) Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol. 45 : 231-236.

RAMDOHR P. (1924) Beobachtungen an opaken Erzen : Arch. Lagerstattenkunde. 34 : 30 p.

RAMDOHR P. (1980) The ore minerals and their intergrowths. 2nd edition. International series in earth sciences ; vol. 35. p 1207.

REGBA M. AGRINIER P. PFLUMIO C. and LOUBET M. (1990) A geochemical study of a fossil oceanic hydrothermal discharge zone in the Oman ophiolite (Zuha sulfide prospect) : evidence for a polyphased hydrothermal history. In Proceeding of the ophiolite conference, Muscat, Oman. 353-384.

RICE S., LANGMUIR C. H., BENDER J. F., HANSEN. G. N., BENCE A. E. and TAYLOR S. R. (1980) Basalts from DSDP. Holes 417 A and 417 D. Fractionated melts of a hight rare-earth depleted source. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash. U. S. Government Printing Office L I-L II-L III. part III : 1099-1112.

RILEY J. F. (1980) Ferroan carrollites, cobaltian violarites, and other members of the linnaeite group : $(Co, Ni, Fe, Cu)_3S_4$. Mineralogical Magazine. 43 : 733-739.

ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975) La dualité des ophiolites téthysiennes. Pétrologie, t. I, n° 2 : 172-174.

ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1976) Le log ophiolitique corse. Bull. Soc. Géol. Fr. 18 : 1229-1230.

RONA P. A. (1984) Hydrothermal mineralization at sea-floor spreading centers, Earth Sci. Rev. 20 : 1-104.

ROUTHIER P. (1946) Volcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 222 : 192-194.

ROUTHIER P., DELCEY R. et LIMASSET J. C. (1956 et 1957) Etude préliminaire des gîtes cuprifères corses. Archives BRGM. (inédit).

SACK R. O. and GHIORZO M. S. (1989) Importance of considerations of mixing properties in establishing an internally consistent thermodynamic database : thermochemistry of minerals in the system $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 - SiO_2$. Ibid. 102 : 41-68.

SARKAR S. C. (1971) Mackinawite from the sulfide ores of the Singhbhum copper belt, India. Amer. Miner. 56 : 1312-1318.

SATO H. (1977) Nickel content of basaltic magmas : identification of primary magmas and a mesure of the degree of olivine fractionation. Lithos, 10 :113-120.

SCHWEITZER E. L., PAPIKE J. J. and BENCE A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. Amer. Min. 64 : 501-513.

SCOTT S. (1983) Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. Mineral. Mag. 47 : 427-435.

SERRI G. (1980) Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the northern Apennine ophiolites. In "Panayiotou A. (Ed.), ophiolites, Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979" : 296-313.

SEWARD T. M. (1971) The distribution of transition elements in the system $CaMgSi_2O_6$-$Na_2Si_2O_5$-H_2O at 1000 bars pressures. Chem. Geol. 7 : 73-95.

SIMONIAN K. O. and GASS J. G. (1978) Arakapas fault belt, Cyprus : A fossil transform fault. Amer. Geol. Soc. Bull. 89 : 1220-1230.

SINOJMERI A. (1990) Minéralogie et paragenèses du gisement volcanogène à Cu, Zn, Pb et Au de Munella, Mirdita Central, Albanie. Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans.

SINTON J.M. and BYERLY (1980) Mineral compositions and crystallization trends in Deep Sea Drilling Project holes 417 D and 418 A. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)". Wash. U. S. Government Printing Office. L I-L II-L III. Part II : 1039-1054.

SMEYKAL S. (1972) Traits géologiques et métallogéniques du gîte argentifère de Zgounder (Maroc). Mines Géol. Rabat, n° 36 : 33-42.

Soen O. I. and Pauly, H. (1967) A sulphide paragenesis with pyrrhotite and marcassite in the siderite-cryolite ore of Ivigtut, South Greeland; Meddelelser om Gronland. 175 : 1-55.

Spear F. S. (1980) NaSi $\rightleftharpoons$ CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. Contrib. Miner. Petrol. 72 : 33-41.

Spear F. S. (1981) Amphibole-plagioclase equilibria : an empirical model for the relation albite+tremolite = edenite+4 quartz. Ibid. 77 : 355-364.

Spiess F. N., Macdonald K., Alwater T., Ballard R., Carranza A., Cordoba D., Fox C., Diaz Garcia V. M., Francheteau J., Guerrero J. T., Hawking J., Haymon R., Hessler R., Juteau T., Kastner M., Larson R., Luydendyk B., Mac dougall J. D., Miller S., Normark W., Orcutt J. and Rangin C. (1980) Hot springs and geophysical experiments. Science. 207 : 1421-1432.

Spooner E. T. C. (1980) Cu - pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust : The ophiolitic ore deposits of Cyprus. Geol. Soc. Can. Special paper. 20 : 685-704.

Spooner E. T. C. and Bray C. J. (1977) Hydrothermal fluids of seawater salinity in ophiolitic sulfide ore deposits in Cyprus. Nature. 266 : 808-812.

Spooner E. T. C. and Fyfe W. S. (1973) Sub sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. Contrib. Mineral. Petrol. 42 : 287-304.

Stakes D., Mevèl C., Cannat M. and Chaput T. (1991) Metamorphic stratigraphy of hole 735B. Proc. Ocean. Drill. Program Sci. Results. 118 : 153-180.

Streckeisen A. L. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Mineral. Abh. Stuttgart. 107 : 144-240.

Sugaki A., Shima H., Kitakaze A. and Harada H. (1975) Isothermal phase relations in the system $Cu - Fe - S$ under hydrothermal conditions at 350 °C and 300 °C. Econ. Geol. 70 : 806-823.

Sweeney R. E. and Kaplan I. R. (1973) Pyrite framboïd formation ; laboratory synthesis and marine sediments. Econ. Geol. 68 : 618-634.

Tarr W. A. (1935) The linnaeite group of cobalt-nickel-iron-copper sulphides. Amer. Mineral. 20 : 69-80.

Taylor R. G. (1979) Geology of tin deposits. New York, Elsevier, 543 p.

Thalhammer O., Stumpfl E. F. and Panayiotou A. (1986) Postmagmatic, hydrothermal origin of sulfide and arsenid mineralization at Limassol Forest, Cyprus. Mineralium. Deposita. 21 : 95-105.

Tricart P. and Lemoine M. (1983) Serpentinite oceanic botton in South Queyras ophiolites (French Western Alps) : Record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. Eclogae Geologicae Helvetiae. 76 : 611-629.

Trommsdorff V., Evans B. W. and Pfeifer H. R. (1980) Ophicarbonate rocks : metamorphic reactions and possible origin. Archives des Sciences Genève. 33 : 361-364.

Turekian K. and Wedephol K. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull. 72 : 175-192.

Vaasjoki O. (1971) On the striation developed in cubanite by heating, a criterion for thermometamorphism. Mineralium Deposita. 6 : 103-110.

Vaasjoki O., Hakli T. A. and Tonitti M. (1974) The effet of cobalt on the thermal stability of pentlandite. Econ. Geol. 69 : 549-551.

Van Lamoen H. (1979) Coronas in olivine gabbros and iron ores from Susimäki and Riuttamaa, Finland. Contrib. Mineral. Petrol. 68 : 259-268.

Vanko D. A. and Stakes D. S. (1991) fluids in oceanic layer 3 evidence from veined rocks, hole 735 B, south west Indian ridge. Proceeding of the ODP. 118 : 181-215.

Vaughan D. J. (1970) Nickelian mackinawite from Vlakfontein : A reply. Amer. Mineral. 55 : 1807-1808.

Vaughan D. J., Burns R. G. and Burns V. M. (1971) Geochemistry and bonding of thiospinel minerals. Geoch. Cosm. Acta. 35 : 365-381.

Vejnar Z. (1975) Hornblendes and problems of recrystallization of gabbroic rocks. Lithos. 8 : 59-68.

VENTURELLI G., THORPE R.S. and POTTS P.J. (1981) Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Apennine belt. Earth and Planetary Science Letters. 53 : 109-123.

VIBETTI N. J. KERRICH R. and FYFE W. S. (1989) Hypersaline fluids discovered in the Troodos ophiolite , Cyprus. In Cyprus crustal study project : Initial report, Hole CY - 4. Geological Survey of Canada, paper 88-9 : 229-234.

VOKES F. M. (1967) Linnaeite from the precambrien Raipas group of Finnmark, Norway. Mineralium. Deposita. 2 : 11-25.

VUAGNAT M. (1946) Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillows-lavas. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 26 : 116-229.

WALKER D., POWELL M. A., LOFGREN G. E. and HAYS J. F. (1978) Dynamic crystallization of a eucrite basalt, Proc. 9 th Lunar Planet. Sci. Conf.

WARD J. C. (1970) The structure and properties of some iron sulfides. Rev. Pure and Appl. Chem. 20 : 175-206.

WATSON E. B. (1976) Two-liquid partition coefficients : experimental data and geochemical implications. Contrib. Mineral. Petrol. 56 : 119-134.

WEISSERT H. J. and BERNOULLI D. (1985) A transform margin in the Mesozoic Tethys : Evidence from the Swiss Alps : Geologische Rundschau. 74 : 665-675.

WIGGINS L. B. and CRAIG J. R. (1980) Reconnaissance of the $Cu - Fe - Zn - S$ system : Sphalerites phases relationships. Econ. Geol. 75 : 742-751.

YODER H. S. JR. and TILLEY C. E. (1962) Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. Petrol. 3 : 342-532.

YUND R. A. (1963) Crystal data for synthetic $Cu_{5,5x}Fe_xS_{6,5x}$ (idaïte). Amer. Mineral. 48 : 672-676.

YUND R. A. and KULLERUD G. (1966) Thermal stability of assemblages in the $Cu - Fe - S$ System. J. Petrol. 7 Part. 3 : 454-488.

Zoka H., Taylor S. and Takeno S. (1973) Compositional variations in natural mackinawite and the results of heating experiments. J. Sci. Hiroshima Univ. Serv. 7 : 37-53.

Tableaux analytiques

Tableau C.1 : Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites massives

N° d'échantillon	V 255	V 255	V 255	V 255	V 255	V 255	V 255	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 4	I 4	I 4
N° d'analyse	114	115	116	118	119	120	121	17	122	123	124	125	126	127	128	129	134	135	137
Analyses en % pds.																			
SiO2	49,8	50,27	50,61	51,77	49,89	50,78	50,69	52,23	51,83	51,51	51,44	52,7	52,03	52,98	50,9	52,01	51,13	50,54	52,61
FeO	7,43	11,63	13,67	7,09	6,83	7,83	12,93	6,76	9,06	10,55	8,58	9,8	9,27	9,17	9,17	8,18	8,84	7,41	9,26
Na2O	0,77	0,41	0,4	0,34	0,38	0,42	0,45	0,34	0,47	0,5	0,37	0,75	0,42	0,36	0,32	0,37	0,52	0,41	0,31
K2O	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,03	0,02	0	0,01	0,02	0	0	0
Al2O3	3,79	2,31	2,12	3,27	4,43	3,57	2,45	1,86	2,36	2,32	2,38	1,56	1,7	1,73	2,21	2,36	2,94	4,32	1,81
MnO	0,04	0,33	0,45	0,18	0,18	0,18	0,38	0,29	0,29	0,23	0,13	0,46	0,26	0,3	0,33	0,39	0,26	0,16	0,25
MgO	14,57	14,57	14,03	15,49	14,99	14,94	14,44	16,92	16,04	15,39	16,24	15,21	16,52	17,21	16,5	16,95	15,03	15,23	16,85
CaO	20,58	18,17	17,47	21,61	21,23	20,53	18,16	19,36	18,84	19,18	19,29	18,77	18,95	19,22	18,8	19,04	20,81	21,33	19,69
TiO2	1,12	1,32	1,26	0,93	1,33	1,24	1,35	0,83	1,41	1,41	1,25	0,95	1,15	0,68	1,15	1,2	1,08	1,36	0,88
Cr2O3	0,21	0,01	0,04	0,16	0,36	0,22	0,01	0	0	0	0	0,05	0	0,12	0,01	0,08	0,07	0,24	0
Total	98,34	99,02	100,05	100,84	99,62	99,71	100,86	98,59	100,31	101,09	99,68	100,28	100,32	101,77	99,4	100,6	100,68	101	101,66
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes																			
Si	1,88	1,91	1,91	1,90	1,85	1,89	1,90	1,94	1,92	1,90	1,91	1,95	1,93	1,93	1,90	1,91	1,89	1,86	1,92
Fe	0,23	0,37	0,43	0,22	0,21	0,24	0,40	0,21	0,28	0,33	0,27	0,30	0,29	0,28	0,29	0,25	0,27	0,23	0,28
Na	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02
K	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	0,00	0,00
Al	0,17	0,10	0,09	0,14	0,19	0,16	0,11	0,08	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,07	0,10	0,10	0,13	0,19	0,08
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,82	0,82	0,79	0,85	0,83	0,83	0,81	0,94	0,88	0,85	0,90	0,84	0,91	0,93	0,92	0,93	0,83	0,83	0,92
Ca	0,83	0,74	0,71	0,85	0,85	0,82	0,73	0,77	0,75	0,76	0,77	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,83	0,84	0,77
Ti	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total des cation	4,03	4,02	4,02	4,01	4,02	4,01	4,03	4,00	4,01	4,02	4,01	4,01	4,02	4,02	4,03	4,02	4,03	4,02	4,03
Fe/(Fe+Mg)	0,22	0,31	0,35	0,20	0,20	0,23	0,33	0,18	0,24	0,28	0,23	0,27	0,24	0,23	0,24	0,21	0,25	0,21	0,24
Wo	44,09	38,02	36,39	44,25	44,64	43,16	37,33	39,99	38,89	39,14	39,63	39,15	38,38	38,01	38,24	38,61	42,61	44,04	38,95
En	43,42	42,43	40,65	44,12	43,85	43,7	41,3	48,64	46,04	43,7	46,39	44,14	46,54	47,36	46,68	47,82	42,82	43,74	46,36
Fs	12,49	19,55	22,96	11,63	11,51	13,14	21,37	11,37	15,07	17,17	13,98	16,71	15,08	14,63	15,08	13,57	14,56	12,21	14,69

Tableau C.1 (suite) ; Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites massives.

N° d'échantillon	I 4	I 4	I 4	I 4	I 4	I 4	I 4	I 4	I 4	IN 3	IN 3	IN 3	IN 3	IN 3	IN 3	IN 3	IN 3
N° d'analyse	138	139	140	141	142	25	26	28	36	144	145	146	147	149	150	151	152
Analyses en % pds.																	
SiO2	50,6	50,33	51,59	51,13	50,88	50,85	51,77	50,4	49,66	51,31	51,26	51,08	50,93	50,27	51,73	51,54	50,36
FeO	7,79	12,36	8,14	6,59	8,31	12,05	6,81	8,31	9,36	8,28	8,47	8,04	8,34	7,37	8	7,25	7,89
Na2O	0,53	0,7	0,57	0,39	0,47	0,37	0,56	0,36	0,51	0,38	0,43	0,34	0,43	0,33	0,41	0,33	0,34
K2O	0	0	0,02	0,02	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0,02	0,01
Al2O3	3,96	2,69	3,07	3,7	3,36	1,96	3,76	3,33	3,53	3,51	3,45	3,41	3,66	3,79	3,47	3,35	3,58
MnO	0,22	0,45	0,32	0,09	0,21	0,43	0,19	0,15	0,16	0,23	0,3	0,05	0,31	0,17	0,11	0,02	0,22
MgO	15,02	13,04	15,32	15,53	16,05	14,16	16,21	14,49	14,78	15,25	14,95	15,4	15,4	15,08	15,75	15,66	15,13
CaO	20,93	19,45	20,11	21,1	19,9	18,06	20,14	21,15	18,74	21,01	21,07	20,76	20,15	20,4	20,95	21,26	20,96
TiO2	1,21	1,24	1,25	1,3	1,36	0,96	1,01	1,23	1,42	1,32	1,25	1,2	1,31	1,16	1,2	1,01	1,34
Cr2O3	0,2	0,01	0,2	0,08	0,2	0	0,14	0,15	0,03	0,1	0	0,16	0,08	0,18	0,2	0,18	0,29
Total	100,46	100,27	100,59	99,93	100,74	98,84	100,6	99,58	98,19	101,39	101,18	100,44	100,61	98,75	101,83	100,62	100,12
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes																	
Si	1,87	1,90	1,90	1,89	1,88	1,93	1,89	1,89	1,88	1,88	1,88	1,89	1,88	1,88	1,88	1,89	1,87
Fe	0,24	0,39	0,25	0,20	0,26	0,38	0,21	0,26	0,30	0,25	0,26	0,25	0,26	0,23	0,24	0,22	0,25
Na	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
K	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
Al	0,17	0,12	0,13	0,16	0,15	0,09	0,16	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,17	0,15	0,14	0,16
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,83	0,73	0,84	0,85	0,88	0,80	0,88	0,81	0,84	0,83	0,82	0,85	0,85	0,84	0,85	0,86	0,84
Ca	0,83	0,79	0,79	0,83	0,79	0,74	0,79	0,85	0,76	0,82	0,83	0,82	0,80	0,82	0,82	0,84	0,83
Ti	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Total des cation	4,02	4,03	4,01	4,01	4,03	4,01	4,02	4,02	4,02	4,02	4,02	4,02	4,02	4,01	4,02	4,01	4,02
Fe/(Fe+Mg)	0,23	0,35	0,23	0,19	0,23	0,32	0,19	0,24	0,26	0,23	0,24	0,23	0,23	0,22	0,22	0,21	0,23
Wo	43,53	40,86	41,87	44,03	40,73	38,02	41,82	44,14	40,1	42,99	43,25	42,8	41,7	43,17	42,58	43,64	43,35
En	43,46	38,12	44,37	45,08	45,68	41,46	46,83	42,07	44,01	43,41	42,69	44,18	44,32	44,39	44,55	44,71	43,54
Fs	13,01	21,02	13,76	10,89	13,6	20,51	11,35	13,79	15,9	13,6	14,06	13,02	13,98	12,45	12,87	11,64	13,11

Tableau C.2 : Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes.

N° d'échantillon	I 3	I 3	I 3	I 3	I 3	I 3	I 3	I 3	IN 4	IN 4	IN 4	IN 4	IN 4	IN 4	IN 4
N° d'analyse	7	8	9	10	12	13	14	20	23	24	25	26	34	38	39
Analyses en % pds.															
SiO2	45,71	46,63	47,66	46,5	45,57	48,13	51,09	45,75	45,57	43,74	50,02	47,1	47,38	47,01	46,07
FeO	8,68	8,87	9,31	7,71	10,97	11,4	11,51	11,79	7,34	8,92	8,79	9,55	11,16	8,63	8,57
Na2O	0,65	0,75	0,7	0,62	0,79	0,8	0,91	0,7	0,82	0,66	0,45	0,83	0,77	0,61	0,59
K2O	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0,03	0	0,01	0	0,02	0	0,02	0
Al2O3	5,69	5,66	5,49	6,25	5,12	3,42	2,83	5,5	7,69	8,78	3,03	5,73	4,39	5,95	6,77
MnO	0,17	0,2	0,19	0,11	0,19	0,22	0,22	0,1	0,03	0,03	0,18	0,21	0,4	0,21	0,14
MgO	12,35	12,54	13,21	12,27	10,11	12,72	11,67	10,21	12,29	11,1	14,37	11,97	12,09	12,73	12,56
CaO	20,23	20,75	20,33	20,11	20,62	18,7	18,02	19,33	20,14	20,62	19,47	20,14	18,91	19,06	19,18
TiO2	3,7	3,59	3	3,45	3,91	1,96	1,44	3,31	3,2	3,84	1,76	3,3	2,28	2,67	3,08
Cr2O3	0,04	0,07	0,12	0,4	0,14	0,01	0	0,15	0,87	0,02	0	0,18	0,19	0,2	0
Total	97,22	99,06	100,02	97,42	97,43	97,36	97,69	96,87	97,95	97,72	98,07	99,03	97,57	97,09	96,96
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes															
Si	1,77	1,77	1,79	1,78	1,78	1,87	1,96	1,79	1,74	1,69	1,90	1,79	1,84	1,81	1,77
Fe	0,28	0,28	0,29	0,25	0,36	0,37	0,37	0,39	0,23	0,29	0,28	0,30	0,36	0,28	0,28
Na	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,05	0,03	0,06	0,06	0,05	0,04
K	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
Al	0,26	0,25	0,24	0,28	0,24	0,16	0,13	0,25	0,35	0,40	0,14	0,26	0,20	0,27	0,31
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,71	0,71	0,74	0,70	0,59	0,73	0,67	0,60	0,70	0,64	0,81	0,68	0,70	0,73	0,72
Ca	0,84	0,84	0,82	0,83	0,86	0,78	0,74	0,81	0,82	0,85	0,79	0,82	0,79	0,78	0,79
Ti	0,11	0,10	0,08	0,10	0,12	0,06	0,04	0,10	0,09	0,11	0,05	0,09	0,07	0,08	0,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Total des cation	4,02	4,03	4,03	4,00	4,01	4,03	3,97	4,00	4,02	4,03	4,00	4,02	4,02	4,00	4,00
Fe/(Fe+Mg)	0,28	0,28	0,28	0,26	0,38	0,33	0,36	0,39	0,25	0,31	0,26	0,31	0,34	0,28	0,28
Wo	45,64	45,83	44,08	46,45	47,52	41,12	41,51	45,15	46,85	47,9	41,89	45,33	42,25	43,64	44,14
En	38,77	38,52	39,84	39,43	32,41	38,92	37,39	33,16	39,77	35,87	43,03	37,51	37,58	40,55	40,22
Fs	15,59	15,65	16,09	14,12	20,07	19,96	21,1	21,69	13,38	16,23	15,08	17,16	20,17	15,81	15,65

Tableau C.3 : Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des diabases filoniennes.

N° d'échantillon	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 55	SE 49	SE 49	SE 49	SE 49	SE 49	SE 49
N° d'analyse	19	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Analyses en % pds.																	
SiO2	50,65	52,05	50,74	50,34	51,77	51,14	50,91	51,50	52,73	50,32	51,14	50,50	49,36	50,30	50,22	51,50	50,01
FeO	6,06	5,99	5,42	5,63	6,32	6,27	6,09	5,61	5,21	4,96	6,55	6,37	6,97	7,74	7,55	7,51	6,53
Na2O	0,27	0,31	0,29	0,32	0,32	0,47	0,32	0,32	0,32	0,31	0,25	0,40	0,35	0,41	0,43	0,42	0,43
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03
Al2O3	3,03	3,09	3,54	3,45	3,16	2,66	3,40	3,60	4,09	3,64	3,09	3,75	4,18	2,96	3,83	3,87	4,11
MnO	0,25	0,21	0,15	0,16	0,13	0,12	0,18	0,17	0,16	0,19	0,06	0,08	0,17	0,17	0,23	0,15	0,16
MgO	18,45	18,40	17,82	17,55	18,00	17,62	17,87	18,55	18,03	17,79	17,81	16,22	15,92	16,49	16,49	16,49	16,11
CaO	19,28	19,49	20,39	19,97	19,12	19,71	19,50	19,08	19,19	19,67	19,88	20,91	20,47	19,44	19,44	20,06	20,41
TiO2	0,56	0,62	0,70	0,65	0,73	0,53	0,81	0,65	0,56	0,65	0,69	0,87	1,27	0,86	1,03	1,02	0,99
Cr2O3	0,22	0,25	0,47	0,16	0,21	0,11	0,30	0,70	1,05	0,60	0,13	0,27	0,49	0,15	0,43	0,27	0,36
Total	98,77	100,41	99,53	98,22	99,80	98,65	99,39	100,18	101,36	98,14	99,59	99,40	99,19	98,57	99,66	101,30	99,15
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes																	
Si	1,88	1,90	1,87	1,88	1,90	1,90	1,88	1,88	1,89	1,88	1,89	1,87	1,84	1,89	1,86	1,88	1,86
Fe	0,19	0,18	0,17	0,18	0,19	0,20	0,19	0,17	0,16	0,15	0,20	0,20	0,22	0,24	0,23	0,23	0,20
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K	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
Al	0,13	0,13	0,15	0,15	0,14	0,12	0,15	0,15	0,17	0,16	0,13	0,16	0,18	0,13	0,17	0,17	0,18
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg	1,02	1,00	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	1,01	0,97	0,99	0,98	0,90	0,89	0,92	0,91	0,90	0,89
Ca	0,77	0,76	0,81	0,80	0,75	0,79	0,77	0,75	0,74	0,79	0,79	0,83	0,82	0,78	0,77	0,78	0,81
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Total des cations	4,04	4,03	4,04	4,03	4,02	4,04	4,03	4,03	4,00	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	4,02	4,03
Fe/(Fe+Mg)	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,14	0,17	0,18	0,20	0,21	0,21	0,21	0,19
Wo	38,66	39,03	41,17	40,83	38,87	40,05	39,58	38,62	39,60	40,61	39,91	43,09	42,48	40,03	40,13	40,96	42,48
En	51,46	51,27	50,05	49,94	50,90	49,81	50,48	52,24	51,75	51,09	49,74	46,52	45,96	47,25	47,34	46,82	46,64
Fs	9,88	9,70	8,78	9,24	10,24	10,14	9,94	9,13	8,65	8,31	10,35	10,39	11,56	12,73	12,53	12,21	10,88

Tableau C.3 (suite) : Clinopyroxènes des diabases filoniennes.

N° d'échantillon	SE 49	SE 49	SE 49	SE 49	B 12	B 12	B 12	B 12	B 12	B 12
N° d'analyse	37	38	39	40	5	7	12	13	14	17
Analyses en % pds.										
SiO2	50,16	50,57	50,18	49,27	50,56	49,43	49,05	50,35	49,75	50,19
FeO	7,67	6,98	6,71	6,51	10,36	11,19	11,08	10,17	12,01	11,18
Na2O	0,41	0,35	0,44	0,47	0,56	0,44	0,54	0,44	0,51	0,37
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al2O3	3,22	3,41	4,39	4,66	1,57	1,77	1,99	1,56	2,13	1,67
MnO	0,22	0,23	0,14	0,20	0,45	0,23	0,37	0,33	0,26	0,38
MgO	16,45	16,44	15,93	15,81	13,39	13,43	13,47	13,78	13,64	14,09
CaO	19,51	20,44	20,49	20,29	20,74	21,07	20,95	21,76	20,20	20,02
TiO2	0,98	0,76	1,08	1,07	0,46	0,65	0,70	0,52	0,65	0,55
Cr2O3	0,25	0,33	0,42	0,52	0,03	0,02	0,09	0,11	0,05	0,01
Total	98,88	99,51	99,79	98,82	98,12	98,22	98,24	99,01	99,20	98,50
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes										
Si	1,88	1,88	1,86	1,84	1,94	1,91	1,89	1,92	1,90	1,92
Fe	0,24	0,22	0,21	0,20	0,33	0,36	0,36	0,32	0,38	0,36
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,14	0,15	0,19	0,21	0,07	0,08	0,09	0,07	0,10	0,08
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,92	0,91	0,88	0,88	0,77	0,77	0,77	0,78	0,78	0,80
Ca	0,78	0,81	0,81	0,81	0,85	0,87	0,87	0,89	0,83	0,82
Ti	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total des cations	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	4,05	4,06	4,05	4,05	4,04
Fe/(Fe+Mg)	0,21	0,20	0,19	0,19	0,30	0,32	0,32	0,29	0,33	0,31
Wo	40,18	41,77	42,69	42,69	43,37	43,29	43,10	44,29	41,43	41,16
En	47,13	46,72	46,17	46,28	38,96	38,39	38,53	39,01	38,91	40,29
Fs	12,70	11,51	11,14	11,03	17,67	18,32	18,38	16,69	19,65	18,56

Tableau C.4 : Clinopyroxènes des gabbros filoniens.

N° d'échantillon	SE 51	SE 51	SE 51	SE 51	SE 51	SE 51
N° d'analyse	41	42	43	44	45	46
Analyses en % pds.						
SiO2	51,35	52,23	52,23	51,84	51,77	52,02
FeO	5,59	5,25	5,83	5,75	4,89	5,69
Na2O	0,49	0,46	0,45	0,61	0,31	0,57
K2O	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,03
Al2O3	2,20	2,25	2,05	2,33	0,94	2,16
MnO	0,19	0,21	0,18	0,14	0,23	0,19
MgO	16,53	16,58	16,52	16,61	16,49	16,25
CaO	21,78	22,16	22,05	22,00	23,13	21,93
TiO2	0,73	0,71	0,60	0,70	0,20	0,61
Cr2O3	0,04	0,06	0,02	0,00	0,05	0,08
Total	98,89	99,92	99,96	100,02	98,02	99,53
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes						
Si	1,91	1,92	1,93	1,91	1,95	1,93
Fe	0,17	0,16	0,18	0,18	0,15	0,18
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,10	0,10	0,09	0,10	0,04	0,09
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,92	0,91	0,91	0,91	0,92	0,90
Ca	0,87	0,87	0,87	0,87	0,93	0,87
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total des cations	4,03	4,03	4,03	4,04	4,04	4,03
Fe/(Fe+Mg)	0,84	0,84	0,83	0,83	0,85	0,83
Wo	44,19	44,78	44,34	44,26	46,20	44,65
En	46,66	46,60	46,23	46,48	45,81	46,02
Fs	9,15	8,62	9,43	9,26	7,99	9,34

Tableau C.5 : Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des ferrogabbros filoniens.

N° d'échantillon	SE 51	SE 51	SE 51	PM 114		PM 114		PM 114			PM 114	RR 143-1		RR 143-1		RR 143-1
N° d'analyse	47	48	49	59	61	62	64	65	66	67	68	115	116	117	118	119
Analyses en % pds.																
SiO2	51,43	51,39	51,68	50,96	51,71	51,10	53,11	50,86	50,83	51,48	52,13	51,22	51,09	50,84	50,21	50,35
FeO	5,66	5,27	5,11	7,98	7,46	7,45	6,23	7,27	7,57	6,82	7,52	13,93	13,28	13,07	14,05	14,60
Na2O	0,49	0,39	0,34	0,68	0,38	0,46	0,42	0,59	0,44	0,50	0,47	0,47	0,49	0,56	0,94	0,82
K2O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Al2O3	2,17	2,22	2,00	2,64	2,24	2,32	1,08	2,58	3,04	2,52	2,51	1,27	1,77	1,73	1,50	2,14
MnO	0,25	0,26	0,22	0,25	0,09	0,20	0,30	0,20	0,25	0,13	0,13	0,42	0,41	0,29	0,36	0,47
MgO	16,72	16,74	16,72	15,51	15,96	16,29	16,35	14,95	15,05	15,69	15,15	12,32	12,76	12,68	11,36	11,14
CaO	22,02	21,81	22,64	20,57	21,77	21,11	22,80	22,06	21,45	21,54	21,55	19,92	19,75	20,30	20,17	18,75
TiO2	0,68	0,67	0,69	0,96	0,92	0,88	0,20	0,55	1,03	0,97	0,85	0,53	0,77	0,75	0,54	0,69
Cr2O3	0,05	0,10	0,04	0,06	0,00	0,05	0,04	0,01	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,47	98,85	99,43	99,65	100,51	99,87	100,53	99,05	99,65	99,66	100,38	100,09	100,33	100,23	99,15	98,99
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes																
Si	1,91	1,91	1,91	1,90	1,91	1,90	1,95	1,91	1,89	1,91	1,92	1,95	1,93	1,93	1,94	1,94
Fe	0,18	0,16	0,16	0,25	0,23	0,23	0,19	0,23	0,24	0,21	0,23	0,44	0,42	0,41	0,45	0,47
Na	0,04	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,07	0,06
K	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
Al	0,09	0,10	0,09	0,12	0,10	0,10	0,05	0,11	0,13	0,11	0,11	0,06	0,08	0,08	0,07	0,10
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,92	0,93	0,92	0,86	0,88	0,90	0,90	0,84	0,84	0,87	0,83	0,70	0,72	0,72	0,65	0,64
Ca	0,88	0,87	0,90	0,82	0,86	0,84	0,90	0,89	0,86	0,86	0,85	0,81	0,80	0,82	0,83	0,77
Ti	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr	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 des cations	4,04	4,03	4,03	4,04	4,03	4,04	4,03	4,04	4,03	4,03	4,01	4,02	4,02	4,03	4,05	4,02
Fe/(Fe+Mg)	0,83	0,84	0,85	0,77	0,79	0,79	0,82	0,78	0,77	0,80	0,78	0,60	0,62	0,63	0,58	0,57
Wo	44,13	44,14	45,23	42,35	43,66	42,44	45,03	45,31	44,24	44,14	44,34	41,28	40,97	41,97	42,71	40,75
En	46,61	47,12	46,47	44,41	44,52	45,55	44,91	42,72	43,17	44,73	43,37	35,50	36,85	36,47	33,46	33,67
Fs	9,26	8,74	8,30	13,24	11,82	12,01	10,07	11,98	12,59	11,12	12,29	23,22	22,18	21,56	23,83	25,58

Tableau C.6 : Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des leucoferrodiorites.

N° d'échantillon	RR 143-1			RR 143-1		RR 143-1	RR 143-2		RR 143-2			RR 143-2
N° d'analyse	120	121	122	123	124	125	126	135	136	137	138	139	140
Analyses en % pds.													
SiO2	50,92	51,18	50,61	50,69	50,97	51,28	51,52	50,22	50,29	50,01	49,07	51,72	51,06
FeO	12,30	13,35	16,57	16,43	17,47	17,68	17,09	17,24	16,84	16,16	18,27	16,59	17,16
Na2O	0,50	0,63	0,56	0,52	0,70	0,47	0,57	0,82	0,51	0,73	1,17	0,68	1,06
K2O	0,00	0,05	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00
Al2O3	1,81	1,81	0,89	0,89	0,75	0,15	0,83	1,21	1,00	1,08	1,97	1,19	1,19
MnO	0,39	0,42	0,37	0,63	0,57	0,56	0,43	0,34	0,40	0,44	0,44	0,44	0,49
MgO	13,37	12,70	10,96	10,71	9,82	9,75	10,82	10,24	10,94	10,42	9,76	10,58	9,62
CaO	19,93	19,84	19,00	19,76	20,19	21,07	19,87	18,73	19,45	19,81	17,25	19,67	19,44
TiO2	0,72	0,62	0,43	0,46	0,17	0,04	0,36	0,49	0,49	0,45	0,46	0,43	0,43
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Total	99,93	100,60	99,40	100,08	100,69	101,07	101,53	99,31	99,93	99,10	98,42	101,32	100,46
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes													
Si	1,93	1,93	1,96	1,96	1,97	1,97	1,96	1,95	1,94	1,95	1,94	1,96	1,97
Fe	0,39	0,42	0,54	0,53	0,56	0,57	0,54	0,56	0,54	0,53	0,60	0,53	0,55
Na	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,06	0,09	0,05	0,08
K	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
Al	0,08	0,08	0,04	0,04	0,03	0,01	0,04	0,06	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,75	0,72	0,63	0,62	0,56	0,56	0,61	0,59	0,63	0,61	0,57	0,60	0,55
Ca	0,81	0,80	0,79	0,82	0,83	0,87	0,81	0,78	0,81	0,83	0,73	0,80	0,80
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	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 des cation	4,03	4,03	4,03	4,03	4,04	4,04	4,03	4,03	4,04	4,04	4,05	4,02	4,03
Fe/(Fe+Mg)	0,65	0,62	0,54	0,53	0,49	0,49	0,52	0,51	0,53	0,53	0,48	0,53	0,49
Wo	41,14	41,10	40,03	41,18	42,11	43,10	40,88	40,11	40,41	41,91	37,97	41,25	41,72
En	38,41	36,62	32,11	31,05	28,50	27,75	30,97	30,50	31,62	30,66	29,89	30,87	28,70
Fs	20,45	22,28	27,86	27,77	29,38	29,14	28,15	29,39	27,96	27,43	32,15	27,88	29,57

Tableau C.7 : Ilménites de la série de Rospigliani. *(PM 114 : ferrogabbro, RR 143-1 et RR 143-2 : leucoferrodiorites)*

N° d'échantillon	PM 114	PM 114	PM 114	PM 114	RR 143-1	RR 143-1	RR 143-1	RR 143-1	RR 143-1	RR 143-2
N° d'analyse	75	77	78	79	129	130	131	132	134	144
Analyses en % pds.										
TiO2	50,56	51,57	42,92	44,67	50,5	49,69	50,75	50,72	50,51	51,79
FeO	45,42	45,62	38,61	40,17	41,41	40,93	41,85	41,86	41,35	44,23
Fe2O3	1,98	0	17,74	13,14	4,88	5,22	4,37	4,85	4,39	2,46
MgO	0,03	0,02	0,01	0	0,01	0	0,01	0,06	0,06	0,04
MnO	0	0,07	0	0,02	3,92	3,71	3,78	3,59	3,95	2,31
Cr2O3	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0,08
SiO2	0,09	0,07	0,22	0,15	0,07	0,03	0	0,04	0,07	0,01
Al2O3	0,02	0,01	0,05	0,03	0	0,01	0,07	0	0,04	0,05
Na2O	0	0	0	0	0,02	0	0,04	0	0	0,03
K2O	0,02	0	0	0	0,02	0	0,03	0	0	0
CaO	0,06	0,13	0,02	0,32	0	0,04	0,1	0,02	0,15	0,04
Total	98,18	97,48	99,59	98,51	100,83	99,63	101,01	101,13	100,52	101,03
Formules structurales sur la base de 4 cations										
Ti	1,96	2,00	1,65	1,73	1,91	1,90	1,91	1,91	1,91	1,95
Fe2+	1,95	1,97	1,65	1,73	1,74	1,74	1,75	1,75	1,74	1,85
Fe3+	0,08	0,00	0,68	0,51	0,18	0,20	0,16	0,18	0,17	0,09
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,16	0,16	0,15	0,17	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Total des cations	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,00
Fe/Fe+Mg	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Tableau C.8 : Analyses et formules structurales des amphiboles brunes (gabbros)

N° d'échantillon	SE 45	SE 45	SE 45	SE 45	SE 45	SE 45	SE 45	SE 45	SE 46	SE 46	SE 46	SE 46	SE 46	SE 46	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175
N° d'analyse	50	51	52	53	54	55	56	57	84	86	87	88	89	90	45	46	50	79	80	84	86
Analyses en % pds.																					
SiO2	43,49	43,68	43,24	43,41	43,66	43,25	42,75	42,26	45,17	47,70	45,47	44,29	50,55	48,14	45,11	44,01	43,59	43,75	44,13	43,39	43,65
TiO2	3,23	3,59	3,33	3,31	3,41	3,39	4,04	4,26	2,89	1,74	2,72	2,87	1,24	1,53	3,39	3,55	3,48	3,5	3,24	3,43	3,56
Al2O3	10,56	10,74	10,76	10,68	10,79	10,86	10,49	10,03	9,99	6,23	9,55	10,36	5,61	7,83	9,69	10,15	10,67	10,24	10,03	10,52	10,32
Cr2O3	0,02	0,01	0,00	0,05	0,07	0,40	0,05	0,03	0,18	0,11	0,19	0,16	0,01	0,00	0,14	0,07	0,06	0,1	0,24	0,11	0,15
FeO	13,60	13,90	13,46	13,27	13,14	13,56	14,20	15,24	13,53	15,45	14,52	12,28	13,35	13,35	9,94	9,96	10,33	10,61	10,45	10,22	10,45
MnO	0,12	0,20	0,06	0,24	0,19	0,13	0,14	0,18	0,18	0,24	0,13	0,12	0,24	0,23	0,09	0,17	0,11	0	0,15	0,08	0,15
MgO	12,77	12,59	13,67	13,51	13,62	13,62	12,52	11,52	13,38	12,74	13,24	13,55	14,53	14,29	14,86	14,65	14,6	14,33	14,74	14,54	14,56
CaO	10,75	10,73	10,94	11,05	11,23	11,03	10,57	10,33	10,76	10,46	10,79	10,96	11,46	11,22	10,65	10,67	10,7	11,34	11,23	10,94	10,79
Na2O	3,15	3,29	3,11	3,17	3,13	3,01	3,36	2,73	2,77	2,65	2,53	2,61	1,03	1,74	2,6	2,84	2,74	2,74	2,6	2,76	2,81
K2O	0,09	0,06	0,10	0,14	0,18	0,14	0,04	0,07	0,18	0,13	0,12	0,34	0,10	0,15	0,15	0,11	0,13	0,13	0,17	0,12	0,17
H2O calculé	2,03	2,04	2,04	2,05	2,06	2,05	2,02	1,99	2,06	2,02	2,06	2,04	2,07	2,07	2,05	2,03	2,03	2,03	2,04	2,02	2,03
Total	99,81	100,83	100,71	100,88	101,48	101,44	100,18	98,64	101,09	99,47	101,32	99,58	100,19	100,55	98,67	98,21	98,44	98,77	99,02	98,13	98,64
Formules structurales sur la base de 23 oxygènes (Leake, 1978)																					
Si	6,36	6,34	6,24	6,27	6,28	6,20	6,26	6,29	6,48	7,00	6,50	6,44	7,21	6,86	6,54	6,43	6,34	6,41	6,42	6,36	6,36
Al IV	1,64	1,66	1,76	1,73	1,72	1,80	1,74	1,71	1,52	1,00	1,50	1,56	0,79	1,14	1,46	1,57	1,66	1,59	1,58	1,64	1,64
Al VI	0,18	0,17	0,07	0,09	0,10	0,04	0,06	0,05	0,16	0,08	0,11	0,22	0,15	0,18	0,19	0,18	0,17	0,18	0,13	0,17	0,14
Ti	0,36	0,39	0,36	0,36	0,37	0,37	0,44	0,48	0,31	0,19	0,29	0,31	0,13	0,16	0,37	0,39	0,38	0,39	0,35	0,38	0,39
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
Fe (3+)	0,48	0,44	0,72	0,60	0,55	0,76	0,52	0,63	0,64	0,47	0,77	0,54	0,58	0,72	0,48	0,47	0,60	0,30	0,48	0,48	0,54
Fe (2+)	1,18	1,24	0,90	1,00	1,03	0,87	1,22	1,27	0,98	1,42	0,96	0,96	1,01	0,87	0,72	0,75	0,65	1,00	0,79	0,77	0,74
Mn	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
Mg	2,78	2,72	2,94	2,91	2,92	2,91	2,73	2,55	2,86	2,79	2,82	2,94	3,09	3,04	3,21	3,19	3,17	3,13	3,19	3,17	3,16
Ca	1,68	1,67	1,69	1,71	1,73	1,69	1,66	1,65	1,65	1,65	1,65	1,71	1,75	1,71	1,65	1,67	1,67	1,78	1,75	1,72	1,69
Na B	0,32	0,33	0,31	0,29	0,27	0,31	0,34	0,35	0,35	0,35	0,35	0,29	0,25	0,29	0,35	0,33	0,33	0,22	0,25	0,28	0,31
Na A	0,58	0,59	0,56	0,60	0,60	0,53	0,61	0,43	0,42	0,40	0,35	0,44	0,04	0,20	0,38	0,47	0,44	0,56	0,48	0,50	0,48
K	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
Total	15,59	15,60	15,58	15,62	15,63	15,56	15,62	15,45	15,46	15,42	15,38	15,51	15,05	15,22	15,41	15,49	15,47	15,58	15,51	15,52	15,51
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe/(Fe+Mg)	0,30	0,31	0,24	0,26	0,26	0,23	0,31	0,33	0,26	0,34	0,25	0,25	0,25	0,22	0,18	0,19	0,17	0,24	0,20	0,19	0,19

Tableau C.9 : L'orthopyroxène tardi-magmatique (troctolites).

N° d'échantillon	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 98	CA 98	CA 98	CA 98	CA 98
N° d'analyse	3	5	6	7	8	10	11	12	13	37	38	39	44	50
Analyses en % pds.														
SiO2	56,19	56,34	55,77	55,51	56,22	55,83	55,87	56,12	55,91	56,39	56,76	56,53	55,84	56,73
Al2O3	1,33	1,4	1,49	1,44	1,45	1,55	1,45	1,37	1,47	1,41	1,07	1,34	1,26	1,3
Cr2O3	0,15	0,13	0,1	0,11	0,24	0,2	0,1	0,21	0,16	0,01	0	0	0,06	0
FeO	8,74	9,2	9,2	9,24	9,41	8,98	9,39	8,92	9,48	9,71	9,27	9,34	8,89	9,7
TiO2	0,42	0,53	0,62	0,52	0,62	0,49	0,39	0,33	0,47	0,38	0,39	0,41	0,6	0,36
MgO	32,53	32,08	32,19	32,24	32,09	32,14	32,86	32,68	32,41	32,45	32,9	32,52	32,42	32,52
MnO	0,25	0,26	0,18	0,27	0,19	0,28	0,21	0,29	0,25	0,21	0,28	0,25	0,25	0,2
CaO	0,71	1,02	1,22	1,16	1,15	0,95	0,82	0,6	0,96	0,8	0,81	0,76	0,97	0,8
Na2O	0	0	0	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0,01	0,08	0	0,02	0,02	0,01
K2O	0	0,01	0,02	0	0	0,01	0	0	0	0,03	0	0	0	0
NiO	0,05	0,1	0	0,15	0	0,09	0	0,11	0,07	0	0,11	0,11	0,01	0,14
Total	100,4	101,1	100,8	100,7	101,4	100,5	101,1	100,6	101,2	101,5	101,6	101,3	100,3	101,8
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes														
Si	1,96	1,95	1,94	1,94	1,95	1,95	1,94	1,95	1,94	1,95	1,96	1,96	1,95	1,96
Al	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05
Fe 2+	0,25	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,27	0,26	0,28	0,28	0,27	0,27	0,26	0,28
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,69	1,66	1,67	1,68	1,66	1,67	1,70	1,69	1,68	1,67	1,69	1,68	1,69	1,67
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
K	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
Ni	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 des cations	4,00	4,00	4,01	4,02	4,00	4,01	4,02	4,01	4,02	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01
Fe/(Fe+Mg)	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15
Wo	1,33	1,92	2,29	2,18	2,16	1,80	1,51	1,12	1,80	1,49	1,50	1,41	1,82	1,48
En	85,41	84,15	83,98	83,93	83,78	84,53	84,61	85,38	84,04	84,08	84,71	84,59	84,76	84,15
Fs	13,25	13,93	13,74	13,89	14,06	13,66	13,88	13,50	14,16	14,43	13,79	14,00	13,42	14,37

Tableau C.10 : Les olivines (troctolites).

N° d'échantillon	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 98	CA 98
N° d'analyse	17	18	19	20	47	51
Analyses en % pds.						
SiO2	40,4	40,22	40,32	40,28	40,68	40,42
Al2O3	0	0	0,01	0,02	0	0
Cr2O3	0	0	0,01	0	0	0
FeO	13,84	14,09	14,15	14,67	14,97	14,75
TiO2	0,03	0,05	0	0,08	0,04	0
MgO	46,47	46,69	46,47	46,59	46,12	45,87
MnO	0,15	0,23	0,08	0,28	0,13	0,13
CaO	0,03	0,08	0,03	0,04	0,02	0,02
Na2O	0,04	0	0	0	0,03	0
K2O	0,03	0	0,01	0,01	0,02	0
NiO	0,14	0,3	0,26	0,12	0,14	0,18
Total	101,1	101,7	101,3	102,1	102,1	101,4
Formules structurales sur la base de 4 oxygènes						
Si	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe 2+	0,29	0,29	0,29	0,30	0,31	0,30
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,71	1,71	1,71	1,71	1,69	1,69
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Total des cations	3,00	3,01	3,00	3,01	3,00	3,00
Fe/(Fe+Mg)	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15
Fo	85,43	85,06	85,12	84,65	84,37	84,46
Fa	14,57	14,94	14,88	15,35	15,63	15,54

Tableau C.11 : Ilménites tardi-magmatiques (troctolites).

N° d'échantillon	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97	CA 97
N° d'analyse	34	35	36	40	41	42	43
Analyses en % pds.							
TiO2	50,27	50,55	49,92	53,22	53,62	53,83	53,60
FeO	32,94	33,80	30,91	29,35	29,74	29,64	29,76
Fe2O3	9,91	10,11	9,61	7,42	7,34	6,16	6,78
MgO	6,68	6,21	7,65	10,14	10,22	10,36	10,21
MnO	0,41	0,58	0,46	0,53	0,38	0,41	0,39
Cr2O3	0,11	0,02	0,06	0,15	0,23	0,15	0,13
SiO2	0,00	0,12	0,67	0,01	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,02	0,00	0,13	0,05	0,03	0,05	0,13
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,05	0,01	0,02	0,04	0,00	0,04	0,02
NiO	0,00	0,00	0,12	0,00	0,02	0,16	0,09
Total	100,39	101,45	99,56	100,92	101,59	100,80	101,10
Formules structurales sur la base de 4 cations							
Ti	1,82	1,81	1,80	1,86	1,86	1,88	1,87
Fe2+	1,32	1,35	1,24	1,14	1,15	1,15	1,16
Fe3+	0,36	0,36	0,35	0,26	0,26	0,22	0,24
Mg	0,48	0,44	0,55	0,70	0,70	0,72	0,71
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Si	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total des cations	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00
Fe/Fe+Mg	0,78	0,80	0,75	0,67	0,67	0,66	0,67

Tableau C.12 : Ilménites magmatiques (ferrogabbros).

N° d'échantillon	SE 46	SE 46	SE 46	SE 46	SE 46	SE 46	SE 46
N° d'analyse	104	105	106	108	109	110	111
Analyses en % pds.							
TiO2	49,54	48,60	48,76	50,46	50,92	53,83	53,27
FeO	41,71	40,79	41,08	42,57	43,25	43,89	44,48
Fe2O3	6,88	7,68	6,63	2,85	2,06	0,00	0,31
MgO	0,05	0,10	0,08	0,10	0,02	0,08	0,12
MnO	2,80	2,70	2,63	2,76	2,53	3,46	3,18
Cr2O3	0,10	0,00	0,03	0,06	0,03	0,00	0,00
SiO2	0,13	0,07	0,00	0,09	0,08	0,00	0,04
Al2O3	0,06	0,00	0,02	0,21	0,07	0,00	0,00
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02
K2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,06	0,05	0,06	0,15	0,07	0,12	0,12
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Total	101,38	99,98	99,30	99,27	99,03	101,38	101,61
Formules structurales sur la base de 4 cations							
Ti	1,86	1,85	1,87	1,93	1,95	2,01	1,99
Fe2+	1,74	1,73	1,75	1,81	1,84	1,82	1,85
Fe3+	0,26	0,29	0,25	0,11	0,08	0,00	0,01
Mg	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mn	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,15	0,13
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total des cations	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	3,99	4,00
Fe/Fe+Mg	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Tableau C.13 : Analyses et formules structurales des clinopyroxènes 1 et 2 dans une euphotide (B 170)

	Clinopyroxènes 1							Clinopyroxènes 2						
N° d'analyse	**18**	**19**	**20**	**21**	**22**	**23**	**24**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**16**	**17**
	Analyses en % pds.													
SiO2	53,15	53,11	52,71	52,98	52,89	52,88	52,91	52,85	52,85	53,05	53,31	52,18	53,17	53,48
TiO2	0,81	0,75	0,75	0,75	0,78	0,75	0,71	0,87	0,86	0,74	0,80	0,75	0,73	0,63
Al2O3	2,27	2,40	2,28	2,23	2,08	2,07	2,23	2,25	2,25	1,98	2,12	2,21	1,97	1,85
Cr2O3	0,07	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,08
FeO	6,13	6,49	6,22	6,26	6,36	6,27	6,69	6,19	6,61	6,28	6,81	6,39	6,29	6,26
NiO	0,01	0,01	0,09	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MnO	0,09	0,25	0,25	0,17	0,15	0,18	0,24	0,19	0,16	0,08	0,19	0,12	0,15	0,36
MgO	15,47	15,83	15,62	15,52	15,62	15,74	15,71	15,61	15,60	15,40	15,86	15,68	15,44	16,05
CaO	20,66	21,05	20,90	21,18	21,06	20,79	20,41	20,58	20,57	21,13	20,52	20,31	20,94	21,06
Na2O	0,42	0,40	0,38	0,44	0,37	0,33	0,42	0,42	0,38	0,36	0,51	0,42	0,43	0,44
K2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Total	99,13	100,35	99,24	99,56	99,34	99,05	99,34	99,01	99,39	99,01	100,10	98,10	99,23	100,21
	Formules structurales sur la base de 6 oxygènes													
Si	1,96	1,94	1,95	1,95	1,96	1,96	1,96	1,96	1,95	1,97	1,96	1,95	1,97	1,96
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08
Cr	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
Fe	0,19	0,20	0,19	0,19	0,20	0,19	0,21	0,19	0,20	0,19	0,21	0,20	0,19	0,19
Ni	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
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,85	0,86	0,86	0,85	0,86	0,87	0,87	0,86	0,86	0,85	0,87	0,87	0,85	0,88
Ca	0,82	0,83	0,83	0,84	0,83	0,82	0,81	0,82	0,81	0,84	0,81	0,81	0,83	0,83
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
K	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
FM	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19
WO	43,92	43,55	43,83	44,31	43,99	43,57	42,81	43,53	43,25	44,46	42,71	43,03	44,14	43,37
EN	45,76	45,56	45,58	45,18	45,39	45,88	45,83	45,92	45,63	45,09	45,92	46,2	45,27	45,97
FS	10,32	10,89	10,59	10,51	10,62	10,55	11,35	10,55	11,11	10,45	11,38	10,77	10,6	10,66

Tableau C.14 : Analyses et formules structurales des amphiboles vertes (gabbros, zones non minéralisées).

N° d'échantillon	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175	B 175	N 153	N 153	N 153	N 153	N 153	N 153	N 153	N 154	N 154	N 154	N 154	N 154	N 154	N 157	N 157	N 157	N 157	N 157	N 157	N 157
N° d'analyse	46	48	51	52	53	54	61	69	70	71	72	74	75	79	80	92	93	94	95	96	98	100	101	102	103	106	107	108	
Analyses en % pds.																													
SiO2	50,2	55	55	51,7	50,1	50,5	49,2	53,5	57,7	54	50,3	53,6	54,7	51,9	57	54,4	51,7	53,4	53,3	54,3	52,4	51	52,1	48,3	56,2	54,6	53,8	54	
TiO2	0,33	0,09	0,06	0,46	0,54	0,41	0	0,35	0,01	0,16	0,38	0,18	0,16	0,4	0,06	0,08	0,2	0,19	0,31	0,03	0,2	0,91	0,24	0,72	0	0,02	0,26	0,21	
Al2O3	7,06	2,79	3,76	5,38	6,95	7,24	8,79	3,88	0,52	1,69	4,68	2,77	1,75	3,86	0,48	1,48	3,61	1,75	1,82	4,56	1,62	5,02	3,33	7,85	0,58	2,47	1,84	2,09	
Cr2O3	0	0,1	0,06	0,31	0,18	0,05	0	0,29	0,08	0	0,02	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0,07	0,04	0	0,04	0,03	0	0,05	0,08	0,11	
FeO	11,2	8,7	7,89	11,1	11,8	11,7	8,94	9,88	7,68	16,5	17,9	13,1	12,4	15,2	10,3	16,5	17,1	19,2	18,2	10,5	17,1	9,27	13,3	15,3	5,98	5,92	12,1	11,9	
MnO	0,24	0,13	0,15	0,14	0,19	0,21	0,15	0,22	0,15	0,34	0,18	0,22	0,3	0,29	0,14	0,32	0,3	0,38	0,21	0,22	0,31	0,14	0,2	0,2	0,24	0,09	0,14	0,14	
MgO	15,4	18,7	20,9	16,4	15	15,7	17,7	16,6	19,8	13,9	12,1	15,1	15,6	13,2	17,7	14	13,9	12,3	13,2	16,7	13,7	18,5	15,7	13	21,1	19,1	16,3	17	
CaO	11,5	12,2	9,99	12	12	11,9	11,7	12,4	12,1	12,4	12,2	12,5	12,5	11,3	12,5	11,9	10,7	11	11,2	12,6	11,3	11,2	12,6	12,1	12,6	13,4	12,7	12	
Na2O	1,62	0,8	0,76	1,22	1,48	1,66	1,95	0,73	0,78	0,35	0,78	0,45	0,32	0,94	0,28	0,32	0,97	0,63	0,66	0,6	0,58	0,85	0,55	0,87	0,35	0,4	0,27	0,29	
K2O	0,03	0,07	0,05	0,03	0,09	0,05	0,03	0,04	0,01	0	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0,1	0,05	0,06	0,03	0,03	0,06	0,02	0,03	0,07	0,08	0,01	0,02	
H2O Calculé	2,1	2,16	2,21	2,13	2,1	2,14	2,16	2,11	2,18	2,09	2,06	2,09	2,09	2,06	2,14	2,1	2,11	2,08	2,09	2,16	2,06	2,14	2,1	2,08	2,16	2,11	2,09	2,12	
Total	99,7	101	101	101	100	101	101	100	101	101	101	100	99,9	99,3	101	101	101	101	101	102	99,3	99,2	100	100	99,3	98,3	99,6	99,8	
Formules structurales sur la base de 23 oxygènes (Leake, 1978)																													
Si	7,15	7,63	7,47	7,27	7,13	7,08	6,84	7,58	7,94	7,73	7,33	7,68	7,83	7,55	7,99	7,77	7,35	7,68	7,64	7,54	7,61	7,13	7,45	6,94	7,81	7,75	7,70	7,62	
Al IV	0,85	0,37	0,53	0,73	0,87	0,92	1,16	0,42	0,06	0,27	0,67	0,32	0,17	0,45	0,01	0,23	0,61	0,30	0,31	0,46	0,28	0,83	0,55	1,06	0,10	0,25	0,30	0,35	
Al VI	0,34	0,08	0,07	0,17	0,30	0,28	0,28	0,23	0,02	0,01	0,13	0,15	0,13	0,21	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,01	0,27	0,00	0,17	0,01	0,00	
Ti	0,04	0,01	0,01	0,05	0,06	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,10	0,03	0,08	0,00	0,00	0,03	0,02	
Cr	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	
Fe (3+)	0,48	0,40	0,90	0,49	0,35	0,52	0,87	0,12	0,25	0,34	0,43	0,15	0,07	0,36	0,08	0,46	1,09	0,73	0,73	0,24	0,77	1,08	0,48	0,65	0,43	0,00	0,23	0,64	
Fe (2+)	0,86	0,61	0,00	0,81	1,05	0,85	0,17	1,05	0,64	1,64	1,75	1,42	1,42	1,48	1,13	1,51	0,95	1,58	1,45	0,99	1,30	0,00	1,11	1,19	0,26	0,70	1,22	0,77	
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	
Mg	3,26	3,87	4,22	3,43	3,20	3,28	3,66	3,50	4,07	2,96	2,63	3,23	3,33	2,87	3,70	2,97	2,95	2,65	2,82	3,46	2,97	3,86	3,35	2,78	4,37	4,05	3,49	3,58	
Ca	1,75	1,81	1,45	1,80	1,83	1,79	1,74	1,88	1,79	1,90	1,90	1,92	1,92	1,76	1,88	1,82	1,64	1,69	1,71	1,88	1,75	1,68	1,93	1,87	1,87	2,04	1,96	1,82	
NaB	0,25	0,19	0,20	0,20	0,17	0,21	0,26	0,13	0,21	0,10	0,10	0,08	0,08	0,24	0,08	0,09	0,27	0,18	0,18	0,12	0,16	0,23	0,07	0,13	0,09	0,00	0,05	0,08	
NaA	0,20	0,03	0,00	0,13	0,24	0,24	0,27	0,08	0,00	0,00	0,12	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08	0,11	0,00	0,11	0,03	0,00	
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	
Total	15,21	15,04	14,88	15,14	15,25	15,25	15,27	15,08	15,00	14,99	15,13	15,05	15,01	15,04	14,96	14,91	14,92	14,88	14,91	15,04	14,92	14,94	15,08	15,11	14,98	15,10	15,03	14,90	
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Fe/(Mg+Fe)	0,21	0,14	0,00	0,19	0,25	0,21	0,05	0,23	0,14	0,36	0,40	0,31	0,30	0,34	0,23	0,34	0,24	0,37	0,34	0,22	0,31	0,00	0,25	0,30	0,06	0,15	0,26	0,18	

Tableau C.15 : Analyses et formules structurales des amphiboles vertes (gabbros, zones minéralisées).

N° d'échantillon	B 167	B 167	RU 56	RU 56	RU 56	B 169	B 169	B 169	B 169	B 169	B 169	B 170	B 170	B 170	B 170
N° d'analyse	19	21	60	62	63	30	31	32	33	39	42	25	29	30	31
Analyses en % pds.															
SiO2	52,75	51,26	55,00	54,86	53,08	56,78	57,33	57,09	58,34	57,39	56,47	55,50	53,96	52,25	55,47
TiO2	0,34	0,45	0,24	0,25	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,42	0,36	0,12
Al2O3	1,75	2,44	2,26	2,18	3,43	1,01	1,19	0,86	0,70	1,18	1,27	2,17	1,23	1,19	1,99
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,11
FeO	21,44	23,28	10,26	11,45	10,39	5,31	4,34	4,49	3,81	5,43	5,98	6,50	5,97	5,96	7,35
MnO	0,62	0,50	0,13	0,11	0,47	0,23	0,30	0,10	0,19	0,30	0,36	0,10	0,19	0,31	0,21
MgO	10,23	8,99	15,64	16,07	15,51	22,05	22,25	21,74	23,01	20,99	20,91	21,23	15,61	15,82	22,00
CaO	9,61	10,34	12,11	11,93	11,64	12,06	11,22	12,01	12,08	12,00	11,82	11,83	22,55	21,65	9,46
Na2O	0,77	0,98	0,50	0,44	0,90	0,39	0,32	0,52	0,27	0,37	0,33	0,58	0,28	0,22	0,40
K2O	0,02	0,13	0,07	0,00	0,06	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,06
H2O Calculé	2,05	2,02	2,08	2,09	2,07	2,16	2,16	2,15	2,20	2,16	2,14	2,19	2,13	2,08	2,18
Total	99,58	100,39	98,30	99,38	98,29	100,01	99,11	98,97	100,60	99,83	99,28	100,16	102,46	99,85	99,35
Formules structurales sur la base de 23 oxygènes (Leake, 1978)															
Si	7,73	7,59	7,96	7,82	7,68	7,73	7,78	7,87	7,83	7,86	7,77	7,60	7,58	7,54	7,62
Al IV	0,28	0,41	0,04	0,18	0,32	0,27	0,22	0,13	0,17	0,14	0,23	0,35	0,20	0,20	0,32
Al VI	0,03	0,02	0,34	0,18	0,26	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,04	0,05	0,03	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe(3+)	0,94	0,70	0,00	0,18	0,04	0,75	0,90	0,44	0,67	0,46	0,67	0,74	0,00	0,00	0,84
Fe(2+)	1,69	2,18	1,49	1,18	1,22	0,00	0,00	0,07	0,00	0,17	0,02	0,00	0,70	0,72	0,00
Mn	0,08	0,06	0,02	0,01	0,06	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,04	0,02
Mg	2,23	1,99	3,37	3,41	3,34	4,48	4,50	4,46	4,61	4,29	4,29	4,33	3,27	3,40	4,50
Ca	1,51	1,64	1,88	1,82	1,80	1,76	1,63	1,77	1,74	1,76	1,74	1,74	3,39	3,35	1,39
Na B	0,22	0,28	0,12	0,12	0,20	0,10	0,08	0,14	0,07	0,10	0,09	0,15	0,00	0,00	0,11
Na A	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06	0,00
K	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Total	14,73	14,95	15,03	14,94	15,07	14,87	14,72	14,91	14,81	14,86	14,83	14,93	15,31	15,35	14,84
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe/(Fe+Mg)	0,43	0,52	0,31	0,26	0,27	0,03	0,10	0,02	0,06	0,04	0,00	0,00	0,18	0,17	0,00

Tableau C.16 : Amphiboles vertes (dolérites massives, zones non minéralisées).

N° d'échantillon	I 1	I 1
N° d'analyse	110	112
Analyses en % pds.		
SiO2	57,17	56,85
TiO2	0,00	0,04
Al2O3	0,66	0,44
Cr2O3	0,01	0,01
FeO	10,25	8,13
MnO	0,21	0,33
MgO	17,59	19,49
CaO	11,22	12,81
Na2O	0,87	0,31
K2O	0,00	0,00
H2O Calc	2,14	2,16
Total	100,41	100,78
Formules structurales sur la base de 23 oxygènes		
Si	8,00	7,90
Al IV	0,00	0,07
Al VI	0,11	0,00
Ti	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00
Fe (3+)	0,29	0,22
Fe (2+)	0,91	0,73
Mn	0,03	0,04
Mg	3,67	4,04
Ca	1,68	1,91
NaB	0,24	0,08
NaA	0,00	0,00
K	0,00	0,00
Total	14,92	14,99
OH	2,00	2,00
Fe/(Mg+Fe)	0,20	0,15

Tableau C.17 : Analyses et formules structurales des chlorites (basaltes et dolérites massives).

	Zones non minéralisées													Zones minéralisées				
N° d'échantillon	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 1	I 3	I 3	I 3	I 2	I 2	I 2	N 202	N 202	N 202	N 202	N 202
N° d'analyse	16	18	19	20	22	23	24	7	34	44	50	53	56	90	91	92	93	100
Analyses en % pds.																		
SiO2	29,68	29,25	29,60	29,09	30,53	28,84	29,16	29,51	30,11	28,07	29,34	29,29	27,88	26,66	25,80	26,73	27,65	25,55
TiO2	0	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0	0	0,02	0	0	0	0,08	0,05	0,06	0,07	0,00
Al2O3	17,59	17,74	18,18	18,41	17,53	17,58	18,64	16,74	16,28	17,41	17,6	17,9	17,62	18,06	19,30	17,76	17,62	18,64
FeO	16,02	16,37	15,83	15,85	14,80	18,43	17,15	18,13	20,08	22,22	20,66	21,64	22,24	26,03	24,81	25,47	26,21	27,37
MnO	0,34	0,27	0,41	0,43	0,37	0,44	0,44	0,27	0,1	0,39	0,23	0,43	0,28	0,54	0,41	0,49	0,56	0,60
MgO	22,84	22,58	24,39	19,90	23,83	20,85	21,26	22,05	20,38	19,52	18,88	18,75	18,82	14,55	16,16	15,31	14,81	13,71
CaO	0,08	0,20	0,09	0,15	0,12	0,02	0,05	0,06	0,11	0,08	0,17	0,09	0,14	0,07	0,00	0,07	0,03	0,01
Na2O	0	0,00	0,00	0,00	0,24	0,01	0,07	0	0	0,02	0	0,01	0	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00
K2O	0,15	0,02	0,03	0,07	0,12	0,00	0,06	0,02	0,04	0	0,01	0,03	0,04	0,00	0,03	0,04	0,05	0,00
H2O calculé	11,86	11,81	12,12	11,66	12,05	11,63	11,82	11,75	11,69	11,58	11,62	11,73	11,48	11,10	11,25	11,12	11,24	11,00
Total	98,56	98,24	100,7	95,56	99,59	97,82	98,65	98,53	98,79	99,31	98,51	99,87	98,5	97,13	97,82	97,1	98,24	96,88
Formule structurale sur la base de 28 oxygènes																		
Si	6,00	5,94	5,86	5,98	6,08	5,95	5,92	6,03	6,18	5,81	6,06	5,99	5,83	5,76	5,50	5,77	5,90	5,57
Ti	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	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	4,19	4,25	4,24	4,46	4,11	4,27	4,46	4,03	3,94	4,25	4,28	4,31	4,34	4,60	4,85	4,52	4,43	4,79
Fe	2,71	2,78	2,62	2,73	2,46	3,18	2,91	3,10	3,45	3,85	3,57	3,70	3,89	4,70	4,43	4,60	4,68	4,99
Mn	0,06	0,05	0,07	0,08	0,06	0,08	0,07	0,05	0,02	0,07	0,04	0,07	0,05	0,10	0,07	0,09	0,10	0,11
Mg	6,88	6,83	7,19	6,10	7,07	6,41	6,43	6,71	6,23	6,03	5,81	5,72	5,86	4,69	5,14	4,92	4,71	4,46
Ca	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
K	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
OH	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Fe/(Fe+Mg)	0,28	0,29	0,27	0,31	0,26	0,33	0,31	0,32	0,36	0,39	0,38	0,39	0,40	0,50	0,46	0,48	0,50	0,53

Tableau C.18 : Analyses et formules structurales des chlorites (gabbros).

	Zones non minéralisées							Zones minéralisées												
N° d'échantillon	N 154	N 154	N 154	N 154	N 153	N 153	N 153	B 167	B 167	RU 56	RU 56	RU 56	RU 56	RU 56	B 169	B 169	B 169	B 169	B 169	B 169
N° d'analyse	58	60	62	63	74	75	76	11	13	68	69	70	71	75	35	36	37	38	43	44
Analyses en % pds.																				
SiO2	28,25	28,35	28,36	28,19	30,92	29,74	30,27	30,44	30,54	28,94	31,52	29,17	29,89	30,11	28,14	29,69	29,02	28,77	28,83	28,59
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
Al2O3	17,73	18,14	19,61	19,38	18,52	17,74	18,42	16,51	16,70	16,73	15,88	16,75	16,53	16,03	18,21	17,12	17,80	17,60	16,65	18,17
FeO	18,32	17,39	18,24	16,05	13,84	13,74	14,94	18,53	19,00	15,61	15,72	15,50	14,70	14,92	13,42	13,74	13,59	13,32	13,09	11,94
MnO	0,24	0,26	0,06	0,23	0,23	0,27	0,31	0,18	0,35	0,12	0,15	0,15	0,11	0,13	0,03	0,13	0,11	0,14	0,78	0,17
MgO	21,04	22,22	21,18	21,63	23,21	23,67	23,17	19,34	20,00	24,06	22,15	23,40	24,06	22,61	23,90	23,93	23,82	24,81	23,73	25,25
CaO	0,07	0,05	0,00	0,04	0,18	0,07	0,14	1,12	0,77	0,04	0,28	0,02	0,06	0,86	0,06	0,07	0,03	0,07	0,12	0,07
NA2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,09	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,00	0,05	0,03	0,08
K2O	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00	0,05	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
H2O calculé	11,55	11,71	11,85	11,70	12,09	11,82	12,05	12,08	11,77	11,70	11,81	11,65	11,77	11,64	11,61	11,74	11,70	11,74	11,50	11,76
Total	97,22	98,18	99,30	97,23	99,03	97,06	99,30	98,37	99,21	97,21	97,61	96,67	97,12	96,36	95,42	96,47	96,13	96,52	94,73	96,03
Formules structurales sur la base de 28 oxygènes																				
Si	5,87	5,81	5,74	5,78	6,13	6,03	6,03	6,33	6,22	5,93	6,40	6,01	6,09	6,21	5,82	6,07	5,95	5,87	6,01	5,83
Ti	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	0,00	0,00	0,00
Al	4,34	4,38	4,68	4,68	4,33	4,24	4,32	3,01	4,01	4,04	3,80	4,06	3,97	3,89	4,43	4,12	4,30	4,24	4,09	4,37
Fe	3,18	2,98	3,09	2,75	2,30	2,33	2,49	3,56	3,24	2,68	2,67	2,67	2,51	2,57	2,32	2,35	2,33	2,27	2,28	2,04
Mn	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,14	0,03
Mg	6,51	6,78	6,39	6,61	6,86	7,16	6,88	6,69	6,07	7,35	6,71	7,18	7,31	6,95	7,36	7,29	7,28	7,55	7,38	7,68
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,03	0,28	0,17	0,01	0,06	0,00	0,01	0,19	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
OH	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Fe/(Fe+Mg)	0,33	0,31	0,33	0,30	0,25	0,25	0,27	0,35	0,35	0,27	0,29	0,27	0,26	0,27	0,24	0,25	0,24	0,23	0,25	0,21

Tableau C.19 : Analyses et formules structurales des épidotes (gabbros, zones minéralisées).

N° d'échantillon	B 167	B 167	B 167	B 170	B 170	B 170	B 170	B 170	B 170
N° d'analyse	8	9	15	35	36	37	57	58	62
Analyses en % pds.									
SiO2	37,65	38,24	37,87	38,22	38,11	38,65	37,14	38,77	38,41
TiO2	0,14	0,06	0,00	0,00	0,06	0,08	0,00	0,00	0,06
Al2O3	21,92	21,66	20,09	21,60	23,40	23,50	21,56	22,95	22,61
FeO	12,65	13,33	15,09	13,61	11,25	12,14	15,31	12,71	13,21
Cr2O3	0,12	0,04	0,00	0,16	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00
MnO	0,15	0,18	0,14	0,06	0,19	0,23	0,11	0,12	0,03
MgO	0,03	0,02	0,00	0,03	0,07	0,01	0,14	0,07	0,53
CaO	23,36	22,56	22,58	22,81	23,11	23,42	21,66	22,87	22,04
H2O calculé	1,80	1,81	1,78	1,81	1,83	1,85	1,79	1,84	1,83
Total	97,82	97,90	97,55	98,30	98,06	99,93	97,76	99,33	98,72
Formules structurales sur la base de 12.5 oxygènes pour 8 cations									
Si	3,03	3,06	3,06	3,05	3,04	3,03	2,99	3,05	3,04
Al	2,08	2,05	1,92	2,03	2,20	2,17	2,04	2,13	2,11
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(3+)	0,85	0,89	1,02	0,91	0,75	0,80	1,03	0,84	0,88
Mn(3+)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn(2+)	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,06
Ca	2,01	1,94	1,96	1,95	1,97	1,97	1,87	1,93	1,87
OH	0,93	0,94	0,93	0,94	0,94	0,96	0,93	0,95	0,95
X Fe (Fe3+/(Fe3+ + Al))	29,05	30,40	34,77	30,90	25,44	26,82	33,51	28,21	29,31

Tableau C.20 : Pyrite automorphe (gabbros) Pyrite automorphe (basaltes)

N° d'échantillon	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28
N° d'analyse	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Analyses en % pds.																						
S	52,81	52,07	52,50	52,86	53,08	52,85	51,62	52,55	52,93	52,38	52,92	52,93	53,09	53,89	53,42	53,34	53,40	53,26	53,53	53,78	53,65	53,57
As	0,06	0,07	0,02	0,04	0,00	0,07	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,05	0,01	0,08	0,05	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	0,03
Fe	46,34	45,86	45,80	46,16	45,96	46,01	45,19	46,14	45,27	45,90	45,26	45,97	46,30	46,98	46,86	46,71	46,52	46,48	46,49	46,54	46,21	46,54
Cu	0,13	0,74	0,20	0,30	0,12	0,09	0,15	0,06	0,13	0,10	0,11	0,23	0,21	0,21	0,04	0,05	0,00	0,08	0,08	0,11	0,05	0,14
Ni	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,56	0,03	0,05	0,02	0,60	0,51	0,42	0,25	0,15	0,02
Co	0,32	0,38	0,41	0,17	0,30	0,53	0,63	0,36	0,26	0,37	1,14	0,44	0,05	0,03	0,00	0,03	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Ag	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Au	0,00	0,00	0,00	0,07	0,15	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,12	0,04	0,13	0,00	0,00	0,18	0,07	0,00	0,09
Total	99,67	99,21	98,93	99,60	99,61	99,56	97,66	99,15	98,67	98,78	99,49	99,62	100,28	101,34	100,46	100,29	100,61	100,40	100,75	100,78	100,13	100,44
Analyses en % at.																						
S	66,25	65,85	66,32	66,36	66,55	66,34	66,15	66,26	66,86	66,28	66,47	66,38	66,23	66,46	66,42	66,45	66,33	66,31	66,42	66,61	66,77	66,60
As	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01
Fe	33,38	33,30	33,22	33,27	33,09	33,16	33,25	33,40	32,83	33,35	32,64	33,10	33,16	33,27	33,45	33,41	33,18	33,23	33,12	33,09	33,02	33,22
Cu	0,08	0,47	0,13	0,19	0,08	0,06	0,10	0,04	0,09	0,06	0,07	0,14	0,13	0,13	0,02	0,03	0,00	0,05	0,05	0,07	0,03	0,09
Ni	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,02	0,03	0,01	0,41	0,35	0,29	0,17	0,10	0,02
Co	0,22	0,26	0,28	0,12	0,20	0,36	0,44	0,25	0,18	0,25	0,78	0,30	0,04	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Ag	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Au	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02
Total	99,97	99,94	99,96	99,98	99,95	99,96	99,97	99,98	99,99	99,95	99,97	99,95	99,96	99,96	99,96	99,95	99,98	99,98	99,95	99,98	99,96	99,99
Formules unitaires	Fe S2																					
S	1,988	1,976	1,990	1,991	1,997	1,990	1,985	1,988	2,006	1,988	1,994	1,992	1,987	1,994	1,993	1,994	1,990	1,990	1,993	1,998	2,003	1,998
As	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe	1,001	0,999	0,996	0,998	0,992	0,995	0,997	1,002	0,985	1,000	0,979	0,993	0,995	0,998	1,003	1,002	0,995	0,997	0,993	0,993	0,990	0,996
Cu	0,002	0,014	0,004	0,006	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,001	0,001	0,000	0,012	0,010	0,009	0,005	0,003	0,000
Co	0,007	0,008	0,008	0,003	0,006	0,011	0,013	0,007	0,005	0,008	0,023	0,009	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Ag	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C.20 (suite) : Pyrite automorphe (basaltes)

N° d'échantillon	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	NO 28	N 201	N 201	N 201	N 203	N 203	N 203	N 203	N 203	N 200	N 200	N 200	N 200	N 200	N 200	N 200	N 200	N 199	N 199
N° d'analyse	15	16	17	18	19	1	2	3	17	18	19	20	21	27	28	31	32	33	37	38	39	41	42
Analyses en % pds.																							
S	53,37	53,39	53,18	52,71	53,15	53,38	53,62	53,80	53,47	53,41	53,54	53,79	53,64	53,72	53,47	53,35	53,43	53,52	53,43	53,42	53,60	53,36	52,83
As	0,02	0,01	0,05	0,02	0,00	0,03	0,03	0,07	0,06	0,02	0,00	0,02	0,04	0,06	0,04	0,00	0,02	0,06	0,00	0,07	0,05	0,00	0,07
Fe	46,69	46,88	46,92	47,04	46,75	46,54	46,35	46,84	46,41	46,57	46,54	46,51	46,30	46,85	46,24	46,46	46,27	46,63	46,03	46,33	46,02	46,01	45,52
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07
Co	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,05	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,25	0,17	0,05	0,11	0,05	0,08	0,06	0,16	0,12	0,23	0,10	0,55
Ag	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
Au	0,00	0,18	0,00	0,03	0,33	0,00	0,00	0,00	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	0,00
Total	100,09	100,54	100,16	99,83	100,37	100,00	100,04	100,76	99,97	100,05	100,14	100,57	100,18	100,79	99,97	99,86	99,85	100,27	99,65	99,98	99,91	99,51	99,04
Analyses en % at.																							
S	66,55	66,41	66,33	66,07	66,33	66,60	66,80	66,61	66,70	66,60	66,68	66,65	66,74	66,54	66,70	66,62	66,72	66,59	66,81	66,64	66,83	66,82	66,58
As	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04
Fe	33,43	33,48	33,59	33,86	33,49	33,34	33,15	33,29	33,24	33,34	33,28	33,09	33,07	33,32	33,12	33,31	33,17	33,31	33,04	33,18	32,95	33,08	32,94
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05
Co	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,17	0,12	0,03	0,08	0,04	0,05	0,04	0,11	0,08	0,15	0,07	0,37
Ag	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,04	0,00	0,01	0,07	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	0,00
Total	100,00	99,98	99,96	99,97	99,98	99,99	99,99	99,97	99,99	99,98	99,99	99,92	99,96	99,99	99,99	99,97	99,98	99,97	99,97	99,95	99,96	100,00	99,98
Formules unitaires	Fe S2																						
S	1,997	1,992	1,990	1,982	1,990	1,998	2,004	1,998	2,001	1,998	2,000	2,000	2,003	1,996	2,001	1,999	2,002	1,998	2,004	2,000	2,005	2,005	1,998
As	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Fe	1,003	1,004	1,008	1,016	1,005	1,000	0,994	0,999	0,997	1,000	0,998	0,993	0,992	0,999	0,993	0,999	0,995	0,999	0,991	0,996	0,988	0,992	0,988
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Co	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,005	0,002	0,011
Ag	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C.20 (suite) : Pyrite automorphe (basaltes)

N° d'échantillon	N 199	N 199	N 187	N 187	N 187	N 187	N 187	N 187	N 187	N 187	N 187	N 186	N 186	N 186	N 186	N 217	N 217	N 217	V 257	V 257	V 258	V 258
N° d'analyse	47	48	52	53	54	55	57	58	60	61	62	63	64	65	67	75	77	78	44	45	46	47
Analyses en % pds.																						
S	53,01	53,06	53,14	53,13	53,43	53,21	53,31	52,83	53,19	53,37	53,17	53,46	53,16	53,25	53,07	52,79	52,89	52,74	53,30	53,45	53,93	53,57
As	0,00	0,02	0,03	0,05	0,00	0,06	0,04	0,02	0,05	0,01	0,10	0,04	0,04	0,07	0,04	0,47	0,04	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00
Fe	46,01	45,91	45,54	45,82	46,12	46,06	46,02	45,67	46,06	46,17	46,20	46,59	46,11	46,73	45,57	45,27	46,40	45,81	46,40	45,09	46,46	46,97
Cu	0,01	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,27	0,39	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05	0,76	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,03	0,63	0,41	0,24	0,06	0,23	0,24	0,12	0,08	0,11	0,00	0,00	0,00	0,20	0,23	0,03	0,03	0,11	0,34	0,00	0,00
Co	0,15	0,11	0,26	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,10	0,01	0,02	0,01	0,05	0,05	0,00	0,02	0,07	0,88	0,00	0,05
Ag	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	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	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Total	99,18	99,18	99,70	99,43	99,82	99,45	99,90	99,16	99,46	99,64	99,70	100,10	99,38	100,09	98,98	99,57	99,37	98,62	99,96	99,80	100,40	100,59
Analyses en % at.																						
S	66,67	66,71	66,57	66,66	66,71	66,73	66,61	66,53	66,69	66,75	66,56	66,63	66,72	66,44	66,82	66,36	66,43	66,66	66,55	66,79	66,90	66,49
As	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,25	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Fe	33,22	33,14	32,75	33,00	33,06	33,16	33,01	33,02	33,16	33,15	33,21	33,34	33,22	33,48	32,94	32,66	33,46	33,24	33,26	32,35	33,09	33,47
Cu	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,17	0,25	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,48	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,02	0,43	0,28	0,16	0,04	0,16	0,17	0,08	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,14	0,16	0,02	0,02	0,07	0,23	0,00	0,00
Co	0,10	0,08	0,18	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,00	0,02	0,04	0,60	0,00	0,03
Ag	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	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	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,00	99,99	100,00	99,98	99,95	99,99	99,99	99,98	99,98	99,96	99,98	100,00	100,00	99,98	99,98	99,95	99,94	99,95	99,97	99,99	99,99	99,99
Formules unitaires	Fe S2																					
S	2,000	2,002	1,997	2,000	2,002	2,002	1,998	1,996	2,001	2,003	1,997	1,999	2,002	1,993	2,005	1,992	1,994	2,001	1,997	2,004	2,007	1,995
As	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,008	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	0,997	0,994	0,982	0,990	0,992	0,995	0,990	0,991	0,995	0,994	0,996	1,000	0,997	1,004	0,988	0,980	1,004	0,998	0,998	0,970	0,993	1,004
Cu	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,007	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,014	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,001	0,013	0,008	0,005	0,001	0,005	0,005	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,005	0,001	0,001	0,002	0,007	0,000	0,000
Co	0,003	0,002	0,005	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,018	0,000	0,001
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C.20 (suite) : Pyrite automorphe (basaltes) | Pyrite collomorphe (basaltes)

N° d'échantillon	V 258	V 258	V 258	V 258	V 258	V 258	V 258	V 258	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256
N° d'analyse	48	49	50	51	52	53	54	55	57	65	66	67	68	69	70	58	59	60	61	62	63	64
Analyses en % pds.																						
S	53,67	53,18	53,55	53,46	53,57	53,86	53,68	53,48	53,10	52,41	53,35	53,11	53,04	53,13	53,44	53,80	52,78	51,50	53,19	53,27	53,02	52,64
As	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,06	0,02	0,07	0,03	0,09	0,00	0,06	0,04	0,05	0,07	0,03	0,09	0,02	0,05
Fe	46,22	47,38	47,23	47,26	47,06	46,65	46,66	46,84	46,87	46,90	46,76	46,24	46,55	45,80	46,99	47,21	46,58	45,51	46,76	46,93	46,73	46,80
Cu	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,26	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	1,03	0,09	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,08	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,39	0,02	0,02	0,02	0,06	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,03	0,00	0,02
Ag	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00	0,15	0,00	0,00	0,01
Au	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	99,91	100,60	100,78	100,79	100,65	100,56	100,86	100,38	100,07	99,51	100,31	99,71	99,75	99,15	100,55	101,07	99,51	98,19	100,23	100,33	99,77	99,52
Analyses en % at.																						
S	66,91	66,14	66,37	66,30	66,47	66,75	66,48	66,50	66,30	66,00	66,44	66,52	66,41	66,80	66,40	66,47	66,32	65,82	66,36	66,34	66,37	66,17
As	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,05	0,00	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03
Fe	33,08	33,83	33,61	33,65	33,52	33,20	33,18	33,44	33,60	33,91	33,44	33,25	33,46	33,06	33,53	33,49	33,60	33,39	33,49	33,56	33,58	33,78
Cu	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,16	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,66	0,06	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,26	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01
Ag	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Au	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	100,00	99,99	99,98	99,98	100,00	99,98	100,00	99,97	99,96	100,00	99,99	99,99	99,96	100,00	99,99	99,99	100,00	99,97	100,00	99,96	99,96	99,99
Formules unitaires	Fe S2																					
S	2,007	1,984	1,991	1,989	1,994	2,003	1,994	1,995	1,989	1,980	1,993	1,995	1,992	2,004	1,992	1,994	1,990	1,975	1,991	1,990	1,991	1,985
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe	0,992	1,015	1,008	1,009	1,006	0,996	0,995	1,003	1,008	1,017	1,003	0,997	1,004	0,992	1,006	1,005	1,008	1,002	1,005	1,007	1,007	1,013
Cu	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,020	0,002	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Co	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C.20 (suite) : Pyrite collomorphe (basaltes)

N° d'échantillon	V 256	V 256	V 256	V 256	V 256
N° d'analyse	71	72	73	74	75
Analyses en % pds.					
S	53,40	53,44	53,24	53,38	52,37
As	0,04	0,07	0,04	0,03	0,04
Fe	46,89	46,78	46,42	46,61	46,21
Cu	0,00	0,00	0,02	0,00	1,09
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,02	0,03	0,19	0,00	0,06
Ag	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	100,35	100,32	99,91	100,03	99,77
Analyses en % at.					
S	66,44	66,51	66,52	66,58	65,87
As	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02
Fe	33,50	33,42	33,30	33,38	33,37
Cu	0,00	0,00	0,01	0,00	0,69
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,01	0,02	0,13	0,00	0,04
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	99,97	99,99	99,98	99,97	99,99
Formules unitaires	Fe S2				
S	1,994	1,995	1,996	1,998	1,976
As	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Fe	1,005	1,003	0,999	1,001	1,001
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Tableau C.21 : Pyrrhotite hexagonale

N° d'échantillon	A 213	A 213	A 210	A 210	A 210	A 67	A 67	A 67	A 67	A 63	A 63
N° d'analyse	3	6	11	16	17	19	23	25	29	82	92
Analyses en % pds.											
S	38,80	38,55	38,32	38,02	38,26	36,81	38,21	38,26	38,01	38,00	38,37
As	0,05	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,01	0,04	0,03
Fe	60,26	60,34	59,84	59,91	59,43	59,80	60,48	60,14	60,47	60,01	60,59
Cu	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,05	0,00
Ni	0,00	0,00	0,37	0,23	0,14	0,02	0,04	0,04	0,00	0,09	0,16
Co	0,05	0,04	0,35	0,07	0,06	0,07	0,02	0,06	0,03	0,04	0,04
Ag	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	99,16	99,01	98,94	98,23	97,91	96,70	98,83	98,58	98,53	98,23	99,19
Analyses en % at.											
S	52,82	52,63	52,42	52,36	52,76	51,70	52,34	52,49	52,24	52,35	52,35
As	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02
Fe	47,09	47,30	47,00	47,38	47,05	48,23	47,57	47,37	47,72	47,46	47,46
Cu	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00
Ni	0,00	0,00	0,27	0,17	0,11	0,02	0,03	0,03	0,00	0,07	0,12
Co	0,04	0,03	0,26	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03
Ag	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	99,98	100,00	99,99	99,96	99,98	100,00	100,00	99,99	99,99	99,97	99,98
Formules unitaires	Fe(1-x) S										
S	1,056	1,053	1,048	1,048	1,055	1,034	1,047	1,050	1,045	1,047	1,047
As	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,942	0,946	0,940	0,948	0,941	0,964	0,951	0,947	0,954	0,949	0,949
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Ni	0,000	0,000	0,006	0,003	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002
Co	0,001	0,001	0,005	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000

Tableau C.21 (suite) : Pyrrhotite hexagonale

N° d'échantillon	A 63	A 63	A 68	A 68	A 68
N° d'analyse	93	94	103	104	101
Analyses en % pds.					
S	37,35	38,30	37,55	37,57	38,82
As	0,03	0,00	0,05	0,08	0,07
Fe	61,81	60,20	61,13	60,94	60,54
Cu	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,11	0,08	0,17	0,15	0,22
Co	0,03	0,00	0,08	0,09	0,05
Ag	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
	99,37	98,58	99,00	98,84	99,75
Analyses en % at.					
S	51,20	52,52	51,56	51,66	52,63
As	0,02	0,00	0,03	0,05	0,04
Fe	48,65	47,39	48,20	48,11	47,12
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,08	0,06	0,12	0,11	0,17
Co	0,02	0,00	0,06	0,07	0,03
Ag	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
	99,99	99,97	99,98	100,00	100,00
Formules unitaires	Fe(1-x) S				
S	1,024	1,051	1,031	1,033	1,053
As	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe	0,973	0,948	0,964	0,962	0,942
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003
Co	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Tableau C.22 : Pyrrhotite monoclinique

N° d'échantillon	A 210	A 210	A 68
N° d'analyse	9	13	96
Analyses en % pds.			
S	38,92	38,36	38,88
As	0,03	0,04	0,08
Fe	59,54	59,29	60,13
Cu	0,00	0,00	0,03
Ni	0,21	0,20	0,03
Co	0,09	0,08	0,03
Ag	0,00	0,00	0,03
Au	0,00	0,00	0,00
	98,79	97,97	99,21
Analyses en % at.			
S	53,11	52,86	52,90
As	0,02	0,02	0,05
Fe	46,65	46,90	46,98
Cu	0,00	0,00	0,02
Ni	0,16	0,15	0,02
Co	0,06	0,06	0,02
Ag	0,00	0,00	0,01
Au	0,00	0,00	0,00
	100,00	99,99	100,00
Formules unitaires			
S	1,062	1,057	1,058
As	0,000	0,000	0,001
Fe	0,933	0,938	0,939
Cu	0,000	0,000	0,000
Ni	0,003	0,003	0,000
Co	0,001	0,001	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000

Tableau C.23 : Sphalérite-1 (serpentinites)

N° d'échantillon	A 63	A 63	A 63	A 63	A 63	A 63	A 63	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67	A 67
N° d'analyse	8	9	10	11	12	13	14	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	36
Analyses en % pds.																							
S	32,96	33,46	32,58	33,17	33,65	33,42	33,47	33,61	33,40	33,47	33,31	33,59	33,61	33,36	33,72	33,59	33,47	32,84	33,00	33,01	32,92	33,31	33,31
Zn	55,07	56,87	55,72	55,70	55,97	57,42	57,15	56,24	55,75	56,69	57,05	56,66	55,88	56,01	55,86	54,97	54,87	55,23	55,16	56,16	56,64	55,31	56,32
Fe	10,20	8,59	8,91	9,71	8,96	8,30	9,21	9,92	10,06	9,33	9,00	9,37	9,60	9,81	10,02	10,99	10,36	9,43	8,95	8,78	9,19	9,78	9,66
Cu	0,02	0,05	0,08	0,26	0,09	0,07	0,05	0,55	0,35	0,22	0,15	0,26	0,24	0,17	0,34	0,56	0,56	0,29	0,23	0,18	0,08	0,53	0,31
Cd	0,46	0,27	0,37	0,32	0,26	0,28	0,32	0,38	0,40	0,41	0,32	0,45	0,37	0,35	0,43	0,47	0,38	0,37	0,31	0,30	0,41	0,37	0,38
Total	98,71	99,24	97,66	99,16	98,93	99,49	100,2	100,7	99,96	100,1	99,83	100,3	99,7	99,7	100,4	100,6	99,64	98,16	97,65	98,43	99,24	99,3	99,98
Analyses en % at.																							
S	49,92	50,35	49,97	50,02	50,67	50,26	49,99	49,95	49,97	50,05	49,96	50,11	50,32	50,02	50,16	49,90	50,15	50,04	50,45	50,17	49,76	50,14	49,89
Zn	40,91	41,98	41,91	41,19	41,34	42,36	41,86	41,00	40,91	41,58	41,97	41,46	41,03	41,20	40,76	40,06	40,33	41,28	41,36	41,87	42,00	40,83	41,37
Fe	8,87	7,42	7,85	8,41	7,74	7,17	7,90	8,47	8,64	8,01	7,75	8,03	8,25	8,45	8,56	9,37	8,91	8,25	7,85	7,66	7,98	8,45	8,31
Cu	0,01	0,04	0,06	0,20	0,07	0,05	0,04	0,41	0,27	0,16	0,12	0,19	0,18	0,13	0,25	0,42	0,43	0,22	0,18	0,14	0,06	0,40	0,23
Cd	0,20	0,12	0,16	0,14	0,11	0,12	0,14	0,16	0,17	0,17	0,14	0,19	0,16	0,15	0,18	0,20	0,16	0,16	0,14	0,13	0,18	0,16	0,16
Total	99,91	99,91	99,95	99,96	99,93	99,96	99,93	99,99	99,96	99,97	99,94	99,98	99,94	99,95	99,91	99,95	99,98	99,95	99,98	99,97	99,98	99,98	99,96
Formules unitaires : Zn S																							
S	0,999	1,008	1,000	1,001	1,014	1,006	1,001	0,999	1,000	1,001	1,000	1,003	1,007	1,001	1,004	0,999	1,003	1,001	1,009	1,004	0,996	1,003	0,998
Zn	0,819	0,840	0,839	0,824	0,827	0,847	0,838	0,820	0,818	0,832	0,840	0,829	0,821	0,824	0,816	0,801	0,807	0,826	0,827	0,837	0,840	0,817	0,828
Fe	0,178	0,149	0,157	0,168	0,155	0,143	0,158	0,169	0,173	0,160	0,155	0,161	0,165	0,169	0,171	0,188	0,178	0,165	0,157	0,153	0,160	0,169	0,166
Cu	0,000	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001	0,008	0,005	0,003	0,002	0,004	0,004	0,003	0,005	0,008	0,008	0,004	0,004	0,003	0,001	0,008	0,005
Cd	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
FeS (en % mol.)	17,75	14,86	15,70	16,82	15,50	14,34	15,81	16,93	17,29	16,02	15,51	16,05	16,51	16,90	17,13	18,76	17,83	16,51	15,71	15,33	15,96	16,91	16,62

Tableau C.23 (suite) : Sphalérite-1 (serpentinites) Sphalérite-1 (basaltes)

N° d'échantillon	A 67	A 213	A 213	A 213	A 213	A 213	A 213	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21	VE 21
N° d'analyse	37	42	43	45	48	49	50	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	30	32	33
Analyses en % pds.																							
S	33,63	33,61	33,37	33,47	33,43	33,50	33,70	32,85	32,77	33,16	33,56	32,89	32,70	32,78	33,08	33,03	33,22	33,41	33,42	33,55	32,70	32,79	33,08
Zn	56,36	55,52	54,70	53,77	58,58	56,59	56,51	64,52	63,97	64,31	62,46	63,81	63,51	64,15	64,44	63,74	64,00	63,70	64,76	64,36	63,65	64,79	64,30
Fe	9,27	10,00	10,41	11,03	8,17	9,14	9,57	2,15	2,62	2,64	4,46	3,14	2,85	1,96	2,13	2,50	2,58	3,11	1,71	2,15	2,18	2,06	2,12
Cu	0,23	0,33	0,50	0,61	0,00	0,12	0,13	0,06	0,01	0,16	0,00	0,00	0,03	0,11	0,14	0,11	0,03	0,04	0,08	0,05	0,03	0,05	0,02
Cd	0,37	0,37	0,40	0,39	0,34	0,41	0,49	0,20	0,05	0,21	0,09	0,16	0,14	0,18	0,14	0,15	0,12	0,21	0,24	0,14	0,15	0,13	0,15
Total	99,86	99,83	99,38	99,27	100,5	99,76	100,4	99,78	99,42	100,5	100,6	100	99,23	99,18	99,93	99,53	99,95	100,5	100,2	100,3	98,71	99,82	99,67
Analyses en % at.																							
S	50,31	50,27	50,14	50,21	49,92	50,23	50,18	49,89	49,88	49,96	50,25	49,80	49,88	50,00	50,09	50,15	50,20	50,20	50,42	50,49	50,11	49,81	50,20
Zn	41,35	40,73	40,32	39,57	42,90	41,62	41,28	48,06	47,77	47,53	45,87	47,39	47,52	48,00	47,87	47,46	47,43	46,95	47,92	47,51	47,84	48,27	47,86
Fe	7,97	8,59	8,98	9,50	7,00	7,87	8,18	1,88	2,29	2,29	3,83	2,73	2,49	1,72	1,85	2,17	2,24	2,69	1,49	1,86	1,92	1,80	1,85
Cu	0,18	0,25	0,38	0,47	0,00	0,09	0,10	0,04	0,01	0,12	0,00	0,00	0,02	0,08	0,11	0,09	0,03	0,03	0,06	0,04	0,02	0,04	0,02
Cd	0,16	0,16	0,17	0,17	0,14	0,17	0,21	0,09	0,02	0,09	0,04	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,05	0,09	0,10	0,06	0,07	0,05	0,07
Total	99,97	100,00	99,99	99,92	99,96	99,98	99,95	99,96	99,97	99,99	99,99	99,99	99,97	99,88	99,98	99,94	99,95	99,96	99,99	99,96	99,96	99,97	100,00
Formules unitaires : Zn S																							
S	1,007	1,006	1,003	1,005	0,999	1,005	1,004	0,998	0,998	1,000	1,005	0,996	0,998	1,001	1,002	1,004	1,005	1,005	1,009	1,010	1,003	0,997	1,004
Zn	0,827	0,815	0,806	0,792	0,858	0,832	0,826	0,962	0,955	0,951	0,917	0,948	0,950	0,961	0,957	0,950	0,949	0,939	0,958	0,950	0,957	0,966	0,957
Fe	0,159	0,172	0,180	0,190	0,140	0,157	0,164	0,038	0,046	0,046	0,077	0,055	0,050	0,034	0,037	0,044	0,045	0,054	0,030	0,037	0,038	0,036	0,037
Cu	0,003	0,005	0,008	0,009	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Cd	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
FeS (en % mol.)	15,93	17,17	17,96	19,02	14,01	15,74	16,37	3,75	4,58	4,57	7,67	5,46	4,99	3,44	3,70	4,36	4,48	5,37	2,96	3,72	3,84	3,59	3,69

Tableau C.23 (suite) : Sphalérite-1 (gabbros)

N° d'échantillon	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57
N° d'analyse	49	50	51	52	59	61	62	63	64	65	73	74	75	76	77	78	79	80	81
Analyses en % pds.																			
S	33,32	32,86	32,62	32,40	32,56	32,90	32,72	33,13	32,90	32,92	33,08	32,69	33,38	33,05	33,38	32,85	33,05	33,42	33,54
Zn	63,79	63,02	63,70	63,57	64,71	64,22	64,30	63,70	63,62	63,57	64,38	63,81	64,48	64,79	63,88	63,90	64,17	63,44	63,87
Fe	2,23	2,30	2,44	2,34	1,98	2,22	2,18	2,10	2,31	2,22	1,31	1,21	1,12	1,18	1,45	1,09	1,01	1,22	1,21
Cu	1,06	1,21	0,61	0,58	0,47	0,88	0,82	0,78	0,83	0,81	0,63	0,66	0,54	0,43	0,84	0,52	0,63	0,69	0,62
Cd	0,31	0,21	0,18	0,22	0,32	0,19	0,29	0,21	0,30	0,25	0,19	0,24	0,24	0,23	0,31	0,24	0,16	0,24	0,21
Total	100,7	99,6	99,55	99,11	100	100,4	100,3	99,92	99,96	99,77	99,59	98,61	99,76	99,68	99,86	98,6	99,02	99,01	99,45
Analyses en % at.																			
S	50,06	49,96	49,64	49,59	49,48	49,69	49,54	50,07	49,80	49,98	50,26	50,21	50,55	50,23	50,50	50,43	50,46	50,89	50,85
Zn	47,00	47,00	47,55	47,73	48,24	47,57	47,75	47,23	47,23	47,34	47,97	48,07	47,90	48,29	47,40	48,11	48,06	47,38	47,50
Fe	1,92	2,01	2,13	2,06	1,73	1,92	1,89	1,82	2,01	1,94	1,15	1,07	0,97	1,03	1,26	0,96	0,88	1,07	1,06
Cu	0,80	0,93	0,47	0,45	0,36	0,67	0,62	0,60	0,64	0,62	0,49	0,51	0,41	0,33	0,64	0,40	0,48	0,53	0,47
Cd	0,13	0,09	0,08	0,10	0,14	0,08	0,12	0,09	0,13	0,11	0,08	0,11	0,10	0,10	0,13	0,10	0,07	0,10	0,09
Total	99,91	99,99	99,87	99,93	99,95	99,93	99,92	99,81	99,81	99,99	99,95	99,97	99,93	99,98	99,93	100,00	99,95	99,97	99,97
Formules unitaires : Zn S																			
S	1,002	0,999	0,994	0,993	0,990	0,995	0,992	1,004	0,998	1,000	1,006	1,005	1,012	1,005	1,011	1,009	1,010	1,018	1,017
Zn	0,941	0,940	0,952	0,955	0,965	0,952	0,955	0,946	0,946	0,947	0,960	0,962	0,958	0,966	0,949	0,962	0,961	0,948	0,950
Fe	0,038	0,040	0,043	0,041	0,035	0,039	0,038	0,037	0,040	0,039	0,023	0,021	0,019	0,021	0,025	0,019	0,018	0,021	0,021
Cu	0,016	0,019	0,009	0,009	0,007	0,013	0,013	0,012	0,013	0,012	0,010	0,010	0,008	0,007	0,013	0,008	0,010	0,011	0,009
Cd	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
FeS (en % mol.)	3,85	4,02	4,27	4,12	3,46	3,85	3,79	3,65	4,02	3,87	2,29	2,13	1,95	2,06	2,52	1,92	1,77	2,13	2,11

Tableau C.24 : Sphalérite 2 (serpentinites)

N° d'échantillon	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22
N° d'analyse	91	92	94	95	97	98	100	106	107
Analyses en % pds.									
S	33,20	32,97	33,20	32,87	33,22	32,65	32,96	33,15	33,13
Zn	55,78	56,39	55,86	56,70	57,32	56,97	56,74	57,27	56,25
Fe	7,35	7,38	6,58	6,68	6,29	6,29	6,18	6,18	6,43
Cu	1,09	1,08	0,63	0,74	0,30	0,37	0,49	0,58	0,61
Cd	2,32	2,15	2,59	1,98	2,17	1,91	1,74	1,78	1,84
Total	99,74	99,97	98,86	98,97	99,3	98,19	98,11	98,96	98,26
Analyses en % at.									
S	50,30	49,92	50,73	50,22	50,55	50,27	50,61	50,51	50,77
Zn	41,44	41,88	41,87	42,49	42,78	43,02	42,74	42,80	42,28
Fe	6,39	6,42	5,77	5,86	5,49	5,56	5,45	5,41	5,66
Cu	0,84	0,82	0,48	0,57	0,23	0,29	0,38	0,44	0,47
Cd	1,00	0,93	1,13	0,86	0,94	0,84	0,76	0,77	0,81
Total	99,97	99,97	99,98	100,00	99,99	99,98	99,94	99,93	99,99
Formules unitaires : Zn S									
S	1,006	0,999	1,015	1,004	1,011	1,006	1,013	1,011	1,016
Zn	0,829	0,838	0,837	0,850	0,856	0,861	0,855	0,856	0,846
Fe	0,128	0,128	0,115	0,117	0,110	0,111	0,109	0,108	0,113
Cu	0,017	0,017	0,010	0,011	0,005	0,006	0,008	0,009	0,009
Cd	0,020	0,019	0,023	0,017	0,019	0,017	0,015	0,015	0,016
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
FeS (en % mol.)	12,79	12,83	11,55	11,72	10,99	11,12	10,90	10,82	11,32

Tableau C.25 : Cubanite

N° d'échantillon	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25
N° d'analyse	35	36	37	38	39	40	41	115	116	117	118	119	120	124	127	128	130
Analyses en % pds.																	
S	35,26	35,19	35,23	35,38	35,13	35,15	35,31	35,78	35,79	35,49	35,57	35,73	35,45	35,31	35,95	35,30	35,62
Fe	41,07	40,96	40,75	41,53	41,16	41,17	41,15	40,90	41,18	40,93	40,99	41,50	40,96	41,28	40,94	40,89	41,24
Cu	22,55	22,66	22,73	22,22	22,43	22,75	22,60	22,92	22,78	22,64	23,00	22,59	22,97	23,21	22,82	22,85	23,08
Total	99,11	98,99	98,92	99,24	98,84	99,22	99,23	99,84	99,85	99,24	99,60	99,98	99,47	99,97	99,75	99,15	100,09
Analyses en % at.																	
S	50,14	50,14	50,20	50,20	50,09	49,97	50,15	50,45	50,43	50,35	50,29	50,31	50,22	49,89	50,64	50,20	50,18
Fe	33,52	33,50	33,34	33,84	33,70	33,61	33,56	33,11	33,32	33,34	33,27	33,55	33,31	33,49	33,11	33,38	33,35
Cu	16,18	16,29	16,34	15,91	16,14	16,32	16,20	16,31	16,20	16,21	16,41	16,05	16,42	16,55	16,22	16,39	16,41
Total	99,99	100,01	100,00	99,99	100,01	99,99	100,02	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00
Formules unitaires	Cu Fe2 S3																
S	3,008	3,008	3,012	3,013	3,006	2,999	3,009	3,028	3,026	3,022	3,018	3,019	3,013	2,994	3,039	3,012	3,011
Fe	2,012	2,010	2,000	2,030	2,022	2,016	2,013	1,987	1,999	2,000	1,996	2,013	1,999	2,009	1,987	2,003	2,001
Cu	0,971	0,977	0,980	0,955	0,968	0,979	0,972	0,978	0,972	0,972	0,984	0,963	0,985	0,993	0,973	0,984	0,984
Total	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000

Tableau C.26 : Chalcopyrite-1 (serpentinites)

N° d'échantillon	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22
N° d'analyse	46	47	85	104
Analyses en % pds.				
S	34,48	34,46	34,62	34,42
Fe	30,78	30,57	29,80	30,07
Cu	33,95	33,73	33,63	33,74
Total	99,54	98,81	98,11	98,48
Analyses en % at.				
S	49,71	49,90	50,38	50,01
Fe	25,47	25,42	24,90	25,08
Cu	24,70	24,65	24,70	24,74
Total	99,99	100,00	99,99	100,01
Formules unitaires	Cu Fe S2			
S	1,988	1,996	2,016	2,000
Fe	1,019	1,017	0,996	1,003
Cu	0,988	0,986	0,988	0,989
Total	4,000	4,000	4,000	4,000

Tableau C.26 (suite) : Chalcopyrite-1 (serpentinites)

N° d'échantillon	AC 22	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25
N° d'analyse	105	113	121	122	123
Analyses en % pds.					
S	34,54	34,58	35,23	34,94	34,67
Fe	30,31	30,22	30,74	30,53	30,45
Cu	33,96	33,52	33,78	33,94	34,38
Total	98,89	98,53	99,90	100,18	99,56
Analyses en % at.					
S	49,99	50,19	50,35	49,99	49,87
Fe	25,18	25,19	25,22	25,08	25,15
Cu	24,80	24,56	24,36	24,50	24,96
Total	100,00	100,00	99,98	100,00	100,01
Formules unitaires	Cu Fe S2				
S	2,000	2,008	2,014	2,000	1,995
Fe	1,007	1,007	1,009	1,003	1,006
Cu	0,992	0,982	0,974	0,980	0,998
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Tableau C.27 : Chalcopyrite-2 (serpentinites) Chalcopyrite-2 (basaltes)

N° d'échantillon	A 213	A 210	A 67	A 67	A 67	A 63	A 63	A 63	A 63	A 68	N 201	N 200	N 200	N 200
N° d'analyse	7	14	20	26	28	79	81	83	102	95	9	25	26	30
Analyses en % pds.														
S	34,15	34,76	34,75	34,70	34,01	35,01	34,57	34,51	34,56	34,80	35,08	34,83	34,79	35,89
Fe	30,58	30,28	30,31	29,74	30,10	29,97	30,25	29,81	30,22	29,72	30,48	29,70	29,85	31,22
Cu	33,64	34,33	33,94	34,23	33,52	34,39	33,71	34,04	34,67	34,05	32,94	34,61	34,21	31,89
Total	98,37	99,37	99,00	98,67	97,63	99,37	98,53	98,36	99,45	98,57	98,50	99,14	98,85	99,00
Analyses en % at.														
S	49,69	49,99	50,11	50,25	49,83	50,29	50,11	50,15	49,77	50,37	50,66	50,18	50,26	51,28
Fe	25,54	25,00	25,10	24,73	25,33	24,73	25,18	24,87	24,99	24,70	25,28	24,57	24,76	25,61
Cu	24,70	24,91	24,70	25,01	24,79	24,93	24,66	24,96	25,20	24,88	24,01	25,16	24,94	22,99
Total	99,93	99,90	99,91	99,99	99,95	99,95	99,95	99,98	99,96	99,95	99,95	99,91	99,96	99,88
Formules unitaires														
S	1,988	1,999	2,005	2,010	1,994	2,012	2,005	2,006	1,991	2,015	2,027	2,007	2,011	2,051
Fe	1,022	1,000	1,004	0,989	1,013	0,989	1,007	0,995	0,999	0,988	1,011	0,983	0,990	1,024
Cu	0,988	0,996	0,988	1,000	0,991	0,997	0,986	0,998	1,008	0,995	0,960	1,006	0,997	0,919
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Tableau C.27 (suite) : Chalcopyrite-2 (basaltes) Chalcopyrite-2 (gabbros) **Tableau C.28 :** Bornite

N° d'échantillon	N 200	N 199	N 199	N 187	N 187	N 217	V 257	V 257	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	RU 57	V 257	V 257	V 257
N° d'analyse	35	49	51	56	59	76	33	39	33	55	66	67	68	82	83	84	30	31	32
Analyses en % pds.																			
S	34,73	35,06	34,28	34,90	34,70	34,24	34,58	34,46	35,14	34,30	34,58	34,22	34,92	35,01	34,98	34,80	25,51	25,45	25,59
Fe	29,64	29,42	29,30	29,50	29,29	29,22	29,95	29,86	30,12	30,52	30,41	30,58	30,60	29,58	30,12	29,88	10,79	10,81	10,79
Cu	34,46	34,85	34,33	34,51	34,54	34,28	34,70	34,14	33,68	33,86	33,83	33,98	33,80	34,13	34,30	34,15	63,09	62,90	62,69
Total	98,83	99,33	97,91	98,91	98,53	97,74	99,23	98,46	98,95	98,68	98,82	98,78	99,32	98,72	99,40	98,83	99,39	99,16	99,07
Analyses en % at.																			
S	50,22	50,41	50,04	50,36	50,31	50,09	49,88	50,04	50,57	49,75	50,00	49,62	50,17	50,58	50,21	50,21	40,13	40,14	40,32
Fe	24,61	24,29	24,55	24,44	24,38	24,54	24,80	24,89	24,89	25,41	25,25	25,46	25,24	24,54	24,82	24,75	9,75	9,79	9,76
Cu	25,14	25,28	25,29	25,13	25,28	25,30	25,26	25,01	24,46	24,78	24,69	24,86	24,51	24,88	24,85	24,86	50,08	50,07	49,84
Total	99,97	99,98	99,88	99,93	99,97	99,93	99,94	99,94	99,91	99,94	99,94	99,94	99,92	100,00	99,88	99,82	99,96	100,00	99,92
Formules unitaires Cu Fe S2																	Cu5 Fe S4		
S	2,009	2,017	2,002	2,015	2,013	2,004	1,995	2,002	2,023	1,991	2,001	1,986	2,009	2,023	2,011	2,012	4,014	4,015	4,033
Fe	0,984	0,971	0,982	0,978	0,975	0,982	0,992	0,996	0,995	1,017	1,010	1,019	1,010	0,981	0,994	0,992	0,975	0,979	0,976
Cu	1,006	1,011	1,011	1,005	1,011	1,012	1,010	1,000	0,978	0,992	0,987	0,995	0,981	0,995	0,995	0,996	5,008	5,006	4,984
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	10,000	10,000	10,000

Tableau C.29 : Idaïte

N° d'échantillon	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28
N° d'analyse	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	58	60	85	90
Analyses en % pds.														
S	33,74	33,62	33,53	34,17	33,78	33,97	33,25	33,73	33,47	33,97	33,37	33,36	32,64	31,07
Fe	14,62	15,08	14,59	14,32	14,51	14,75	14,41	14,79	15,14	14,70	13,93	15,06	14,51	14,12
Cu	50,37	50,05	50,49	50,70	49,70	49,76	49,65	49,88	50,16	49,83	49,60	49,34	51,47	52,41
Total	98,73	98,75	98,61	99,19	97,99	98,48	97,30	98,40	98,76	98,50	96,90	97,76	98,61	97,60
Analyses en % at.														
S	49,86	49,73	49,70	50,19	50,22	50,12	49,87	49,93	49,51	50,23	50,20	49,76	48,64	47,25
Fe	12,41	12,80	12,42	12,08	12,38	12,50	12,41	12,57	12,86	12,48	12,03	12,90	12,41	12,33
Cu	37,56	37,36	37,77	37,58	37,28	37,05	37,58	37,27	37,45	37,18	37,65	37,14	38,70	40,21
Total	99,83	99,90	99,89	99,85	99,88	99,67	99,86	99,78	99,82	99,88	99,88	99,79	99,74	99,79
Formules unitaires	Cu3 Fe S4													
S	3,996	3,983	3,981	4,022	4,023	4,023	3,996	4,004	3,969	4,024	4,021	3,989	3,902	3,788
Fe	0,994	1,025	0,994	0,968	0,991	1,003	0,994	1,008	1,031	0,999	0,964	1,034	0,995	0,988
Cu	3,010	2,992	3,024	3,011	2,986	2,973	3,010	2,988	3,001	2,977	3,015	2,977	3,103	3,223
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000

Tableau C. 30 : Mawsonite

N° d'échantillon	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28
N° d'analyse	38	39	40	41	42	43	44	45	46
S	29,03	28,75	28,70	29,38	29,23	28,91	29,15	29,07	29,24
Fe	13,85	13,48	13,47	13,43	13,19	13,17	13,22	13,26	13,29
Cu	43,28	43,63	43,27	43,07	43,06	42,74	43,16	42,88	42,79
Sn	13,98	14,29	13,97	14,03	13,99	14,17	13,84	13,85	14,12
Total	100,15	100,15	99,40	99,91	99,48	98,98	99,37	99,06	99,43
S	46,26	45,98	46,12	46,82	46,82	46,63	46,70	46,63	46,76
Fe	12,68	12,37	12,43	12,29	12,13	12,19	12,16	12,21	12,20
Cu	34,81	35,21	35,09	34,64	34,81	34,78	34,89	34,71	34,53
Sn	6,02	6,17	6,07	6,04	6,06	6,17	5,99	6,00	6,10
Total	99,76	99,73	99,71	99,78	99,81	99,78	99,74	99,55	99,58
Formules unitaires	Cu6 Fe2 Sn S8								
S	7,884	7,838	7,864	7,977	7,975	7,946	7,960	7,964	7,983
Fe	2,160	2,109	2,119	2,094	2,066	2,077	2,073	2,086	2,082
Cu	5,930	6,001	5,983	5,900	5,927	5,926	5,946	5,926	5,893
Sn	1,026	1,052	1,034	1,029	1,031	1,052	1,021	1,025	1,041
Total	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000

Tableau C.31 : Pentlandite-1

N° d'échantillon	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25
N° d'analyse	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	47	48	49
Analyses en % pds.															
S	33,04	33,20	32,80	30,66	33,37	32,94	32,68	33,16	33,21	33,09	33,06	33,00	33,16	32,94	32,85
Fe	24,69	24,54	25,08	23,30	25,26	24,64	23,65	23,53	24,26	24,83	24,26	24,61	25,00	24,62	24,33
Ni	23,39	22,11	21,75	22,24	21,65	21,64	23,32	22,84	22,05	21,85	21,86	22,14	22,04	22,50	23,02
Co	18,82	20,07	20,02	20,86	20,36	20,38	20,23	20,61	20,83	20,86	20,85	20,34	20,26	20,05	19,62
Cu	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,99	99,92	99,65	97,06	100,64	99,60	99,88	100,14	100,35	100,63	100,05	100,09	100,46	100,11	99,82
Analyses en % at.															
S	46,99	47,18	46,86	45,34	47,11	47,02	46,64	47,09	47,07	46,78	47,01	46,91	46,92	46,83	46,85
Fe	20,16	20,03	20,57	19,79	20,47	20,19	19,38	19,19	19,74	20,15	19,81	20,09	20,31	20,10	19,92
Ni	18,17	17,17	16,97	17,96	16,69	16,87	18,18	17,71	17,07	16,87	16,98	17,19	17,03	17,47	17,93
Co	14,56	15,52	15,56	16,78	15,64	15,82	15,71	15,92	16,06	16,05	16,13	15,74	15,60	15,51	15,22
Cu	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,92	99,90	99,96	99,87	99,91	99,90	99,91	99,91	99,94	99,85	99,94	99,93	99,86	99,91	99,92
Formules unitaires	(Fe,Ni)9 S8														
S	7,995	8,031	7,970	7,719	8,016	8,001	7,937	8,013	8,007	7,965	7,997	7,982	7,988	7,969	7,971
Fe	3,430	3,408	3,498	3,367	3,483	3,436	3,297	3,264	3,358	3,431	3,369	3,417	3,457	3,419	3,389
Ni	3,091	2,921	2,886	3,057	2,840	2,870	3,093	3,014	2,903	2,872	2,888	2,924	2,899	2,973	3,050
Co	2,478	2,641	2,646	2,857	2,661	2,693	2,673	2,709	2,732	2,732	2,744	2,677	2,655	2,639	2,590
Cu	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000

Tableau C.32 : Pentlandite-2

N° d'échantillon	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25
N° d'analyse	50	51	64	65	66	67	68
S	33,33	32,97	33,41	33,90	33,80	34,23	34,42
Fe	25,87	25,46	26,57	26,53	27,49	27,23	29,30
Ni	22,89	25,19	25,67	24,69	19,07	15,61	13,33
Co	14,87	15,99	14,24	14,19	11,23	9,09	7,27
Cu	0,72	0,37	0,32	1,72	8,88	12,95	15,05
Total	97,68	99,98	100,21	101,03	100,47	99,11	99,37
S	48,18	46,91	47,29	47,56	47,80	48,95	49,07
Fe	21,47	20,80	21,58	21,37	22,33	22,35	23,98
Ni	18,07	19,58	19,84	18,92	14,73	12,19	10,38
Co	11,70	12,38	10,97	10,84	8,64	7,07	5,64
Cu	0,52	0,27	0,23	1,22	6,34	9,34	10,83
Total	99,94	99,94	99,91	99,91	99,84	99,90	99,90
S	8,196	7,981	8,046	8,094	8,141	8,329	8,351
Fe	3,652	3,538	3,673	3,636	3,801	3,804	4,081
Ni	3,074	3,330	3,376	3,219	2,508	2,074	1,766
Co	1,989	2,106	1,866	1,843	1,471	1,203	0,960
Cu	0,089	0,045	0,039	0,207	1,079	1,590	1,842
Total	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000	17,000

Tableau C. 32 (suite) : Pentlandite-2 (suite)

N° d'échantillon	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25
N° d'analyse	70	72	73	74
Analyses en % pds.				
S	33,76	33,09	32,83	32,89
Fe	26,01	27,15	25,03	24,78
Ni	20,20	19,72	24,91	24,53
Co	12,89	10,59	16,66	17,48
Cu	6,70	7,41	0,33	0,40
Total	99,56	97,96	99,76	100,08
Analyses en % at.				
S	48,11	47,94	46,81	46,80
Fe	21,28	22,59	20,50	20,24
Ni	15,72	15,60	19,40	19,06
Co	10,00	8,35	12,93	13,53
Cu	4,81	5,41	0,24	0,29
Total	99,92	99,89	99,88	99,92
Formules unitaires	(Fe, Ni)9 S8			
S	8,186	8,159	7,969	7,962
Fe	3,620	3,843	3,488	3,444
Ni	2,675	2,655	3,302	3,243
Co	1,700	1,421	2,200	2,302
Cu	0,820	0,922	0,040	0,049
Total	17,000	17,000	17,000	17,000

Tableau C.33 : Mackinawite

N° d'échantillon	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	AC 25	A 63	A 63	A 63	A 63
N° d'analyse	57	58	60	61	63	77	78	80	91
Analyses en % pds.									
S	35,74	35,69	35,56	36,29	35,75	36,30	36,13	35,98	36,13
Fe	54,96	55,00	55,07	55,11	54,83	54,16	51,76	54,22	52,35
Ni	4,46	4,57	4,75	4,41	4,43	3,59	2,15	3,70	2,78
Co	3,43	3,25	3,10	3,60	3,55	4,96	7,79	4,91	7,29
Cu	0,33	0,45	0,53	0,37	0,41	0,48	1,54	0,41	0,85
Total	98,92	98,96	99,01	99,78	98,97	99,49	99,37	99,22	99,40
Analyses en % at.									
S	49,73	49,72	49,53	50,03	49,74	50,20	50,13	49,95	50,10
Fe	43,90	43,99	44,05	43,62	43,79	43,00	41,23	43,21	41,67
Ni	3,39	3,47	3,62	3,32	3,37	2,71	1,63	2,80	2,10
Co	2,59	2,46	2,35	2,70	2,69	3,73	5,88	3,71	5,50
Cu	0,23	0,31	0,37	0,26	0,29	0,33	1,08	0,29	0,59
Total	99,84	99,95	99,92	99,93	99,88	99,97	99,95	99,96	99,96
Formules unitaires	(Fe, Co, Ni) S								
S	0,996	0,995	0,992	1,001	0,996	1,004	1,003	0,999	1,002
Fe	0,879	0,880	0,882	0,873	0,877	0,860	0,825	0,865	0,834
Ni	0,068	0,070	0,072	0,066	0,067	0,054	0,033	0,056	0,042
Co	0,052	0,049	0,047	0,054	0,054	0,075	0,118	0,074	0,110
Cu	0,005	0,006	0,007	0,005	0,006	0,007	0,022	0,006	0,012
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Tableau C.34 : Violarite

N° d'échantillon	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22	AC 22
N° d'analyse	2	3	4	5	6	7	9	10
Analyses en % pds.								
S	41,30	41,79	41,14	40,76	41,16	41,85	40,96	40,59
Fe	18,02	17,53	17,41	18,56	17,63	17,82	17,65	17,97
Ni	31,10	31,12	31,16	30,46	31,11	31,71	30,91	30,55
Co	6,13	6,53	6,43	5,94	6,20	6,47	6,11	6,47
Cu	0,43	0,37	0,41	0,27	0,27	0,42	0,36	0,40
Total	96,98	97,33	96,55	96,00	96,37	98,26	96,00	95,99
Analyses en % at.								
S	57,12	57,51	57,17	56,99	57,26	57,18	57,23	56,86
Fe	14,31	13,85	13,89	14,90	14,08	13,98	14,16	14,45
Ni	23,49	23,39	23,65	23,26	23,64	23,66	23,59	23,37
Co	4,62	4,89	4,87	4,52	4,69	4,81	4,65	4,93
Cu	0,30	0,26	0,29	0,19	0,19	0,29	0,25	0,28
Total	99,83	99,89	99,86	99,85	99,87	99,91	99,87	99,89
Formules unitaires	(Fe,Co,Ni,Cu)3 S4							
S	4,005	4,030	4,008	3,995	4,014	4,006	4,011	3,984
Fe	1,003	0,970	0,974	1,044	0,987	0,979	0,992	1,013
Ni	1,647	1,639	1,657	1,630	1,657	1,658	1,653	1,638
Co	0,324	0,342	0,341	0,317	0,329	0,337	0,326	0,346
Cu	0,021	0,018	0,020	0,014	0,013	0,020	0,018	0,020
Total	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000

Tableau C.35 : Siégénite

N° d'échantillon	A 210	A 210	A 210	A 210	A 210	A 210	A 210	A 210
N° d'analyse	8	15	105	107	108	111	112	120
Analyses en % pds.								
S	40,63	41,47	40,48	39,93	40,12	40,11	40,60	40,31
Fe	15,30	14,30	13,75	16,05	15,06	14,43	13,21	13,52
Ni	18,03	19,28	17,33	16,95	20,02	19,61	18,83	18,99
Co	23,11	23,54	24,51	23,10	21,07	21,83	23,64	23,56
Cu	0,00	0,04	0,05	0,07	0,10	0,11	0,11	0,05
Total	97,07	98,63	96,12	96,10	96,36	96,09	96,39	96,43
Analyses en % at.								
S	56,52	56,76	56,82	56,19	56,28	56,40	56,82	56,49
Fe	12,22	11,24	11,08	12,97	12,13	11,65	10,62	10,88
Ni	13,70	14,41	13,29	13,03	15,34	15,05	14,39	14,53
Co	17,49	17,53	18,72	17,69	16,08	16,70	18,00	17,97
Cu	0,00	0,03	0,03	0,05	0,07	0,08	0,08	0,03
Total	99,93	99,97	99,93	99,93	99,91	99,88	99,90	99,91
Formules unitaires	(Fe,Co,Ni,Cu)3 S4							
S	3,959	3,975	3,980	3,937	3,944	3,953	3,981	3,958
Fe	0,856	0,787	0,776	0,908	0,850	0,816	0,744	0,762
Ni	0,959	1,009	0,931	0,913	1,075	1,055	1,008	1,018
Co	1,225	1,227	1,311	1,239	1,127	1,170	1,261	1,259
Cu	0,000	0,002	0,002	0,003	0,005	0,006	0,005	0,002
Total	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000

Tableau C.36 : Carrollite (gabbros)

N° d'échantillon	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28	OR 127-28
N° d'analyse	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
Analyses en % pds.														
S	41,36	41,47	41,38	41,28	41,27	41,54	41,29	41,13	41,80	41,28	41,40	41,41	41,39	41,30
Fe	0,93	0,57	0,53	0,53	0,50	0,45	0,33	1,22	0,91	0,64	0,71	0,73	0,71	1,34
Ni	9,75	9,74	9,63	9,75	9,92	9,94	10,18	9,60	9,26	9,40	9,21	9,47	9,33	9,47
Co	33,63	33,69	33,93	33,86	33,89	33,92	33,77	33,49	33,49	34,08	33,88	34,02	34,32	33,31
Cu	14,51	14,18	14,48	14,58	14,49	14,45	14,17	14,34	14,78	14,49	14,55	14,58	14,36	14,99
Total	100,19	99,65	99,95	100,01	100,07	100,31	99,74	99,77	100,24	99,89	99,75	100,21	100,11	100,41
Analyses en % at.														
S	56,68	57,01	56,80	56,67	56,67	56,82	56,80	56,58	57,11	56,71	56,89	56,77	56,71	56,48
Fe	0,73	0,45	0,42	0,42	0,40	0,36	0,26	0,97	0,71	0,50	0,56	0,58	0,56	1,05
Ni	7,30	7,32	7,22	7,31	7,44	7,43	7,65	7,21	6,91	7,05	6,91	7,09	6,98	7,08
Co	25,07	25,20	25,35	25,29	25,32	25,24	25,28	25,06	24,90	25,47	25,33	25,38	25,59	24,78
Cu	10,03	9,84	10,03	10,10	10,04	9,98	9,84	9,95	10,19	10,04	10,09	10,09	9,93	10,34
Total	99,81	99,81	99,82	99,78	99,85	99,82	99,82	99,77	99,82	99,78	99,78	99,90	99,76	99,73
Formules unitaires														
S	3,975	3,999	3,984	3,976	3,973	3,985	3,983	3,970	4,005	3,979	3,991	3,978	3,979	3,964
Fe	0,051	0,032	0,029	0,029	0,028	0,025	0,018	0,068	0,050	0,035	0,039	0,040	0,039	0,074
Ni	0,512	0,513	0,506	0,513	0,521	0,521	0,536	0,506	0,484	0,495	0,485	0,497	0,490	0,497
Co	1,758	1,767	1,777	1,774	1,775	1,770	1,773	1,758	1,746	1,787	1,777	1,778	1,795	1,739
Cu	0,704	0,690	0,703	0,708	0,704	0,699	0,690	0,698	0,715	0,704	0,708	0,707	0,697	0,726
Total	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000

Tableau C.36 (suite) : Carrollite (basaltes)

N° d'échantillon	V 257	V 257	V 257	V 257	V 257	V 257	V 257
N° d'analyse	34	35	37	40	41	42	43
Analyses en % pds.							
S	41,68	41,58	41,42	41,80	41,48	41,50	41,36
Fe	0,52	0,64	1,01	0,55	0,38	1,17	0,50
Ni	7,66	7,56	7,49	8,44	8,51	8,19	8,18
Co	37,42	37,67	37,13	37,17	37,17	36,86	37,01
Cu	13,09	13,13	12,98	12,60	12,34	12,58	12,66
Total	100,37	100,58	100,03	100,56	99,88	100,30	99,71
Analyses en % at.							
S	56,98	56,78	56,84	57,01	56,96	56,79	56,91
Fe	0,40	0,50	0,79	0,43	0,30	0,92	0,40
Ni	5,72	5,64	5,61	6,29	6,38	6,12	6,15
Co	27,83	27,99	27,72	27,58	27,77	27,45	27,70
Cu	9,03	9,05	8,99	8,67	8,55	8,69	8,79
Total	99,96	99,96	99,95	99,98	99,96	99,97	99,95
Formules unitaires	(Fe,Co,Ni,Cu)3 S4						
S	3,990	3,977	3,981	3,992	3,989	3,977	3,986
Fe	0,029	0,035	0,056	0,030	0,021	0,064	0,028
Ni	0,400	0,395	0,393	0,440	0,447	0,429	0,430
Co	1,949	1,960	1,941	1,931	1,945	1,922	1,940
Cu	0,632	0,633	0,629	0,607	0,599	0,608	0,616
Total	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000

Tableau C.37 Pyrite liée au métamorphisme de haute pression

N° d'échantillon	N 201	N 201	N 201	N 201	N 203	N 203	N 203	N 203	N 200	N 200	N 200	N 186	N 186
N° d'analyse	4	5	6	7	11	12	16	22	40	41	42	66	68
Analyses en % pds.													
S	53,75	52,71	53,72	53,41	53,13	53,56	53,46	53,64	53,43	53,42	53,60	52,90	53,07
As	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,08	0,00	0,07	0,05	0,11	0,04
Fe	46,61	45,85	46,68	47,11	46,98	46,49	46,13	46,41	46,03	46,33	46,02	45,85	45,57
Cu	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05
Ni	0,00	0,27	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,20
Co	0,07	0,07	0,07	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,16	0,12	0,23	0,00	0,05
Ag	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
Au	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	100,44	98,94	100,59	100,58	100,16	100,08	99,63	100,18	99,65	99,98	99,91	98,95	98,98
Analyses en % at.													
S	66,73	66,53	66,64	66,36	66,31	66,73	66,86	66,76	66,83	66,67	66,86	66,70	66,83
As	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,04	0,03	0,06	0,02
Fe	33,22	33,22	33,24	33,60	33,66	33,25	33,12	33,16	33,05	33,19	32,95	33,18	32,94
Cu	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
Ni	0,00	0,19	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,14
Co	0,05	0,05	0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,11	0,08	0,16	0,00	0,03
Ag	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Au	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
Formules unitaires Fe S2													
S	2,002	1,996	1,999	1,991	1,989	2,002	2,006	2,003	2,005	2,000	2,006	2,001	2,005
As	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001
Fe	0,997	0,997	0,997	1,008	1,010	0,997	0,994	0,995	0,991	0,996	0,989	0,996	0,988
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Ni	0,000	0,006	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Co	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,002	0,005	0,000	0,001
Ag	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
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

Tableau C.38 : Analyses et formules unitaires des mackinawites de différentes localités du monde.

N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N° d'analyse	14	15	18	20						
Analyses en % pds.										
S	36,25	35,84	35,60	35,52	35,0	35,4	36,1	35,22	34,87	35,57
Fe	58,44	58,48	56,72	57,18	55,0	58,7	59,1	56,1	52,61	59,31
Ni	3,06	3,04	3,04	3,18	2,5	2,0	2,8	1,91	0,28	4,09
Co	0,34	0,38	0,25	0,22	6,0	4,7	0,1	3,39	11,21	_
Cu	0,95	1,07	2,93	1,06	1,0	_	1,9	3,34	0,72	0,91
Total	99,04	98,81	98,54	97,15	99,5	100,8	100	99,96	99,69	99,88
Analyses en % at.										
S	50,16	49,84	49,78	50,18	48,81	48,66	49,75	48,92	48,64	49,19
Fe	46,43	46,69	45,52	46,38	44,03	46,32	46,75	44,73	42,13	47,08
Ni	2,32	2,31	2,32	2,45	1,90	1,50	2,11	1,45	0,21	3,09
Co	0,25	0,29	0,19	0,17	4,55	3,51	0,07	2,56	8,51	_
Cu	0,67	0,75	2,07	0,75	0,70	_	1,32	2,34	0,51	0,63
Total	99,83	99,88	99,88	99,94	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formules unitaires : (Fe, Ni, Co, Cu)S										
S	1,005	0,998	0,997	1,004	0,976	0,973	0,995	0,978	0,973	0,984
Fe	0,930	0,935	0,912	0,928	0,881	0,926	0,935	0,895	0,843	0,942
Ni	0,046	0,046	0,046	0,049	0,038	0,030	0,042	0,029	0,004	0,062
Co	0,005	0,006	0,004	0,003	0,091	0,070	0,001	0,051	0,170	_
Cu	0,013	0,015	0,041	0,015	0,014	_	0,026	0,047	0,010	0,013
Total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Analyses n° 1, 2, 3 et 4 : Chessy (Massif Central, France) (cette étude).
Analyse n° 5 : Yagoki, Japon (Mukherjee et Pratim, 1991).
Analyse n° 6 : Muskoks, Canada (Mukherjee et Pratim, 1991).
Analyse n° 7 : Mackinaw mine, Etats Unis d'Amérique (Clark, 1969).
Analyse n° 8 : Svartsjoen, Norvège, (Mukherjee et Pratim, 1991).
Analyse n° 9 : Moskogaisa, Norvège, (Mukherjee et Pratim, 1991).
Analyse n° 10 : Chandmari, Inde, (Mukherjee et Pratim, 1991).

Tableau C.39 : Compositions chimiques des roches des ophiolites de Corse.

	Basaltes en coussins			Agglomérats		Leucoferrodiorites		Albitites			Granites sodiques	
N° d'échantillon	VE 66	VE 69	VE 36	AA 18	AA 18-1	RR 143-1	RR 143-2	RR 138	RR 149-2	AA 18-6	VE 38	VE 40
Données brutes												
SiO2	43,34	50,66	42,72	46,24	52,08	51,84	45,36	65,80	67,93	58,55	77,34	76,33
Al2O3	14,58	16,30	16,91	17,89	15,65	11,78	10,86	17,54	16,27	15,87	11,45	12,27
Fe2O3	18,63	10,46	11,49	14,19	11,15	16,08	22,00	1,66	2,00	5,87	2,68	1,26
MgO	11,83	8,05	7,75	8,67	6,02	3,06	3,73	0,62	1,09	3,00	0,39	0,68
CaO	1,73	3,45	10,80	0,39	2,42	4,62	7,38	0,99	0,32	3,16	0,61	0,60
Na2O	1,36	5,77	1,96	4,33	7,97	6,14	3,00	11,43	9,54	10,15	6,82	7,71
K2O	0,04	0,04	0,06	0,46	0,11	0,28	0,39	0,06	0,08	0,30	0,08	0,05
TiO2	1,87	1,61	1,83	1,83	1,51	3,41	4,52	0,34	0,24	0,55	0,26	0,22
MnO	0,16	0,18	0,20	0,32	0,18	0,26	0,30	0,03	0,03	0,12	0,05	0,04
H2O + PF (1000°C)	6,28	3,71	5,59	5,05	3,34	1,47	2,70	0,41	1,37	2,87	0,42	0,33
H2O (110°C)	0,46	0,28	0,27	0,29	0,20	0,27	0,59	0,23	0,17	0,18	0,43	0,09
Total	100,28	100,51	99,58	99,66	100,63	99,21	100,83	99,11	99,04	100,62	100,53	99,58
Données recalculées à sec												
SiO2	46,33	52,49	45,58	49,02	53,64	53,19	46,50	66,82	69,67	60,01	77,59	76,98
Al2O3	15,59	16,89	18,04	18,97	16,12	12,09	11,13	17,81	16,69	16,27	11,49	12,37
Fe2O3	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	16,50	22,55	1,69	2,05	6,02	2,69	1,27
FeO	16,57	8,40	9,68	12,19	8,99							
MgO	12,65	8,34	8,27	9,19	6,20	3,14	3,82	0,63	1,12	3,07	0,39	0,69
CaO	1,85	3,57	11,52	0,41	2,49	4,74	7,57	1,01	0,33	3,24	0,61	0,61
Na2O	1,45	5,98	2,09	4,59	8,21	6,30	3,08	11,61	9,78	10,40	6,84	7,78
K2O	0,04	0,04	0,06	0,49	0,11	0,29	0,40	0,06	0,08	0,31	0,08	0,05
TiO2	2,00	1,67	1,95	1,94	1,56	3,50	4,63	0,35	0,25	0,56	0,26	0,22
MnO	0,17	0,19	0,21	0,34	0,19	0,27	0,31	0,03	0,03	0,12	0,05	0,04
Total	98,16	99,07	98,92	98,65	99,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
La	13	11	21	22	10	35	15	58	37	25	134	16
Ce	17	14	24	14	12	48	23	126	94	48	146	24
Nd	24	20	28	20	20	66	35	90	55	38	114	23
Sm	25	21	27	17	22	66	38	93	68	39	83	26
Eu	23	18	28	12	16	49	39	34	13	19	29	14
Gd	23	22	29	16	21	64	41	91	73	39	66	30
Dy	25	20	24	15	17	62	31	92	93	47	50	35
Er	23	17	22	15	15	60	30	97	109	52	52	40
Yb	23	17	22	15	15	69	31	104	141	59	56	40
Lu	22	17	22	15	14	71	30	99	134	60	56	43

Tableau C.40 : Compositions chimiques des laves en coussin, dolérites massives et diabases de Corse (d'après Beccaluva et al. 1977).

	Laves en coussins					Dolérites massives				Diabases filoniennes			
N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
N° d'échantillon	2563	2295	2293	3084 A	3087	2761	2763	7991	256112	2893	596 a	594	16911
SiO2	52,51	50,95	49,16	49,41	51,47	48,35	48	50	48,31	49,03	52,82	49,86	54,54
TiO2	1,61	1,7	1,37	1,69	1,61	1,13	1,32	2,33	3,03	1,13	1,93	2,41	2,55
Al2O3	18,14	15,55	17,28	13,41	15,08	16,32	16,26	14,73	13,56	16,06	13,83	14,11	12,87
FeO total	7,22	9,8	9,55	9,69	8,43	6,95	9,23	12,64	14,74	8,14	8,65	11,92	11,2
MnO	–	–	0,15	–	–	0,13	0,17	0,17	0,28	0,15	0,15	0,2	0,15
MgO	6,35	5,32	3,2	9,93	2,68	9,67	8,42	7,3	7,42	8,76	6,84	5,72	5,25
CaO	1,92	6,44	9,03	9,26	16,57	8,18	7,02	5,12	5,46	8,2	8,41	8,03	5,05
Na2O	3,77	4,8	5,25	2,33	–	2,69	4,74	5,56	5,24	3,08	4,82	4,6	6,37
K2O	4,27	1,26	0,42	0,05	<0,01	1,22	0,05	0,01	0,2	1,25	0,03	0,02	0,15
P2O5	0,13	0,14	0,17	0,19	0,19	0,11	0,13	0,24	0,3	0,1	0,2	0,2	0,36
Pertes au feu	3,89	3,23	4,21	4,14	4,34	4,46	3,93	2,83	2,47	3,83	2,3	2,76	1,77
Total	99,81	99,19	99,79	100,1	100,18	99,21	99,27	100,93	101,01	99,73	99,98	99,83	100,26
Ni	120	153	95	134	85	170	137	39	41	160	93	79	50
Co	36	48	44	44	50	31	56	38	53	39	41	51	37
Cr	379	350	350	301	186	231	30	nd	34	380	152	88	nd
Cu	60	84	48	59	35	53	76	13	36	22	7	41	52
Zn	58	69	92	81	90	51	68	60	103	49	27	83	27
V	184	235	202	213	252	182	193	277	395	183	268	313	292
Sr	12	121	63	23	20	215	64	41	34	152	123	48	44
Li	16	32	24	19	4	18	15	13	19	7	9	11	6
Rb	–	36	16	8	<6	18	<6	<6	<6	24	8	6	<6
Nb	7	–	–	–	–	7	–	–	8	–	–	8	6
Zr	132	129	120	166	121	96	104	203	188	88	161	180	260
Y	40	54	49	48	37	40	36	67	50	36	62	68	85

Tableau C.41 : Compositions chimiques des roches leucocrates des ophiolites de Corse

	Leucoferrodiorites			Albitites						Granites sodiques					
N° d'ordre	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
N° d'échantillon	297131	P7985A2	23861 A	23881 A	18102	P7983	M7995 B	23862	2873	30731	2879	1822	186	2581	7984B
SiO2	54	58,09	59,9	60,48	60,08	60,87	60,98	62,47	64,1	68,91	79,45	69,4	70,2	71	79,65
TiO2	1,44	1,11	0,88	0,79	0,49	0,43	0,49	0,8	0,91	0,19	0,15	0,25	0,25	0,27	0,12
Al2O3	14,15	15,98	17,23	16,99	16,74	17,67	17,82	16,21	13,67	16,52	12,08	16,12	15,95	13,87	11,48
FeO total	15,78	8,02	6,32	6,25	1,29	5,18	2,57	5,78	8,17	3,01	1,35	0,7	1,79	3,89	0,52
MnO	nd	0,22	0,06	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,12	–	–	0,02	0,08	0,03	0,01
MgO	2,76	2,01	1,38	1,49	2,88	0,77	4,19	1,55	1,46	2,17	<0,01	0,78	0,45	2,98	0,08
CaO	2,22	2,97	1,78	1,84	13,95	4,92	1,5	1,11	1,4	0,03	0,1	3,1	1,67	0,1	0,32
Na2O	8,02	8,22	10,8	11,28	0,15	8,21	9,01	10,23	8,65	7,84	6,59	7,49	6,93	5,8	6,59
K2O	0,09	0,47	0,1	0,05	0,01	0,05	0,17	0,18	<0,10	<0,01	<0,01	<0,01	0,77	<0,1	0,05
P2O5	0,4	–	< 0,1	0,15	–	–	–	–	0,13	0,02	0,05	–	–	<0,1	–
Pertes au feu	1,36	–	0,71	0,65	–	–	–	–	1,9	–	–	–	–	0,48	–
Total	100,22	97,09	99,16	100,03	96,35	98,16	96,78	98,37	100,5	98,69	99,78	97,86	99,48	98,42	98,82
Ni	110	–	1	22	–	–	–	–	35,3	–	–	–	–	77,7	–
Co	25	–	24,7	10	–	–	–	–	41,4	–	8	–	–	28,5	–
Cr	–	–	35,3	–	–	–	–	–	28,4	–	–	–	–	25,3	–
Cu	18	–	–	10	–	–	–	–	–	–	22	–	–	–	–
Zn	208	–	–	65	–	–	–	–	–	–	17	–	–	–	–
V	49	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	37	–	–	27	–	–	–	–	84	–	9	–	–	–	–
Li	15	–	–	11	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	< 6	–	0,09	<6	–	–	–	–	0,6	–	<6	–	–	1,8	–
Nb	11	–	–	16	–	–	–	–	–	–	25	–	–	–	–
Zr	620	–	1638	2200	–	–	–	–	1028	–	305	–	–	436	–
Y	170	–	–	–	–	–	–	–	–	–	180	–	–	–	–

Références des analyses- 14 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 et Beccaluva et al. 1977), massif de l'Inzecca ; 15 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980), Punta di Puriolo ; 16 : (in Cocherie, 1978), massif de l'Inzecca ; 17 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 et Beccaluva et al. 1977), massif de l'Inzecca ; 18 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 et Beccaluva et al. 1977), massif de l'Inzecca ; 19 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980), Punta di Puriolo ; 20 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980), Punta Muzzone ; 21 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980), massif de l'Inzecca ; 22 : (in Cocherie, 1978) massif de l'Inzecca ; 23 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975) ; 24 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980), massif de l'Inzecca ; 25 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980), massif de l'Inzecca ; 26 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975), massif de la Casaluna ; 27 : (in Cocherie, 1978), massif de l'Inzecca ; 28 : (in Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1980), Punta di Puriolo.

Tableau C.42 : Analyses globales des minerais des ophiolites de Corse

		Analyses en %								Analyses en ppm									
N° d'échantillon	Type de minerai	**Cu**	**Fe**	**Mg**	**Al**	**Ca**	**Na**	**K**	**P**	**Zn**	**Ni**	**Co**	**Cd**	**Ag**	**Pb**	**Mo**	**Mn**	**As**	**U**
A 210	massif	1,18	33,34	5,11	0,29	3,94	< 0,01	< 0,01	0,015	126	2141	1424	1,1	0,7	< 4	< 2	284	< 4	< 10
A 213	massif	10,00	37,67	1,66	0,02	2,26	< 0,01	< 0,01	0,106	2178	1480	1093	21,8	1,1	9	< 2	124	< 4	< 10
A 68	massif	0,78	24,45	9,12	0,46	4,9	0,01	< 0,01	0,012	119	1745	977	0,4	0,9	< 4	2	448	< 4	10
AC 25	disséminé	2,64	24,49	8,77	0,86	4,57	0,01	< 0,01	0,029	1893	1183	785	11,8	0,7	< 4	3	579	< 4	< 10
AC 22	disséminé	1,16	9,09	15,05	0,68	1,94	0,01	< 0,01	0,013	678	1517	221	4,2	< 0,3	< 4	< 2	511	< 4	< 10
A 67	disséminé	3,52	12,91	11,04	0,89	4,1	< 0,01	< 0,01	0,037	695	396	249	7,4	< 0,3	< 4	< 2	565	< 4	< 10
NO 27	massif	1,49	9,61	0,11	0,13	0,01	< 0,01	< 0,01	0,017	18	48	14	1	2,3	22	7	37	< 4	11
NO 28	massif	3,74	15,33	0,93	0,96	0,01	0,01	< 0,01	0,042	63	265	26	2,8	< 0,3	36	52	561	< 4	< 10
N 187	massif	2,52	6,91	1,52	1,26	0,01	0,09	0,06	0,037	47	269	18	2,6	< 0,3	80	24	477	13	< 10
N 186	massif	0,60	21,41	1,56	1,41	0,1	0,02	0,01	0,021	37	416	59	< 0,4	0,3	8	125	377	< 4	< 10
V 260	massif	0,01	15,12	0,29	0,43	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,002	4	279	107	< 0,4	0,3	< 4	4	20	< 4	< 10
V 256	massif	0,13	29,32	0,02	0,03	0,01	< 0,01	< 0,01	0,003	738	282	194	1,5	15,1	234	7	52	25	< 10
V 261	massif	0,01	31,41	1,53	1,82	0,01	< 0,01	< 0,01	0,006	13	501	297	< 0,4	0,3	< 4	< 2	92	20	< 10
V 257	massif	2,36	9,385	0,985	0,73	1,52	< 0,01	< 0,01	0,027	138,5	272,5	169	10,15	5,2	44,5	56,5	107	6	< 10
N 200	disséminé	0,02	11,46	0,29	0,28	0,04	0,59	< 0,01	0,002	11	86	103	< 0,4	< 0,3	5	14	97	< 4	< 10
V 258	disséminé	0,70	14,7	8,82	5,6	0,25	< 0,01	< 0,01	0,015	309	574	166	1,1	1,5	6	21	603	< 4	< 10
CE 29	disséminé	0,00	11,42	11,23	0,87	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,004	48	1110	49	0,4	< 0,3	< 4	< 2	153	38	< 10

		Analyses en ppm (suite)													Analyses en ppb		
N° d'échantillon	Type de minerai	**Th**	**Sr**	**Sb**	**Bi**	**V**	**La**	**Cr**	**Ba**	**Ti**	**Zr**	**Sn**	**Y**	**Be**	**Sc**	**Au**	**Pt**	**Pd**
A 210	massif	< 2	9	< 4	< 4	13	< 2	860	5	0,01	< 2	< 2	2	< 1	3	17	19	< 3
A 213	massif	< 2	< 2	28	< 4	< 2	< 2	22	2	< 0,01	< 2	< 2	< 2	< 1	< 1	14	< 3	< 3
A 68	massif	< 2	18	< 4	< 4	23	< 2	1411	5	0,01	< 2	< 2	< 2	< 1	6	25	32	< 3
AC 25	disséminé	2	10	< 4	12	50	< 2	1302	7	0,15	2	< 2	3	< 1	7	17	9	16
AC 22	disséminé	2	9	< 4	4	26	< 2	1335	4	0,01	< 2	< 2	< 2	< 1	8	24	6	9
A 67	disséminé	< 2	8	11	< 4	47	< 2	2185	6	0,02	< 2	3	2	< 1	14	51	69	11
NO 27	massif	< 2	< 2	< 4	10	7	2	51	3	0,01	< 2	< 2	< 2	< 1	< 1	13	10	3
NO 28	massif	< 2	< 2	< 4	< 4	51	< 2	664	5	0,04	< 2	< 2	2	< 1	5	62	23	< 3
N 187	massif	< 2	3	6	12	50	< 2	720	11	0,03	< 2	3	< 2	< 1	5	39	37	11
N 186	massif	< 2	2	< 4	5	48	< 2	558	8	0,1	2	< 2	4	< 1	6	10	7	< 3
V 260	massif	< 2	< 2	< 4	< 4	2	< 2	119	2	0,05	< 2	2	< 2	< 1	2	8	46	3
V 256	massif	< 2	< 2	4	< 4	< 2	< 2	7	5	< 0,01	< 2	< 2	< 2	2	< 1	425	6	4
V 261	massif	< 2	< 2	< 4	< 4	39	< 2	858	3	0,04	< 2	7	< 2	< 1	4	9	3	4
V 257	massif	< 2	65,5	4	7	25,5	< 2	813,5	2	0,01	< 2	< 2	2	< 1	3	56	11	8,5
N 200	disséminé	< 2	4	< 4	0,4	31	< 2	58	40	0,01	< 2	< 2	< 2	< 1	< 1	13	13	4
V 258	disséminé	< 2	< 2	< 4	5	113	< 2	754	< 2	0,21	7	< 2	6	< 1	8	19	49	< 3
CE 29	disséminé	< 2	< 2	< 4	< 4	37	< 2	1115	29	0,02	< 2	< 2	< 2	< 1	4	10	5	3

Tableau C.43 : Compositions isotopiques en oxygène et carbone de la calcite des calcaires sédimentaires et celle de la matrice et des veines des ophicalcites des ophiolites de Corse.

N° d'échantillon	Lithologie	Localité de Prélèvement	Type de calcite analysé	δ 18O/SMOW	δ 13C/PDB
N 241	Calcaire sédimentaire	Noceta (Inzecca)	Calcite sparitique	17,04	0,59
A 220	Calcaire sédimentaire	Saint Alexis (Altiani)	Calcite sparitique	20,23	-1,47
A 221	Calcaire sédimentaire	Saint Alexis (Altiani)	Calcite sparitique	17,13	1,77
A 222	Calcaire sédimentaire	Saint Alexis (Altiani)	Calcite sparitique	17,42	2,19
A 223	Calcaire sédimentaire	Saint Alexis (Altiani)	Calcite sparitique	21,79	-0,12
N 239	Ophicalcite	Noceta (Inzecca)	Calcite de la matrice	16,45	-0,43
V 249	Ophicalcite	Vezzani (Inzecca)	Calcite de la matrice	18,5	-0,13
A 51	Ophicalcite	Saint Alexis (Altiani)	Calcite de la matrice	17,08	1,14
A 52	Ophicalcite	Saint Alexis (Altiani)	Calcite de la matrice	17	1,48
A 54	Ophicalcite	Saint Alexis (Altiani)	Calcite de la matrice	17,12	2,03
A 99	Ophicalcite	Saint Alexis (Altiani)	Calcite de la matrice	16,46	1,52
A53	Ophicalcite	Saint Alexis (Altiani)	Calcite de la matrice	14,28	0,62
B 13	Ophicalcite	Saint Alésio (Piano Maggiore)	Calcite de la veine	12,28	0,81
B 141	Ophicalcite	Saint Alésio (Piano Maggiore)	Calcite de la veine	12,08	2,43
B 141	Ophicalcite	Saint Alésio (Piano Maggiore)	Calcite de la veine	11,95	1,26

Liste des échantillons étudiés

Liste des échantillons étudiés

N° d'échantillon	Description pétrographique	Nature du prélèvement	Mode de Gisement	Localisation géographique
I 1*	Dolérite	Surface	Dolérite massive	Pinzalone (M. Inzecca)
I 2*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Pinzalone (M. Inzecca)
I 3*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Pinzalone (M. Inzecca)
I 4*	Dolérite	Surface	Dolérite massive	Pinzalone (M. Inzecca)
IN 1	Basalte	Surface	Lave en coussin	Pinzalone (M. Inzecca)
IN 3	Dolérite	Surface	Dolérite massive	Pinzalone (M. Inzecca)
IN 4	Basalte	Surface	Lave en coussin	Pinzalone (M. Inzecca)
V 255*	Dolérite	Surface	Dolérite massive	Vezzani (M. Inzecca)
V 256*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
V 257*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 20	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca) "Zone à riébeckite et magnétite"
VE 21	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 36	Basalte	Surface	Lave en coussin	Mine de Vezzani (M. Inzecca), à 30 m du contact
VE 58	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 59	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 60	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 61	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 62	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 63	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 64	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca)
VE 65	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Vezzani (M. Inzecca), contact filon/encaissant
VE 66	Basalte	Surface	Lave en coussin	Mine de Vezzani (M. Inzecca), au niveau du contact
VE 67	Basalte	Surface	Lave en coussin	Mine de Vezzani (M. Inzecca), à 0,5 m du contact
VE 68	Basalte	Surface	Lave en coussin	Mine de Vezzani (M. Inzecca), à 1 m du contact
VE 69	Basalte	Surface	Lave en coussin	Mine de Vezzani (M. Inzecca), à 1,5 m du contact
VE 70	Basalte	Surface	Lave en coussin	Mine de Vezzani (M. Inzecca), à 2 m du contact
NO 27	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
NO 28	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
NO 29	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)

* : échantillon prélevé par A. Léron

Liste des échantillons étudiés

N° d'échantillon	Description pétrographique	Nature du prélèvement	Mode de Gisement	Localisation géographique
N 7*	Albitite	Surface	Cumulat	Noceta (M. Inzecca)
N 153*	Gabbro intermédiaire déformé	Surface	Cumulat	Noceta (M. Inzecca)
N 154*	Gabbro intermédiaire	Surface	Cumulat	Noceta (M. Inzecca)
N 155*	Dolérite	Surface	Dolérite massive	Noceta (M. Inzecca)
N 157*	Gabbro intermédiaire déformé	Surface	Cumulat	Noceta (M. Inzecca)
N 159*	Gabbro intermédiaire	Surface	Cumulat	Noceta (M. Inzecca)
N 184*	Radiolarite	Surface	Couche sédimentaire	Mine de Noceta (M. Inzecca), près de la mine
N 185*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
N 186*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca), contact filon/encaissant
N 187*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
N 199*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
N 200*	Minerai disséminé	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
N 201*	Minerai disséminé	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
N 202*	Minerai disséminé	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca), près de la mine
N 203*	Minerai disséminé	Surface	Filon minéralisé	Mine de Noceta (M. Inzecca)
N 217*	Glaucophanite	Surface	Lave en coussin	Mine de Noceta (M. Inzecca), près de la mine
N 238*	Calcaire sédimentaire	Surface	Couche sédimentaire	Noceta (M. de l'Inzecca)
N 239*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Noceta (M. de l'Inzecca)
N 240*	Albitite	Surface	Cumulat	Noceta (M. de l'Inzecca)
N 241*	Calcaire sédimentaire	Surface	Couche sédimentaire	Noceta (M. de l'Inzecca)
V 224*	Dolérite	Surface	Dolérite massive	Col d'Erbajo (M. Inzecca)
V 258*	Minerai disséminé	Surface	Filon minéralisé	Mine du Col d'Erbajo (M. Inzecca)
V 259*	Basalte	Surface	Lave massive	Mine du Col d'Erbajo (M. Inzecca), près du filon
V 260*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine du Col d'Erbajo (M. Inzecca)
V 261*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine du Col d'Erbajo (M. Inzecca)
V 263*	Basalte	Surface	Lave massive	Mine du Col d'Erbajo (M. Inzecca), près du filon
CE 19	Basalte	Surface	Lave massive	Col d'Erbajo (M. Inzecca)
CE 29	Minerai disséminé	Haldes	Filon minéralisé	Mine du Col d'Erbajo (M. Inzecca)
CE 133	Basalte	Surface	Lave massive	Col d'Erbajo (M. Inzecca)

* : échantillon prélevé par A. Léron

Liste des échantillons étudiés

N° d'échantillon	Description pétrographique	Nature du prélèvement	Mode de Gisement	Localisation géographique
CE 133-1	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Col d'Erbajo (M. Inzecca)
CE 133-2	Basalte	Surface	Lave massive	Col d'Erbajo (M. Inzecca)
V 192*	Albitite	Surface	Filon	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
V 194*	Leucoferrodiorite	Surface	Filon	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 132	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 135	Basalte	Surface	Filon	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 136	Albitite	Surface	Filon	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 137	Basalte	Surface	Filon	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 138	Albitite	Surface	Filon	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 143-1	Leucoferrodiorite	Surface	Cumulat	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 143-2	Leucoferrodiorite	Surface	Cumulat	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 143-3	Albitite	Surface	Cumulat	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 143-4	Albitite	Surface	Cumulat	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
RR 143-5	Leucoferrodiorite	Surface	Cumulat	Coupe du Rocher de Rasella (M. Inzecca)
V 249*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
V 250*	Albitite	Surface	Filon	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
VE 38	Granite sodique	Surface	Filon	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
VE 39	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
VE 40	Granite sodique	Surface	Filon	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
VE 149-1	Basalte	Surface	Filon	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
VE 149-2	Albitite	Surface	Filon	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
VE 151	Basalte	Surface	Lave massive	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
VE 134	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe de P. di-Castelnuovo (M. Inzecca)
OR 122	Gabbro euphotide	Surface	Cumulat	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna), près du filon
OR 127-1	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-2	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-3	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-4	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-5	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)

* : échantillon prélevé par A. Léron

Liste des échantillons étudiés

N° d'échantillon	Description pétrographique	Nature du prélèvement	Mode de Gisement	Localisation géographique
OR 127-6	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-7	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-8	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-9	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-10	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-11	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-12	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-13	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-14	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-15	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-16	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-17	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-18	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-19	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-20	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-21	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-22	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-23	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-24	Minerai massif	Haldes	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-25	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-26	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-27	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
OR 127-28	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine d'Orsella (M. de la Casaluna)
AI 76	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Près de Aïti (M. de la Casaluna)
AI 77	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Près de Aïti (M. de la Casaluna)
CA 93	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)
CA 94	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)
CA 95	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)
CA 96	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)

* : échantillon prélevé par A. Léron

Liste des échantillons étudiés

N° d'échantillon	Description pétrographique	Nature du prélèvement	Mode de Gisement	Localisation géographique
CA 97	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)
CA 98	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)
CA 99	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)
CA 100	Troctolite	Surface	Cumulat	Cardo (M. de la Casaluna)
RU 56	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore), près du contact
RU 57	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore)
B 165*	Radiolarite	Surface	Couche sédimentaire	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore)
B 166*	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore), près du contact
B 167*	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore), près du contact
B 168*	Minerai massif	Surface	Filon minéralisé	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore)
B 169*	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore), près du contact
B 170*	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore), près du contact
B 171*	Minerai massif et oxydé	Surface	Filon minéralisé	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore)
B 172*	Minerai massif et oxydé	Surface	Filon minéralisé	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore)
B 173*	Schiste	Surface	Couche sédimentaire	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore)
B 174*	Diabase	Surface	Filon	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore)
B 175*	Gabbro euphotide déformé	Surface	Cumulat	Mine de Rusio (M. de Piano Maggiore), près du contact
SE 45	Ferrogabbro	Surface	Cumulat	Sermano (M. de Piano Maggiore)
SE 46	Gabbro intermédiaire	Surface	Cumulat	Sermano (M. de Piano Maggiore)
SE 47	Albitite	Surface	Filon	Sermano (M. de Piano Maggiore)
B 121*	Radiolarite	Surface	Couche sédimentaire	Sermano (M. de Piano Maggiore)
SE 48	Diabase	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
SE 49	Diabase	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
SE 50	Diabase	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
SE 51	Gabbro	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
SE 52	Gabbro	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
SE 53	Ophicalcite	Surface	Enclave dans filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
SE 54	Diabase	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
SE 55	Diabase	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)

* : échantillon prélevé par A. Léron

Liste des échantillons étudiés

N° d'échantillon	Description pétrographique	Nature du prélèvement	Mode de Gisement	Localisation géographique
SE 158	Albitite	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
PM 114	Ferrogabbro	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 10*	Serpentinite	Surface	Massif	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 11*	Serpentinite	Surface	Massif	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 12*	Diabase	Surface	Filon	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 13*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 136*	Gabbro euphotide	Surface	Cumulat	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 137*	Gabbro euphotide	Surface	Cumulat	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 141*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 146*	Serpentinite	Surface	Massif	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 151*	Serpentinite	Surface	Massif	Coupe de saint Alésio (M. de Piano Maggiore)
B 213*	Serpentinite	Surface	Massif	Saint Antoine (M. de Piano Maggiore)
B 214*	Albitite	Surface	Filon	Saint Antoine (M. de Piano Maggiore)
AC 22	Minerai disséminé	Surface	Filon	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
AC 23	Serpentinite minéralisée	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
AC 24	Serpentinite minéralisée	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
AC 25	Minerai disséminé	Surface	Filon	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
AC 26	Serpentinite minéralisée	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 63*	Minerai massif	Surface	Filon	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 64*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 65*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 66*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 67*	Minerai disséminé	Surface	Filon	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 68*	Minerai massif	Surface	Filon	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 69*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 70*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 209*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 210*	Minerai massif	Surface	Filon	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 211*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)

* : échantillon prélevé par A. Léron

Liste des échantillons étudiés

N° d'échantillon	Description pétrographique	Nature du prélèvement	Mode de Gisement	Localisation géographique
A 212*	Serpentinite	Surface	Massif	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 213*	Minerai massif	Surface	Filon	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 265*	Gabbro euphotide	Surface	Cumulat	Mine de Punta Cervio (M. d'Altiani)
A 51*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 52*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 53*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 54*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 99*	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 220*	Calcaire sédimentaire	Surface	Couche sédimentaire	Sud de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 221*	Calcaire sédimentaire	Surface	Couche sédimentaire	Sud de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 222*	Calcaire sédimentaire	Surface	Couche sédimentaire	Sud de Saint Alexis (M. d'Altiani)
A 223*	Calcaire sédimentaire	Surface	Couche sédimentaire	Sud de Saint Alexis (M. d'Altiani)
AA 14	Leucoferrodiorite	Surface	Filon	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
AA 15	Ophicalcite	Surface	Septa	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
AA 16	Granite sodique	Surface	Filon	Coupe NW-SE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
AA 18	Basalte	Surface	Lave massive	Coupe SSW-NNE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
AA 18-1	Basalte	Surface	Lave massive	Coupe SSW-NNE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
AA 18-6	Albitite	Surface	Filon	Coupe SSW-NNE de Saint Alexis (M. d'Altiani)
AL 30	Basalte	Surface	Lave en coussin	Altiani (M. d'Altiani)
A 19*	Serpentinite	Surface	Massif	Altiani (M. d'Altiani)
A 20*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Altiani (M. d'Altiani)
A 21*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Altiani (M. d'Altiani)
A 22*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Altiani (M. d'Altiani)
A 23*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Altiani (M. d'Altiani)
A 29*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Altiani (M. d'Altiani)
A 29 Bis*	Basalte	Surface	Lave en coussin	Altiani (M. d'Altiani)
ER 8	Gabbro euphotide	Surface	Cumulat	Erbajolo-Ferlacce (M. d'Altiani)
ER 9	Gabbro euphotide	Surface	Cumulat	Erbajolo-Ferlacce (M. d'Altiani)
ER 10	Serpentinite	Surface	Massif	Erbajolo-Ferlacce (M. d'Altiani)
ER 11	Ophicalcite	Surface	Niveau sédimentaire	Erbajolo-Ferlacce (M. d'Altiani)

* : échantillon prélevé par A. Léron

Liste des analyses

			Minéraux analysés à la microsonde électronique																				MEB	Roche totale			Isotopes
N° d'échan.	Lame mince	Section polie	Py	Pyr	Sp	Cb	Cp	Br	Id	Ms	Pn	Mc	Vi	Sg	Ct	Cpx	Opx	Ol	Ilm	Amp	Chl	Epd		Majeurs	Traces	Terres rares	O, C sur Cc
I 1*	x															12				2	7						
I 2*	x																				3		X				
I 3*	x															8					3						
I 4*	x															9											
IN 1	x																										
IN 3	x															8											
IN 4	x															7											
V 255*	x															7											
V 256*		X	12																					X	X		
V 257*		X					2	3							7									X	X		
VE 20		X																									
VE 21		X			16																		X				
VE 36	x																							X	X	X	
VE 58		X																									
VE 59		X																									
VE 60		X																									
VE 61		X																									
VE 62		X																									
VE 63		X																									
VE 64		X																									
VE 65	x																										
VE 66																								X	X	X	
VE 67																											
VE 68																											
VE 69																								X	X	X	
VE 72																											
NO 27		X																						X	X		
NO 28		X	15																				X	X	X		
NO 29		X																									
N 7*	x																										
N 153*	x																			6	3						
N 154*	x																			6	4						
N 155*	x																										
N 157*	x																			7							
N 159*	x																										
N 184*																											
N 185*		X																									
N 186*		X	6				2																	X	X		
N 187*		X	9				2																	X	X		
N 199*		X	4				2																				
N 200*		X	11				4																	X	X		
N 201*		X	7				1																				
N 202*	x																				5						
N 203*		X	9																								
N 217*	x		3				1																				
N 238*	x																										
N 239*	x																										X
N 240*	x																										
N 241*	x																										X
V 224*	x																										
V 258*		X	10																					X	X		
V 259*	x																										
V 260*																								X	X		
V 261*																								X	X		
V 263*	x																										
CE 19	x																										
CE 29		X																					X	X	X		
CE 133																											
CE 133-1																											
CE 133-2																											
V 192*	x																										
V 194*	x																										
RR 132																											
RR 135																											
RR 136																											
RR 137																											
RR 138																								X	X	X	
RR 143-1	x															12			5					X	X	X	
RR 143-2	x															6			1					X	X	X	
RR 143-3	x																										

			Minéraux analysés à la microsonde électronique																				MEB	Roche totale			Isotopes
N° d'échan.	Lame mince	Section polie	Py	Pyr	Sp	Cb	Cp	Br	Id	Ms	Pn	Mc	Vi	Sg	Ct	Cpx	Opx	Ol	Ilm	Amp	Chl	Epd		Majeurs	Traces	Terres rares	O, C sur Cc
RR 143-4	x																										
RR 143-5	x																										
V 249*	x																										X
V 250*	x																										
VE 38	x																							X	X	X	
VE 39																											
VE 40	x																							X	X	X	
VE 149-1																											
VE 149-2																								X	X	X	
VE 151																											
VE 134																											
OR 122	x																										
OR 127-1		X																									
OR 127-2		X																									
OR 127-3		X																									
OR 127-4		X																									
OR 127-5		X																									
OR 127-6		X																									
OR 127-7		X																									
OR 127-8		X																									
OR 127-9		X																									
OR 127-10		X																									
OR 127-11		X																									
OR 127-12		X																									
OR 127-13		X																									
OR 127-14		X																									
OR 127-15		X																									
OR 127-16		X																									
OR 127-17		X																									
OR 127-18		X																									
OR 127-19		X																									
OR 127-20		X																									
OR 127-21		X																									
OR 127-22		X																									
OR 127-23		X																									
OR 127-24		X																									
OR 127-25		X																									
OR 127-26		X																									
OR 127-27		X																									
OR 127-28		X							14	9					14												
AI 76																											
AI 77																											
CA 93	x																										
CA 94	x																										
CA 95	x																										
CA 96	x																										
CA 97	x																9	4	3								
CA 98	x																5	2	4								
CA 99	x																										
CA 100	x																										
RU 56	x																			3	5						
RU 57		X	12		19		8																X				
B 165*																											
B 166*	x																										
B 167*	x																			2	2	3					
B 168*																											
B 169*	x																			6	6						
B 170*	x																			4		6					
B 171*		X																									
B 172*		X																									
B 173*																											
B 174*	x																										
B 175*	x																			16							
SE 45	x																			8							
SE 46	x																		7	6							
SE 47	x																										
B 121*																											
SE 48	x																										
SE 49	x															10											
SE 50	x																										

			Minéraux analysés à la microsonde électronique																			MEB	Roche totale			Isotopes
N° d'échan.	Lame mince	Section polie	Py	Pyr	Sp	Cb	Cp	Br	Id	Ms	Pn	Mc	Vi	Sg	Ct	Cpx	Opx	Ol	Ilm	Amp	Chl	Epd		Majeurs	Traces	Terres rares	O, C sur Cc
SE 51	x															9											
SE 52	x																										
SE 53	x																										
SE 54	x																										
SE 55	x															11											
SE 158	x																										
PM 114	x															8			4								
B 10*	x																										
B 11*	x																										
B 12*	x															6											
B 13*	x																										X
B 136*	x																										
B 137*	x																										
B 141*																											X
B 146*	x																										
B 151*	x																										
B 213*	x																										
B 214*	x																										
AC 22	x	X			9	7	5						8										X	X	X		
AC 23	x																										
AC 24	x																										
AC 25	x	X				10	4				26	5											X	X	X		
AC 26	x																										
A 63*		X		4	7		3					4											X				
A 64*		X																									
A 65*	x																										
A 66*	x																										
A 67*		X		4	17		3																X	X	X		
A 68*		X		4			1																	X	X		
A 69*	x																										
A 70*	x																										
A 209*	x																										
A 210*		X		5			1							8										X	X		
A 211*	x																										
A 212*	x																										
A 213*		X		2	6		1																	X	X		
A 265*	x																										
A 51*	x																										X
A 52*																											X
A 53*																											X
A 54*																											X
A 99*	x																										X
A 220*																											X
A 221*																											X
A 222*																											X
A 223*																											X
AA 14	x																										
AA 15																											
AA 16	x																										
AA 18	x																										
AA 18-1																											
AA 18-6																											
AL 30	x																										
A 19*	x																										
A 20*	x																										
A 21*	x																										
A 22*	x																										
A 23*	x																										
A 29*	x																										
A 29 Bis*	x																										
ER 8	x																										
ER 9	x																										
ER 10	x																										
ER 11																											

Liste des abréviations

Py : Pyrite
Py h : Pyrrhotite hexagonale
Py m : Pyrrhotite monoclinique
Mc : Mackinawite
Sp 1 : Sphalérite-1
Sp 2 : Sphalérite-2
Vi : Violarite
Ct : Carrollite
Sg : Siégénite
Ms : Mawsonite
Pn 1 : pentlandite-1
Pn 2 : pentlandite-2
Cb : Cubanite
Br : Bornite
Id : Idaïte
Cp 1 : Chalcopyrite-1
Cp 2 : Chalcopyrite-2
Pyr : Pyrrhotite
LN : Lumière naturelle
LP : Lumière polarisée
LMP : Lame mince polie
SP : Section polie
Echan. : Echantillon
MEB : Microscope électronique à balayage
FeO* : FeO_{total}
Pds. : Poids d'oxyde
at. : Atomique
mol. : Molaire

Cpx : Clinopyroxène
Opx : Orthopyroxène
Ol : Olivine
Plg : Plagioclase
Il : Ilménite
Opq : Minéral opaque
Ac : Actinote
Mt : Magnétite
Sr : Serpentine
Qz : Quartz
Am v : Amphibole verte
Am br : Amphibole brune
Am b : Amphibole bleue
Hb v : Hornblende verte
Ep : Epidote
Ch : Chlorites
Cc : Calcite
Pr : Prehnite
Ab : Albite

Liste des figures

1.1.1 *Modèle de genèse des amas sulfurés des rides océaniques actuelles (d'après Rona, 1984)* 11

2.1.1 *Répartition cartographique des ophiolites dans les schistes lustrés corses (d'après Caron et al. 1979). En noir, ophiolites ; pointillés fins, série de Santo Pietro di Tenda ; pointillés épais, série de l'Inzecca ; hachures, série de Bagliacone Riventosa* 21

2.1.2 *Carte géologique du nord du massif ophiolitique de l'Inzecca (d'après Amaudric du Chaffaut et al. 1985)* 22

2.1.3 *Carte géologique du massif ophiolitique d'Altiani (d'après Amaudric du Chaffaut et al. 1985)* 23

2.1.4 *Carte schématique des massifs ophiolitiques de la Casaluna et de Piano Maggiore (d'après Franconi, 1967)* 24

2.1.5 *Reconstitution (log) lithologique des différents termes des ophiolites de Corse (d'après Rocci et al. 1976). 1- Lherzolites localement recoupées par des filons de gabbros, 2- Zones de transition : anorthosites, troctolites, gabbros à olivines, péridotites plagifères, 3- Allivalites, troctolites, 4- Euphotides, 5- Ferrogabbros, 6- Albitites, 7- Dolérites massives, 8- Laves en coussins variolitiques, aphanitiques et porphyriques, 9- Filons diabasiques, 10- Série sédimentaire débutant par des jaspes* 27

2.1.6 *a- Carte détaillée de la terminaison du massif ophiolitique de Piano Maggiore. b- Coupe de détail au SSW de la chapelle Saint Alésio. 1- Serpentinites, 2- Gabbros, 3- Filons de diabases et d'albitites, 4- Ophicalcites, 5- brèches à éléments de roches vertes, 6- Radiolarites, 7- Marbres, 8- Formation d'Erbajolo, 9- Quaternaire (d'après Péquignot et al. 1984)* 29

2.1.7 *Coupe schématique relevée au Rocher de Rasella (SW de Rospigliani, massif de l'Inzecca) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Brèches acides-basiques, B- Cumulats de leucoferrodiorites et d'albitites, C- Ophicalcites, D- Radiolarites, E- Filons de roches basiques et acides* 34
2.1.8 *Brèche sédimentaire à éléments de gabbros tectonisés pris dans une matrice ophicalcitique. La brèche est veinée de leucoferrodiorites (Col d'Erbajo, massif de l'Inzecca)* 34
2.1.9 *Coupe schématique relevée à Punta di Castelnuovo (NE de Vezzani, massif de l'Inzecca) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Cumulats de leucoferrodiorites et d'albitites, B- Métasédiments à ophicalcites, C- Laves massives (agglomérats), D- Filons de roches basiques et acides.* 35
2.1.10 *Coupe schématique relevée dans l'écaille SW de Saint Alexis (massif d'Altiani) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Ophicalcites, B- Laves massives (agglomérats), C- Calcaires marmoréens, D- Schistes lustrés post-ophiolitiques* 35
2.1.11 *Coupe schématique relevée dans l'écaille NE de Saint Alexis (massif d'Altiani) montrant les différents termes de la série de Rospigliani : A- Filons acides-basiques, B- Intrusion acide-basique, C- Ophicalcites, D- Filon basique, E- Schistes lustrés post-ophiolitiques* 36
2.1.12 *Reconstitution (log) lithologique des différents termes de la série ophiolitique de Rospigliani* 40

2.2.1 *Compositions des clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse, dans le diagramme En-Wo-Fs de Poldervaart et Hess (1951)* 50
2.2.2 *Diagramme Ti-(Ca+Na) de Leterrier et al. (1982), appliqué aux clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 53
2.2.3 *Diagramme $SiO_2 - Al_2O_3$ de Le Bas (1962), appliqué aux clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 53

2.2.4 *Diagramme Al-Ti de Kushiro (1960), appliqué aux clinopyroxènes des laves en coussins, des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 54
2.2.5 *Diagramme (Ti+Cr)-Ca de Leterrier et al. (1982), appliqué aux clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 54
2.2.6 *Diagramme* $(\frac{MgO}{FeO}) - TiO_2$ *de Glassley (1974), appliqué aux clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 55
2.2.7 *Diagramme* $SiO_2 - TiO_2$ *de Nisbet et Pearce (1977), appliqué aux clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 55
2.2.8 *Variation de Fe en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse. La courbe en trait continu est celle des tholéiites d'arcs insulaires (IAT) définie par Çatakli (1983)* 58
2.2.9 *Variation de Mg en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 58
2.2.10 *Variation de Al en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 59
2.2.11 *Variation de Ca en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 59
2.2.12 *Variation de Ti en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 60
2.2.13 *Variation de Cr en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des dolérites massives et des diabases filoniennes des ophiolites de Corse* 60
2.2.14 *Compositions des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani dans le diagramme En-Wo-Fs de Poldervaart et Hess (1951)* 62

2.2.15 *Variation de Al en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani* 64
2.2.16 *Variation de Ca en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani* . 64
2.2.17 *Variation de Ti en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani* 65
2.2.18 *Variation de Cr en fonction de X mg pendant la cristallisation des clinopyroxènes des gabbros (SE 51), des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani* 65
2.2.19 *Compositions des ilménites des ferrogabbros (PM 114) et des leucoferrodiorites (RR 143-1 et RR 143-2) de la série de Rospigliani dans le diagramme* $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$ 67

2.3.1 *Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des laves en coussins, des dolérites massives et des agglomérats des ophiolites de Corse. (Les données des dolérites massives sont tirées de Venturelli et al. 1981)* 72
2.3.2 *Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des leucoferrodiorites, des albitites et des granites sodiques des ophiolites de Corse* 73
2.3.3 *Répartition des roches des ophiolites de Corse dans le diagramme* $\frac{Zr}{Y} - Zr$ *de Pearce (1980)* 75
2.3.4 *Diagramme* $2Nb - \frac{Zr}{4} - Y$ *de discrimination des domaines géodynamiques (d'après Meschede, 1986) appliqué aux laves en coussins, dolérites massives et diabases filoniennes des ophiolites de Corse* . . . 75
2.3.5 *Diagramme* $(Ce/Yb)_N - (Ce)_N$ *appliqué aux laves en coussins, dolérites massives et agglomérats des ophiolites de Corse* 76

3.1.1 *Amphiboles brunes pseudomorphosant les clinopyroxènes dans un ferrogabbro (échan. SE 45)* 82
3.1.2 *Composition des amphiboles brunes des cumulats gabbroïques des ophiolites de Corse d'après Leake (1978).* $\circ$ *: euphotide;* $\triangle$ *: gabbro intermédiaire;* $\diamond$ *: ferrogabbro* 84
3.1.3 *Diagramme Ti - Si pour les amphiboles brunes de Corse, d'après Leake (1965) et Vejnar (1975). Même légende que la figure 3.1.2* . . . 85

3.1.4 *Diagramme $Al^{IV} - (Na + K)_A$ pour les amphiboles brunes des ophiolites de Corse montrant la tendance pargasitique. Même légende que la figure 3.1.2* 86
3.1.5 *Diagramme $Al^{VI} - Si$ de Raase (1974) et Leake (1965a) pour les amphiboles brunes des ophiolites de Corse. Même légende que la figure 3.1.2* 86
3.1.6 *Réaction coronitique entre olivine et plagioclase et développement de l'orthopyroxène et de l'ilménite (échan. CA 98)* 88
3.1.7 *Propagation de la réaction coronitique à l'interface olivine/clinopyroxène (échan. CA 97)* 88
3.1.8 *Orthopyroxène d'un corona complétement transformé en serpentine (échan. CA 97)* 89
3.1.9 *Composition de l'orthopyroxène des réactions coronitiques dans les troctolites des ophiolites de Corse* 90
3.1.10 *Diagramme $100 \times (\frac{Mg}{Mg+Fe})$ pour l'olivine et l'orthopyroxène qui la remplace dans les coronas. Les courbes représentent le partage de Fe et Mg entre l'olivine et l'orthopyroxène de synthèse (courbe en trait continu : 900 °C , d'après Medaris, 1969; courbe en tiretés : 700 °C, d'après Sack et Ghiorzo, 1989)* 90
3.1.11 *Composition de l'ilménite dans le diagramme $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$. La droite représente la limite de la solution solide complète entre l'ilménite et l'hématite à des températures supérieures à 800 °C (Gribble et Hall, 1992)* 91
3.1.12 *Substitution Fe^{2+}, Mg^{2+} dans la structure de l'ilménite des coronas des gabbros des ophiolites de Corse* 91

3.2.1 *Foliation tectonique oblique par rapport au rubanement magmatique dans les euphotides (secteur de Aïti, massif de la Casaluna)* 95
3.2.2 *Textures granulaires et cataclastiques observées dans les gabbros tectonisés des ophiolites de Corse* 98

3.3.1 *Succession des transformations dans un clinopyroxène de gabbro : clinopyroxène en amphibole brune (stade tardi-magmatique), amphibole brune en amphibole verte (métamorphisme hydrothermal) et amphibole verte en amphibole bleue (métamorphisme de haute pression). (échan. B 175)* 106

3.3.2 *Hornblende verte frangée par l'actinote dans une euphotide montrant, la succession de deux stades métamorphiques (échan. N 157)* 106
3.3.3 *Fissure à minéraux secondaires dans un basalte (échan. I2)* 107
3.3.4 *Minéraux secondaires (chlorites et épidotes) dans les espaces interstitiels des minéraux primaires dans une dolérite massive (échan. I 4)* 107
3.3.5 *Fissures à prehnite dans un plagioclase d'une troctolite (échan. CA 98)* 108
3.3.6 *Veine à minéraux secondaires associés aux sulfures dans les gabbros (échan. B 167)* 108
3.3.7 *Composition des amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées (d'après Leake, 1978)* . 112
3.3.8 *Diagramme Ti - Si de Leake (1965) et Vejnar (1975) appliqué aux amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse* 112
3.3.9 *Diagramme $Al^{IV} - (Na + K)_A$ appliqué aux amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse* 113
3.3.10 *Diagramme $Al^{VI} - Si$ de Raase (1974) et Leake (1965 a) appliqué aux amphiboles vertes du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse* 113
3.3.11 *Distribution des amphiboles vertes des zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse dans les diagrammes de Laird et Albee, 1981 et Laird et al. 1984* 114
3.3.12 *Classification des chlorites du métamorphisme hydrothermal dans les zones minéralisées et non minéralisées des ophiolites de Corse (d'après Hey, 1954)* 115

4.1.1 *Coupe schématique du gîte de Punta Cervio (massif d'Altiani)* 122
4.1.2 *Coupe schématique du gîte de Vezzani (massif de l'Inzecca, d'après Bouladon et Picot, 1968)* 123
4.1.3 *Contact entre le filon minéralisé et son encaissant basaltique (échan. N 186; site minier de Noceta, massif de l'Inzecca)* 125
4.1.4 *Texture granulaire observée dans les minéralisations sulfurées liées aux serpentinites* 128

4.1.5 *Pyrite (Py) collomorphe, sphérolitique et en microlits dans le quartz (minéralisations sulfurées liées aux basaltes)* 128
4.1.6 *Cristal automorphe de pyrite avec lacunes de cristallisation (minéralisations sulfurées liées aux basaltes)* 129
4.1.7 *Pyrite et sphalérite-1 englobées par la chalcopyrite-2. Notons que la sphalérite-1 est corrodée au contact de la chalcopyrite-2 (minéralisations sulfurées liées aux gabbros)* 129
4.1.8 *Texture de remplacement de la pyrrhotite hexagonale par la pyrrhotite monoclinique et la pentlandite-2 (minéralisations sulfurées liées aux serpentinites)* 130
4.1.9 *Textures de remplacement des minéraux primaires par les minéraux secondaires (minéralisations sulfurées liées aux serpentinites)* 130
4.1.10 *Texture filonienne avec l'association chalcopyrite-2 et cubanite (minéralisations sulfurées liées aux serpentinites)* 131
4.1.11 *Texture de remplacement de la pyrite par la chalcopyrite-2 (minéralisations sulfurées liées aux basaltes)* 131
4.1.12 *Répartition et succession des sulfures dans les minéralisations des différents membres de l'ophiolite de Corse* 135
4.1.13 *Distribution de Fe et Cu (après soustraction d'une mole de $CuFeS_2$) dans un grain de sphalérite-1. La traversée d'analyse est effectuée à la microsonde électronique (échan. A 67 : serpentinites)* 140
4.1.14 *Corrélation entre Fe et Cd dans les sphalérites des minéralisations sulfurées des ophiolites de Corse* 141
4.1.15 *Compositions des pentlandites 1 et 2 des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, projetées dans le diagramme ($Fe - Co - Ni$) après soustraction de $CuFeS_2$. Les lignes en tiretés représentent les limites de la solution solide définie par Knop et Ibrahim (1961). Les champs de solution solide à 200 °C, 300 °C et 400 °C sont définis par Kaneda et al. (1986) (échan. AC 25)* 147
4.1.16 *Corrélation entre Fe et Ni des pentlandites 1 et 2 des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, après soustraction de $CuFeS_2$ (échan. AC 25)* 147

4.1.17 *Compositions des thiospinelles des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse, projetées dans le diagramme* $(Co - Cu - Ni - Fe)$ *de Vaughan et al. (1971). Les lignes en tiretés représentent les droites de substitution de Co par Ni dans la siégénite* 150
4.1.18 *Diagramme triangulaire* $(Cu - (Ni, Co) - Fe)$ *montrant le champ de répartition de la mackinawite des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse avec comparaison aux mackinawites provenant de différentes localités du monde* 152
4.1.19 *Différents types de corrélation entre les cations dans la mackinawite des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse. a- Corrélation entre Fe et Ni. b- Corrélation entre Fe et Co. c- Corrélation entre Ni et Co. d- Relation entre les cations montrant la substitution globale (1:1) de Fe et Ni par Co et Cu* 155
4.1.20 *Corrélations entre les cations (en % at.) dans les mackinawites de différentes localités du monde. La courbe (1:1) représente la substitution globale de Fe et Ni par Co et Cu (voir explication dans le texte* 156
4.1.21 *Structure cristalline de la mackinawite (d'après Ward, 1970)* 157
4.1.22 *Structure cubique compacte à faces centrées (c.f.c.) de la mackinawite* 157
4.1.23 *Structure cristalline de la mackinawite vue dans le plan des feuillets (1 seul feuillet est représenté)* 158
4.1.24 *Structure cristalline de la mackinawite étendue à plusieurs feuillets* . . 159

4.2.1 *Facteurs d'enrichissement par rapport aux basaltes des rides médio-océaniques des éléments métalliques des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse* 170
4.2.2 *Relation entre* $\frac{Cu}{(Cu+Ni)}$ *et* $\frac{Pt}{(Pt+Pd)}$ *des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse dans le diagramme de Naldrett (1981)* . 171

4.3.1 *Pyrite bréchifiée et métamorphisée (site minier de Noceta)* 177
4.3.2 *Magnétite de remobilisation associées à la riébeckite, chlorites et quartz (site minier de Vezzani)* 177
4.3.3 *Cristal de pyrite déformé montrant deux réseaux de fractures colmatées par l'hématite et le quartz (site minier de Vezzani)* 178
4.3.4 *Déformation de la pyrite et développement de schistosités soulignées par l'hématite (site minier de Vezzani)* 178

4.3.5 *Texture d'altération en "oeil de perdrix" de la pyrrhotite* 179
4.3.6 *Texture en "mille-feuilles" de la pyrrhotite altérée en "produit intermédiaire"* 179

5.1.1 *Compositions isotopiques en oxygène et carbone des calcites des ophicalcites et des calcaires sédimentaires* 183

6.1.1 *Modèle de genèse des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse* 189

Liste des tableaux

2.3.1 *Sommes et rapports des terres rares des roches des ophiolites de Corse* 74

3.3.1 *Classification et nomenclature des épidotes d'après Holdaway (1972)*($Ps = 100 \times (\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Al})$ *en % mol.)* 110

4.1.1 *Répartition des phases minérales sulfurées dans les gîtes des ophiolites de Corse* 126

4.2.1 *Teneurs moyennes (en ppm) des éléments métalliques des minéralisations sulfurées associées aux ophiolites de Corse comparées aux teneurs moyennes des basaltes des rides médio-océaniques. Les teneurs moyennes des basaltes des rides médio-océaniques sont tirées de Clague et al. (1981), pour Zn, Cu, Co et Ni ; Church et Tatsumoto, (1975) pour Pb ; Hertogen et al. (1980) pour Ag, Au, Cd et Pd et Turekian et Wedepohl, (1961) pour As et Mo* 172

C.1 *Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites massives* 237

C.2 *Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes en coussins* 239

C.3 *Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des diabases filoniennes* 240

C.4 *Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros filoniens* 241

C.5 *Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des ferrogabbros filoniens* 242

C.6 *Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des leucoferrodiorites* 243

C.7 *Analyses et formules structurales des ilménites des ferrogabbros filoniens et des leucoferrodiorites* 244
C.8 *Analyses et formules structurales des amphiboles brunes (gabbros)* . . 245
C.9 *Analyses et formules structurales de l'orthopyroxène (gabbros)* 246
C.10 *Analyses et formules structurales des olivines (gabbros)* 246
C.11 *Analyses et formules structurales des ilménites tardi-magmatiques (troctolites)* 247
C.12 *Analyses et formules structurales des ilménites magmatiques (ferrogabbros)* 247
C.13 *Analyses et formules structurales des clinopyroxènes 1 et 2 (euphotides)* 248
C.14 *Analyses et formules structurales des amphiboles vertes (gabbros, zones non minéralisées)* 249
C.15 *Analyses et formules structurales des amphiboles vertes (gabbros, zones minéralisées)* 250
C.16 *Analyses et formules structurales des amphiboles vertes (dolérites massives, zones non minéralisées)* 251
C.17 *Analyses et formules structurales des chlorites (basaltes et dolérites massives, zones minéralisées et non minéralisées)* 251
C.18 *Analyses et formules structurales des chlorites (gabbros, zones minéralisées et non minéralisées)* 252
C.19 *Analyses et formules structurales des épidotes (gabbros, zones minéralisées)* 253
C.20 *Analyses et formules structurales de la pyrite* 254
C.21 *Analyses et formules structurales de la pyrrhotite hexagonale* 258
C.22 *Analyses et formules structurales de la pyrrhotite monoclinique* . . . 259
C.23 *Analyses et formules structurales de la sphalérite-1* 260
C.24 *Analyses et formules structurales de la sphalérite-2* 263
C.25 *Analyses et formules structurales de la cubanite* 264
C.26 *Analyses et formules structurales de la chalcopyrite-1* 264
C.27 *Analyses et formules structurales de la chalcopyrite-2* 265
C.28 *Analyses et formules structurales de la bornite* 266
C.29 *Analyses et formules structurales de l'idaïte* 267
C.30 *Analyses et formules structurales de la mawsonite* 267
C.31 *Analyses et formules structurales de la pentlandite-1* 268
C.32 *Analyses et formules structurales de la pentlandite-2* 268

C.33 *Analyses et formules structurales de la mackinawite* 269
C.34 *Analyses et formules structurales de la violarite* 269
C.35 *Analyses et formules structurales de la siégénite* 270
C.36 *Analyses et formules structurales de la carrollite* 270
C.37 *Analyses et formules structurales de la pyrite métamorphique* 272
C.38 *Analyses et formules structurales des mackinawites de différentes localités du monde* 273
C.39 *Compositions chimiques des roches des ophiolites de Corse* 274
C.40 *Compositions chimiques des laves en coussins, dolérites massives et diabases filoniennes des ophiolites de Corse (d'après Beccaluva et al. 1977)* 275
C.41 *Compositions chimiques des roches leucocrates des ophiolites de Corse* 276
C.42 *Compositions chimiques des minerais des ophiolites de Corse* 277
C.43 *Compositions isotopiques en oxygène et carbone de la calcite des calcaires sédimentaires et des ophicalcites des ophiolites de Corse* 278