



HAL
open science

Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique.

Sylvain Blais

► To cite this version:

Sylvain Blais. Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique.. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1988. Français. NNT: . tel-00594697

HAL Id: tel-00594697

<https://theses.hal.science/tel-00594697>

Submitted on 20 May 2011

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

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

S. BLAIS

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-21-1

**les ceintures de roches vertes
archéennes
de Finlande orientale**

GEOLOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE
ET
EVOLUTION GEODYNAMIQUE

MEMOIRES ET DOCUMENTS

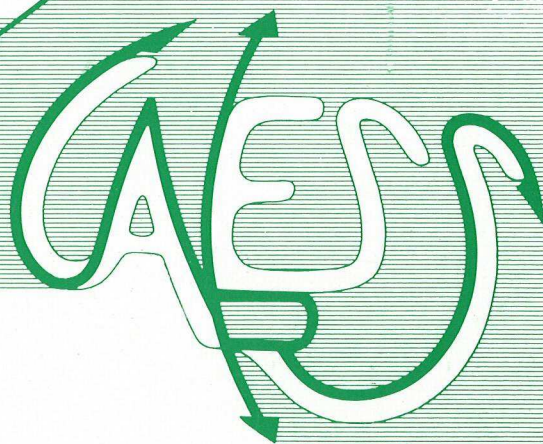
du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 22

Rennes 1989



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°22

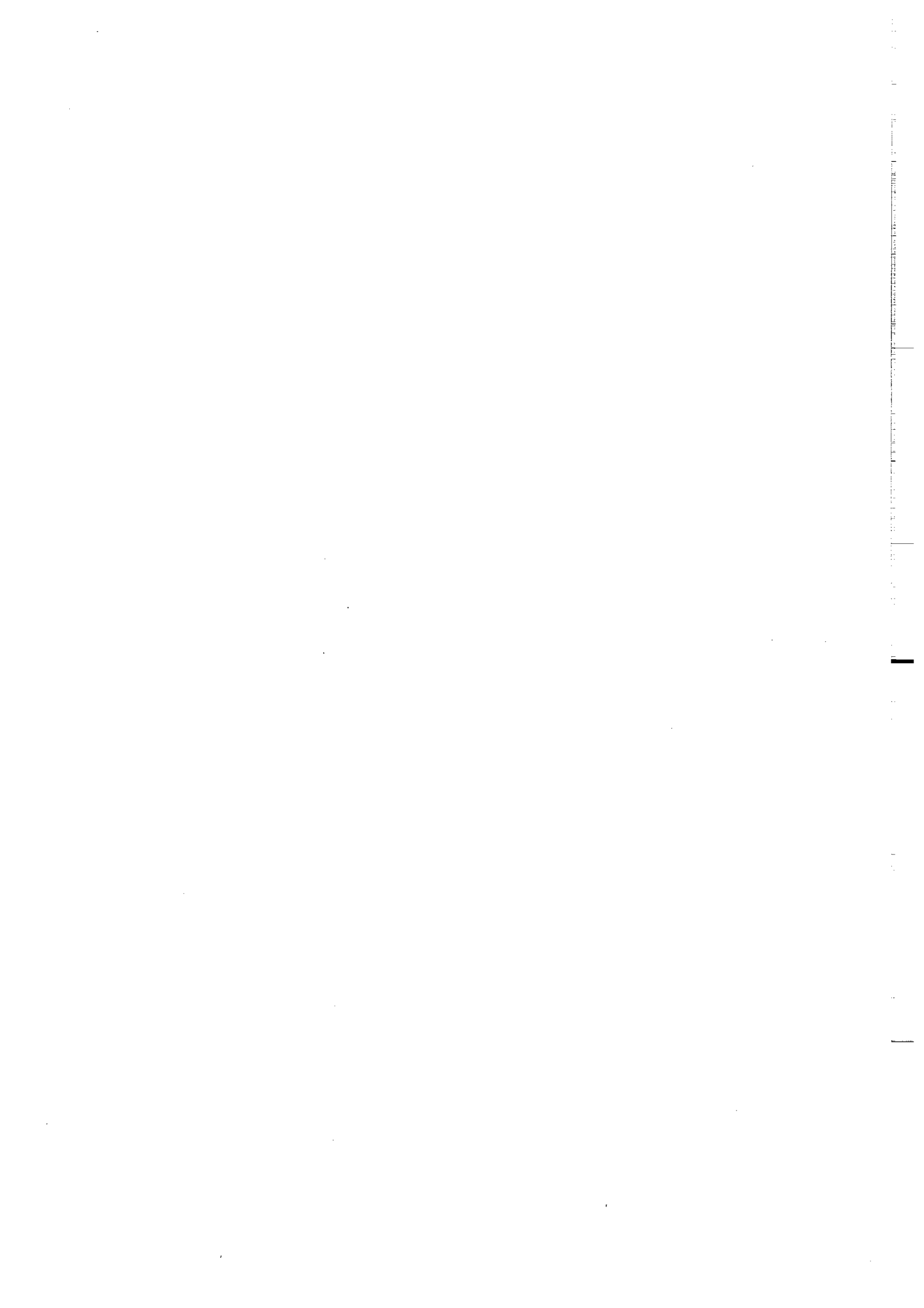
S. BLAIS

**Les ceintures de roches vertes archéennes
de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie
et évolution géodynamique.**

**Thèse d'Etat présentée devant l'Université de Rennes I
le 8 Juillet 1988**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1989



ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-21-1

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

LP CNRS n°4661

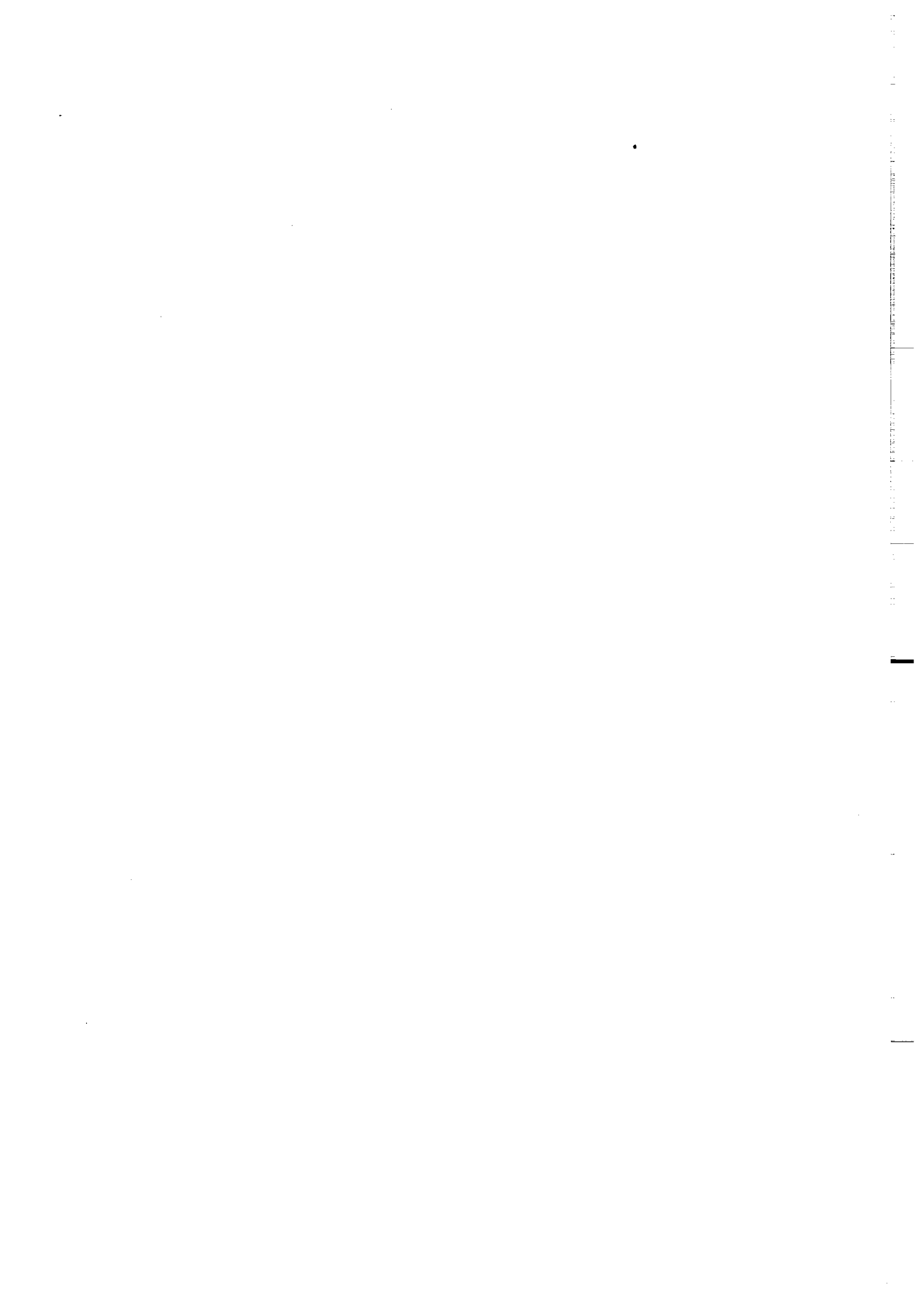
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042 - RENNES Cédex (France)

S. BLAIS (1989)

**Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale :
Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 22 ; 312 p.

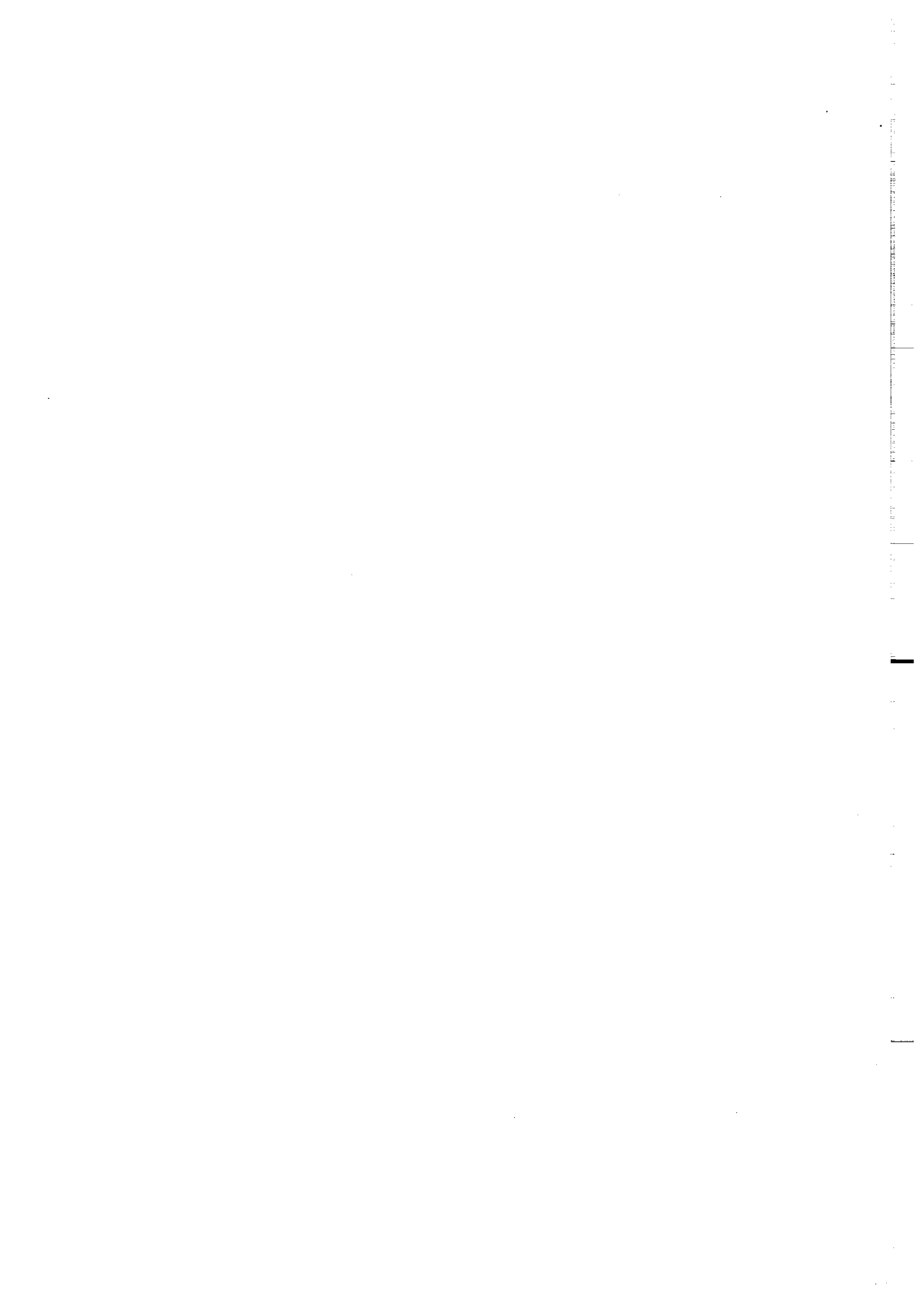


Ce mémoire est avant tout l'aboutissement d'un travail d'équipe dont les membres, par leurs conseils, leurs compétences -et souvent leur amitié- ont apporté une aide efficace et appréciée. Ce travail a de plus bénéficié de l'apport de thèses, de rapports et de publications antérieures. Que chacun trouve ici le témoignage de ma profonde gratitude.

Que tous ceux qui ont contribué à l'élaboration matérielle de ce mémoire soient ici vivement remerciés.

Que mes proches puissent me pardonner si je n'ai pas toujours été très disponible lors de la phase finale de ce travail alors qu'ils m'ont encouragé et souvent aidé.

A Christophe et Arnaud.



SOMMAIRE

INTRODUCTION

| | |
|------------------|---|
| Cadre de l'étude | 3 |
| But de l'étude | 4 |

PREMIERE PARTIE

LES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

| | |
|---|----|
| <u>CHAPITRE 1 - GEOLOGIE GENERALE DE LA FINLANDE</u> | 6 |
| I - Le Bouclier Baltique | 7 |
| 1° - L'Archéen | 7 |
| 1-1- L'ensemble septentrional | 7 |
| 1-2- L'ensemble méridional | 7 |
| 2° - Le Protérozoïque inférieur et moyen | 8 |
| 2-1- Les Bélomorides | 8 |
| 2-2- Les Svécokarélides | 8 |
| 2.2.1. Les Karélides | 8 |
| 2.2.2. Les Svécofennides | 8 |
| 2.2.3. Le Jotnien | 10 |
| 3° - Le Protérozoïque supérieur | 10 |
| II - Le Contexte Géographique | 10 |
| III - Le Contexte historique : les travaux antérieurs | 13 |
| <u>CHAPITRE 2 - LE SOCLE ARCHEEN DE LA PROVINCE DU KAINUU; les unités géologiques de Karélie.</u> | 15 |
| I - Le socle gneissique | 15 |
| 1° - Les gneiss de Kivijärvi | 15 |
| 2° - Les gneiss de Naavala | 15 |
| II - Le magmatisme calco-alcalin tardif | 16 |
| 1° - Les granodiorites à phénocristaux | 16 |
| 2° - Les leucogranites roses | 16 |
| III - Les formations géologiques plus récentes d 'âge Protérozoïque inférieur | 16 |

| | |
|---|----|
| CHAPITRE 3 - LA CEINTURE DE SUOMUSSALMI-TIPASJARVI | 17 |
| I - Généralités | 17 |
| II - Stratigraphie de la ceinture | 19 |
| 1° - La séquence volcanique inférieure | 19 |
| 2° - La séquence volcanique supérieure | 19 |
| III - Données géochronologiques sur la ceinture | 22 |
| IV - Evolution structurale de la ceinture | 24 |
| 1° - Analyse structurale | 24 |
| 2° - Discussion | 25 |

DEUXIEME PARTIE

CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DES DIVERS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES DE LA CEINTURE

| | |
|--|----|
| CHAPITRE 4 - LES ROCHES ULTRABASIQUES | 28 |
| I - Introduction | 28 |
| 1° - Rappels historiques | 28 |
| 2° - Localisation | 32 |
| II - Les métacumulats | 32 |
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 32 |
| 2° - Les différents types pétrographiques | 34 |
| 3° - Les textures de type cumulat | 34 |
| 3-1- Nature des minéraux-cumulus | 35 |
| 3-2- Nature des minéraux post-cumulus | 35 |
| 3-3- Nature originelle des minéraux magmatiques | 35 |
| 4° - Composition chimique | 36 |
| 4-1- Les soap-stones | 41 |
| 4-2- Les métadunites | 41 |
| 4-3- Les métacumulats | 41 |
| III - Les métavolcanites ultrabasiques | 41 |
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 41 |
| 1-1- Les laves en coussins | 41 |
| 1-2- Les coulées massives | 42 |
| 2° - Les différents types pétrographiques | 42 |
| 3° - Composition chimique | 42 |

| | |
|---|--------|
| IV - Les coulées à texture spinifex | 44 |
| 1° - Description des coulées | 44 |
| 1-1- Les coulées macroscopiquement homogènes | 45 |
| 1-2- La coulée décamétrique à spinifex en veines | 47 |
| 2° - Caractères chimiques de ces roches | 50 |
| 2-1- La coulée à microspinifex | 50 |
| 2-2- La coulée décamétrique à spinifex en veines | 52 |
| 3° - Comparaison avec d'autres coulées komatiitiques archéennes | 56 |
| 3-1- Les coulées de la région de Kuhmo | 56 |
| 3-2- Comparaison avec des coulées komatiitiques archéennes d'autres régions du monde | 59 |
| 3.2.1. Les évolutions "bimodales" | 61 |
| 3.2.2. Les évolutions "linéaires" | 61 |
| 4° - L'apport des Terres Rares | 62 |
| 5° - Conclusion | 65 |
| CHAPITRE 5 -- LES ROCHES BASIQUES | 68 |
| I - Les amphibolites | 68 |
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 68 |
| 2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques | 69 |
| 2-1- Les amphibolites litées | 69 |
| 2-2- Les amphibolites massives à grain fin | 69 |
| 2-3- Les amphibolites massives à grain moyen | 70 |
| 2-4- Les amphibolites vert-clair à grain fin | 70 |
| 3° - Composition chimique | 70 |
| II - Les laves en coussins | 77 |
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 77 |
| 2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques | 77 |
| 3° - Composition chimique | 81 |
| III - Le gabbro de Moiovaara | 81 |
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 81 |
| 2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques | 82 |
| 3° - Composition chimique | 83 |
| IV - Les formations bréchiques | 83 |
| V - Les gabbros et amphibolites riches en titane | 84 |

| | |
|---|----|
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 84 |
| 2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques | 84 |
| 3° - Composition chimique | 86 |

CHAPITRE 6 - LE VOLCANISME FELSIQUE 93

| | |
|---|-----|
| I - Les volcanites de Luoma | 93 |
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 93 |
| 2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques | 94 |
| 3° - Composition chimique | 95 |
| 4° - Conclusion | 100 |
| II - Les volcanites de Koivumaki | 103 |
| 1° - Caractères généraux et modes d'affleurement | 103 |
| 2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques | 103 |
| 3° - Composition chimique | 104 |
| 4° - Conclusion | 104 |

TROISIEME PARTIE

ETUDE DE QUELQUES MINERAUX - IMPLICATIONS METAMORPHIQUES

CHAPITRE 7 - L'OLIVINE 107

| | |
|---|-----|
| I - Caractères texturaux | 107 |
| 1° - Cumulats | 107 |
| 2° - Volcanites massives | 108 |
| II - Composition chimique | 108 |
| 1° - Cumulats | 111 |
| 2° - Volcanites massives | 114 |
| III - Comparaison des olivines étudiées avec des olivines magmatiques naturelles et expérimentales | 115 |
| IV - Facteurs contrôlant la composition des olivines | 117 |

CHAPITRE 8 - LE CLINOPYROXENE 119

| | |
|---------------------------|-----|
| I - Caractères texturaux | 119 |
| 1° - Cumulats | 119 |
| 2° - Volcanites | 121 |
| II - Composition chimique | 121 |

| | |
|---|-----|
| III - Conditions pression - température - X CO ₂ de formation de l'olivine et du clinopyroxène métamorphiques | 122 |
| IV - Conclusion | 123 |

CHAPITRE 9 - LES SERPENTINES 125

| | |
|---|-----|
| I - Caractères texturaux | 127 |
| 1° - Les textures pseudomorphes | 127 |
| 1-1- La texture maillée | 127 |
| 1-2- La texture en sablier | 128 |
| 1-3- La texture pseudomorphe à serpentine finement cristallisée | 128 |
| 2° - Les textures non-pseudomorphes | 128 |
| 3° - Interprétation | 129 |
| II - Composition chimique | 129 |
| 1° - Premier type d'association | 131 |
| 2° - Deuxième type d'association | 132 |
| 3° - Troisième type d'association | 133 |
| 3-1- Cas des échantillons présentant des olivines très magnésiennes | 133 |
| 3-2- Cas d'un échantillon à olivine métamorphique moins magnésienne | 134 |
| III - Comportement géochimique des oxydes | 137 |
| 1° - Stade I : altération de l'olivine magmatique (serpentinisation I) | 137 |
| 2° - Stade II : recristallisation d'antigorite (serpentinisation II) | 137 |
| 3° - Stade III : altération de l'olivine métamorphique (serpentinisation III) | 138 |
| IV - Conclusion | 140 |

QUATRIEME PARTIE

EVOLUTION GEOCHIMIQUE - ORIGINE DES MAGMAS

CHAPITRE 10 - CARACTERISATION DES DIFFERENTES LIGNEES MAGMATIQUES 143

| | |
|---------------------------------------|-----|
| I - Apport des éléments majeurs | 143 |
| 1° - Ensemble de la ceinture | 143 |
| 1-1- Le triangle A.F.M. | 143 |
| 1-2- Les triangles de Miyashiro | 143 |
| 1-3- Le triangle de Jensen | 146 |
| 1-4- Conclusion | 147 |
| 2° - Le cycle magmatique inférieur | 147 |
| 2-1- Généralités | 147 |
| 2-2- Distinction komatiite -tholéiite | 150 |

| | |
|--|------------|
| 2-3- Les cursus de cristallisation | 151 |
| 2.3.1. La série komatiitique | 151 |
| 2.3.2. La série tholéitique | 153 |
| 3° - Le cycle magmatique supérieur | 155 |
| 4° - Conclusions | 156 |
| II - Apport des Terres Rares | 156 |
| 1° - Les komatiites | 156 |
| 1-1- Type 1 = K_1 = Spectres de REE globalement plats | 156 |
| 1.1.1. Spectres présentant des LREE plates ou très légèrement enrichies | 157 |
| 1.1.2. Spectres présentant des LREE très légèrement appauvries | 158 |
| 1-2- Type 2 = K_2 = Spectres caractérisés par un net appauvrissement des LREE mais les HREE sont plates | 159 |
| 1-3- Spectres modifiés | 159 |
| 1.3.1. Cumulats et soap-stones | 159 |
| 1.3.2. Quelques spectres particuliers | 161 |
| 2° - Les tholéites | 162 |
| 2-1- Type 1 = Th_1 = Spectres avec HREE plates et un léger appauvrissement des LREE | 162 |
| 2-2- Type 2 = Th_2 = Spectres présentant un fractionnement fort et régulier | 162 |
| 2-3- Type 3 = Th_3 = Spectres présentant un fractionnement différent des HREE et des LREE | 162 |
| 3° - Les caractéristiques générales des Terres Rares Légères (LREE) et des Terres Rares Lourdes (HREE) des komatiites et tholéites | 165 |
| 3-1- Les Terres Rares Légères : LREE | 165 |
| 3-2- Les Terres Rares Lourdes : HREE | 165 |
| 3-3- Principaux types de spectres de REE rencontrés | 165 |
| 4° - Le cycle magmatique supérieur calco-alcalin : les volcanites de Luoma | 167 |
| III - Apport de quelques autres éléments en traces | 167 |
| 1° - Nickel | 167 |
| 2° - Chrome | 169 |
| 3° - Cobalt | 172 |
| 4° - Vanadium, Zirconium et Yttrium | 172 |

| | |
|--|------------|
| CHAPITRE 11 - MODELISATION PETROGENETIQUE | 177 |
| I - Cristallisation fractionnée | 178 |
| 1° - Evidences de la cristallisation fractionnée | 178 |
| 2° - Les éléments majeurs | 180 |
| 2-1- Généralités | 180 |
| 2.1.1. Le modèle mathématique | 180 |
| 2.1.2. Le choix de la composition des minéraux | 180 |
| 2-2- La lignée komatiitique | 180 |
| 2.2.1. Komatiite 1 | 180 |
| 2.2.2. Komatiite 2 | 182 |
| 2-3- La lignée tholéiitique | 182 |
| 2-4- Conclusions | 182 |
| 3° - Les Terres Rares | 188 |
| 3-1- Généralités | 188 |
| 3.1.1. Les principaux types de spectres de Terres Rares rencontrés | 188 |
| 3.1.2. Modèle de calcul | 188 |
| 3-2- Les Komatiites | 189 |
| 3.2.1. Spectres de Terres Rares plats | 189 |
| 3.2.2. Spectres de Terres Rares fortement appauvris en LREE | 189 |
| 3-3- Les tholéiites | 191 |
| 4° - Les autres éléments en traces | 193 |
| 4-1- Nickel | 195 |
| 4-2- Chrome | 195 |
| 4-3- Cobalt | 195 |
| 4-4- Vanadium | 195 |
| 5° - Conclusions | 195 |
| II - Fusion partielle | 198 |
| 1° - Evidences de la fusion partielle | 198 |
| 2° - Les éléments majeurs | 199 |
| 2-1- Généralités | 199 |
| 2.1.1. Le modèle mathématique | 199 |
| 2.1.2. Le choix de la composition des minéraux | 199 |
| 2-2- Komatiites | 199 |
| 2-3- Tholéiites | 199 |

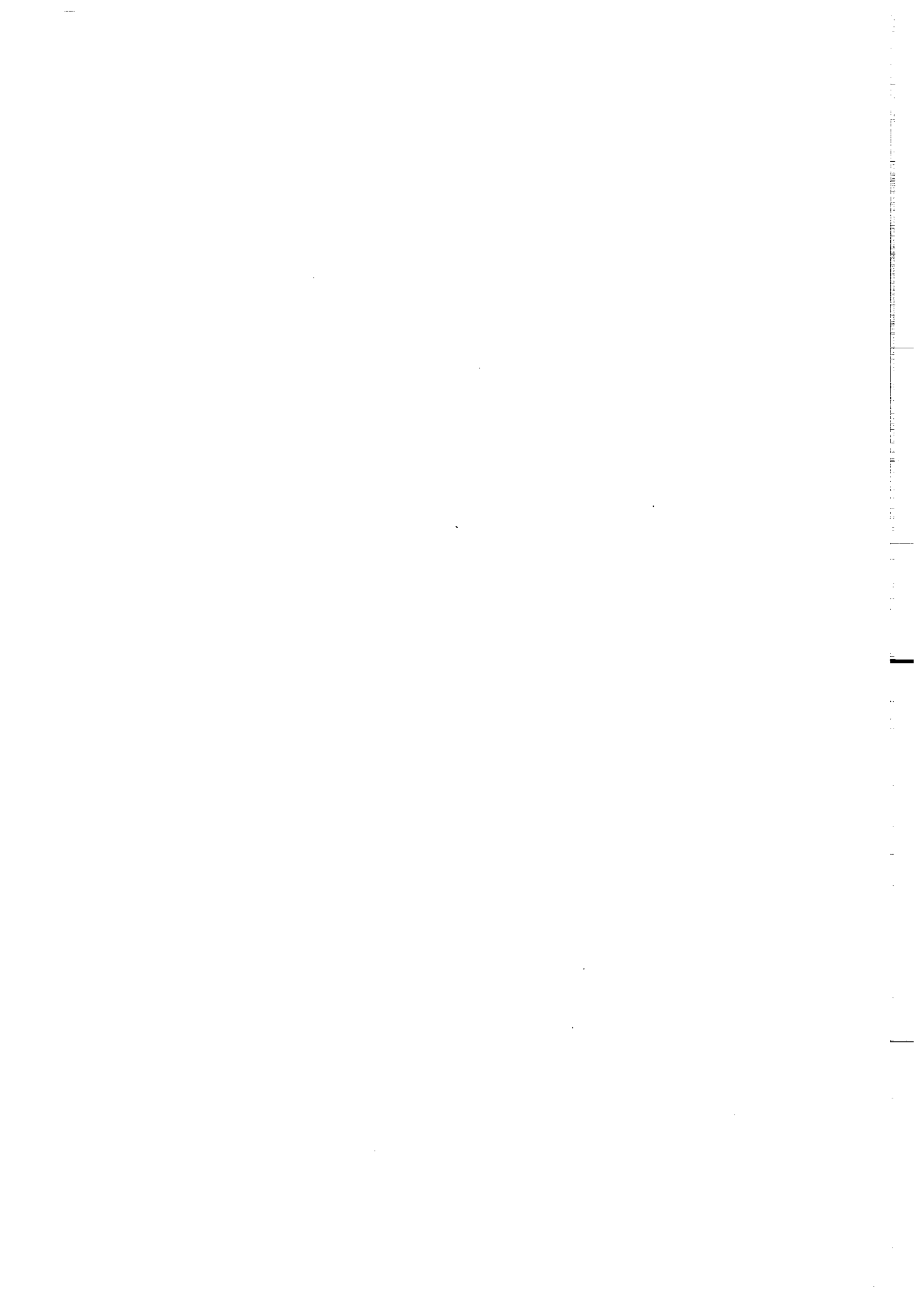
| | |
|--|-----|
| 3° - Les Terres Rares | 201 |
| 3-1- Généralités | 201 |
| 3.1.1. Les principaux types de spectres de Terres Rares rencontrés | 201 |
| 3.1.2. Modèle de calcul | 201 |
| 3-2- Komatiïtes | 201 |
| 3.2.1. Spectres de Terres Rares plats | 201 |
| 3.2.2. Spectres de Terres Rares fortement appauvris en LREE | 201 |
| 3-3- Tholéïites | 204 |
| 3-4- Conclusions | 204 |
| III - Le cycle magmatique supérieur : les volcanites de Luoma | 204 |

CHAPITRE 12 - RECONSTITUTION GEODYNAMIQUE 207

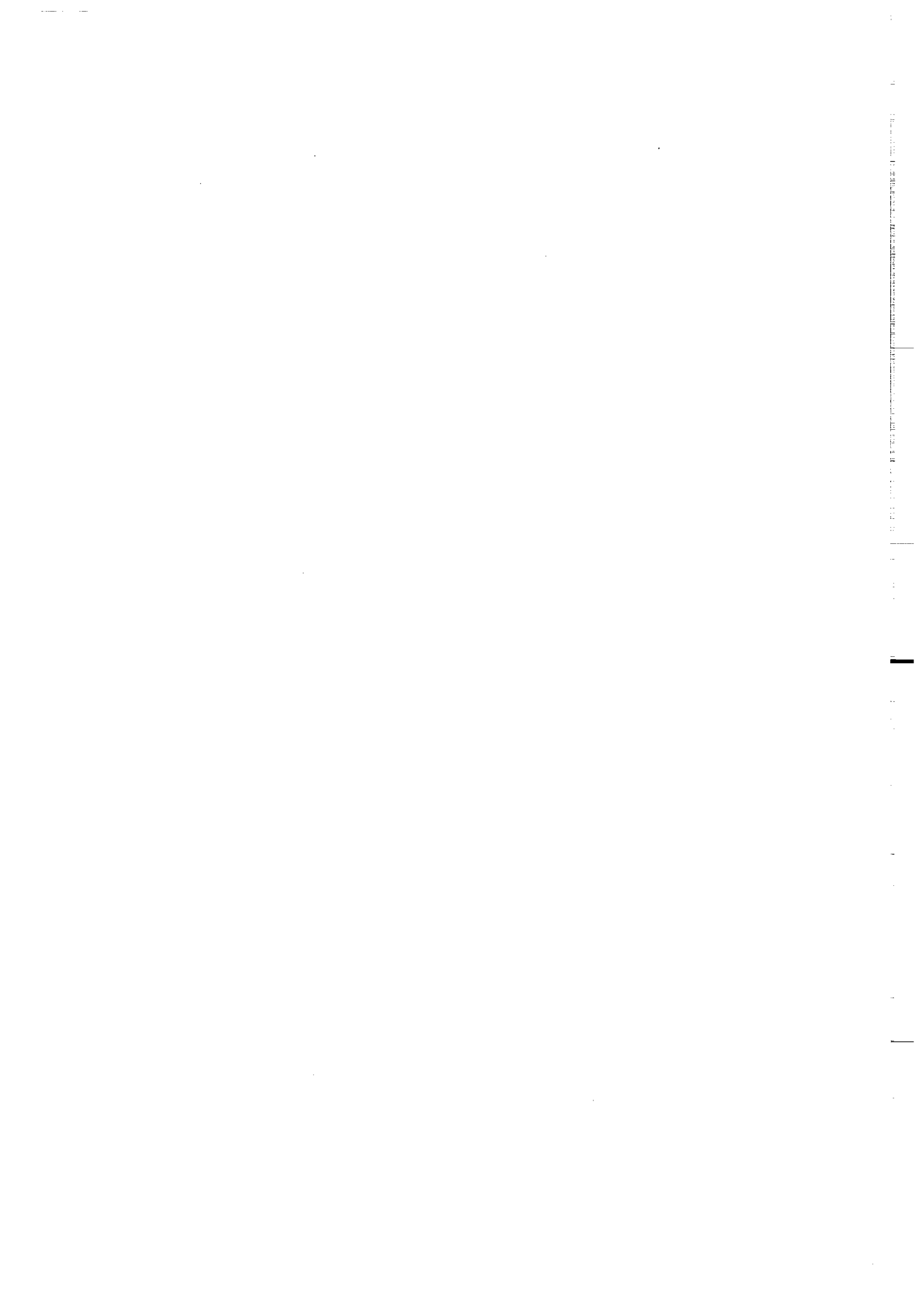
| | |
|--|-----|
| I - Caractérisation géochimique du/ou des sites géotectoniques | 207 |
| 1° - Triangle $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ (Pearce et al., 1975) | 207 |
| 2° - Les diagrammes de Pearce et Cann (1973) | 208 |
| 3° - Les diagrammes de Pearce (1976) | 210 |
| 4° - Le diagramme de Pearce et al. (1977) | 211 |
| 5° - Le diagramme de Mullen (1983) | 211 |
| 6° - Conclusions | 211 |
| II - Evolution de la croûte archéenne de Finlande orientale | 213 |
| 1° - Le socle granito-gneissique | 213 |
| 1-1- Contraintes | 213 |
| 1-2- Discussion et modèles | 214 |
| 2° - La ceinture de roches vertes | 214 |
| 2-1- Contraintes | 214 |
| 2-2- Discussion et modèle | 215 |
| 3° - Le magmatisme calco-alkalin | 217 |
| 3-1- Contraintes | 219 |
| 3-2- Discussion et modèle | 220 |
| 3.2.1. Hypothèse de la subduction | 220 |
| 3.2.2. Hypothèse de la subsidence | 221 |
| 4° - Conclusion | 223 |
| III - Relations croûte-manteau et hétérogénéités mantelliques | 227 |
| 1° - Introduction | 227 |
| 1-1- Le socle granito-gneissique | 227 |
| 1-2- Les komatiïtes | 229 |

| | |
|--|------------|
| 1.2.1. Spectres plats ou très légèrement appauvris en LREE | 229 |
| 1.2.2. Spectres appauvris en LREE | 229 |
| 1-3- Les tholéiites | 229 |
| 1-4- Le magmatisme calco-alkalin tardif | 229 |
| 2° - Discussion | 229 |
| CONCLUSION GENERALE | 233 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 237 |
| ANNEXES | |
| Techniques analytiques | |
| Analyses chimiques | |
| Elements majeurs | |
| Elements en traces | |
| Localisation des échantillons | |
| PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES | |





INTRODUCTION



Comprendre les premiers stades de l'histoire de la Terre requiert une bonne connaissance de la nature, de l'évolution et des interactions entre les deux ensembles majeurs que sont le manteau et la croûte. La croûte continentale se formant par transfert de matériaux à partir du manteau, la parfaite connaissance de celui-ci et notamment de ses changements de composition au cours du temps permettra donc de comprendre les divers mécanismes ayant présidé à l'histoire du système "Terre" au cours des temps géologiques.

La présence de noyaux précambriens (plus anciens que 580 - 600 M.a.) a été décelée depuis longtemps dans les différentes régions du globe. La figure 1, extraite de Goodwin (1976), montre la distribution actuelle de ces "cratons précambriens". La caractérisation de ces cratons n'a véritablement fait des progrès significatifs qu'au cours de ces dernières décennies, principalement lorsque les moyens modernes de la pétrologie, de la géochimie et de la géochronologie ont permis de bien définir les ensembles lithologiques constituant les socles et de mieux comprendre leur nature, leur origine et leur évolution.

L'essentiel de la croûte continentale s'est formé à l'Archéen ($T > 2.5$ Ga) car, comme le montre la figure 2 (Taylor et Mc Lennan, 1985), près de 75% de cette croûte continentale ont été engendrés durant cette période ancienne, correspondant à l'histoire précoce de la Terre.

Les noyaux archéens sont schématiquement caractérisés par deux grands types de formations (Windley, 1973) :

(1) les ensembles de haut degré de métamorphisme ("high-grade metamorphic terranes") constitués de suites gneissiques et migmatitiques, avec des composants amphiboliques, des métasédiments, le tout ayant subi un -ou des- épisodes de métamorphisme et de déformation dans le faciès granulite (Windley et Bridgwater, 1971).

(2) les ensembles archéens de type granite-roches vertes ("Archean granite - greenstone terranes") qui sont composés pour une très large part (80-90%) de roches granito-gneissiques entourant des ceintures de roches vertes ("greenstone belts"); celles-ci devenant célèbres dans la littérature géologique à la fin des années 1960 par les publications de Anhaeusser et al. (1969), des frères Viljoën (1969 a) pour l'Afrique du Sud et de Goodwin (1968) pour le Canada, par exemple. Si cette trilogie gneiss-granites-roches vertes se retrouve dans tous les cratons archéens, il est toutefois très important de noter que ceux-ci forment 2 groupes chronologiques bien distincts :

(1) des associations anciennes donnant des âges compris entre 3.8 - 3.5 Ga (Isua au Groenland, Barberton en Afrique du Sud, Pilbara en Australie, Minnesota River Valley aux Etats Unis).

(2) des associations plus récentes, comprises entre 2.7 - 2.6 Ga sont, elles, plus largement distribuées (Province Supérieure au Canada, Yilgarn en Australie, Rhodésie, Bouclier baltique).

Ces ceintures de roches vertes, quelque soit leur âge, renferment souvent des roches ultrabasiques spécifiques de cette époque, connues sous le nom de komatiites. Ces laves ultrabasiques sont une source précieuse de renseignements sur la nature du manteau ancien. Si bien que, en étudiant ces "archean granite-greenstone terranes", non seulement il est possible d'accéder aux mécanismes ayant donné naissance au socle granito-gneissique, mais également, par l'intermédiaire des ceintures de roches vertes, d'approcher la nature et les conditions physiques du manteau à cette époque.

C'est dans ce but que des équipes de recherches du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (CAESS) ont focalisé leurs travaux sur 3 thèmes : (1) genèse des gneiss gris, composante essentielle du socle, (2) étude des ceintures de roches vertes et (3) des komatiites à diverses étapes de l'histoire de la Terre.

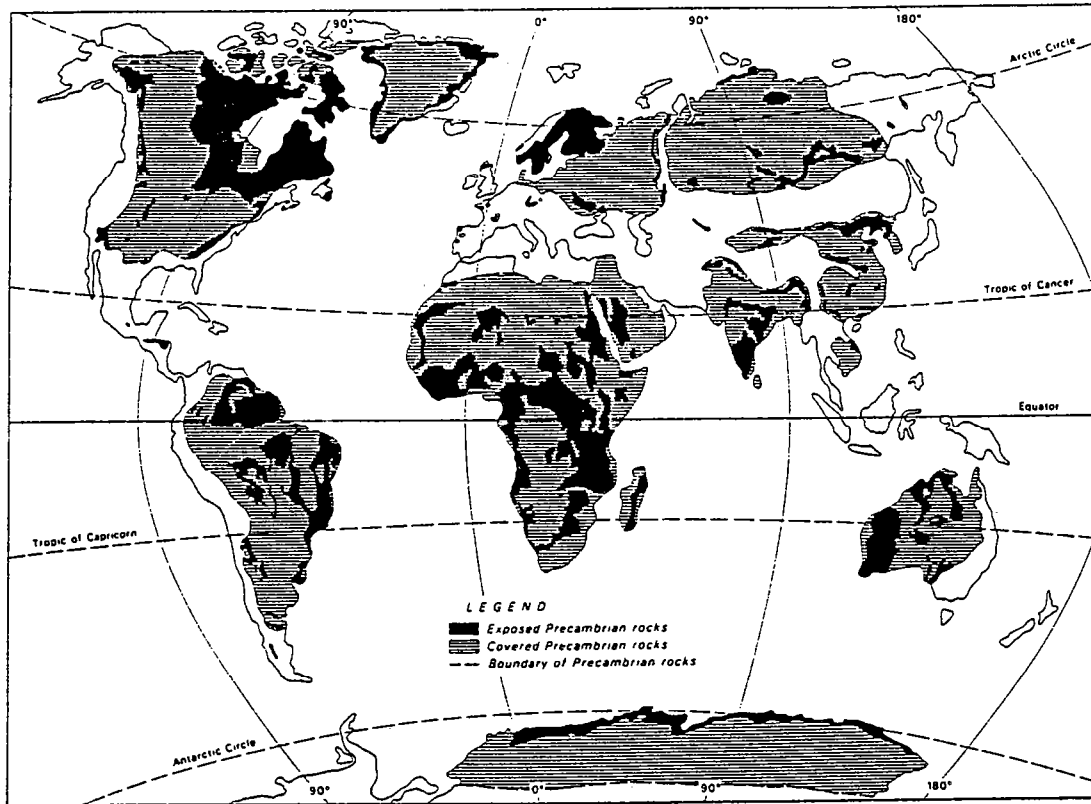


Fig. 1 · Répartition des roches précambriennes dans la configuration actuelle des continents (Goodwin, 1976).

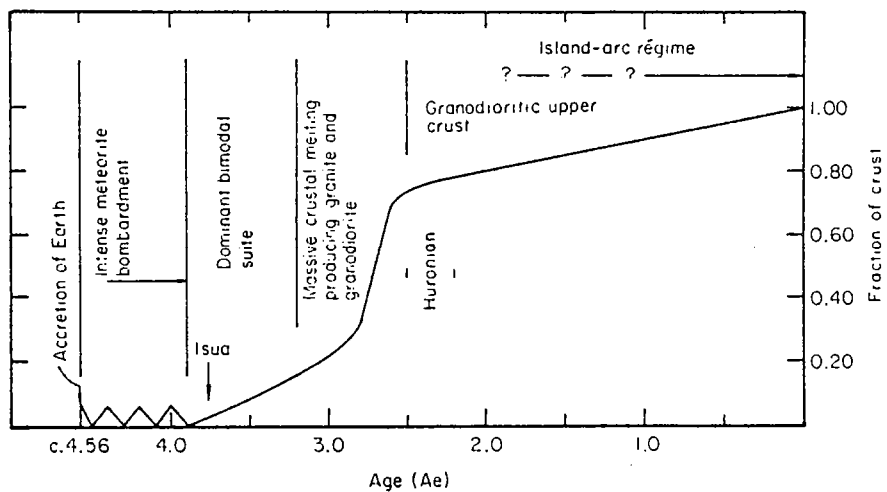


Fig. 2 · Modèle de croissance de la croûte continentale en fonction du temps (Taylor et Mc Lennan, 1985).

CADRE DE L'ETUDE :

Mon travail sur les ceintures de roches vertes de Finlande orientale n'est pas une étude isolée mais s'intègre au projet "Genèse et Evolution de la Croûte Continentale" du CAESS, projet pour lequel la Finlande constituait un terrain privilégié au sein du bouclier baltique. La Finlande était la région possédant les terrains supposés d'âge Archéen, la plus proche de la France et d'accès relativement aisé.

C'est au cours de l'été 1975 que les travaux de l'équipe de Rennes ont débuté en Finlande et ont porté sur trois domaines différents :

(1) l'équipe de Géologie Structurale s'est intéressée aux dômes gneissiques de la région de Kuopio, avec J.P. Brun, C. Le Corre, D. Gapais et B. Le Théoff.

(2) les travaux de l'équipe de Pétrologie-Géochimie ont porté :

a) d'une part sur l'étude géologique, pétrographique et géochimique des granulites de Laponie avec P. Barbey, R. Capdevila et J. Hameurt. A ce groupe initial sont venus s'adjoindre plus tard, J. Convert pour l'étude des charnockites de la ceinture des granulites et B. Moreau pour les massifs d'anorthosites. Les datations ont été effectuées par l'équipe de géochronologie de Rennes : Ph. Vidal, J. Bernard-Griffiths et B. Postaire.

b) d'autre part sur l'étude du socle archéen de Karélie orientale où affleure une association de type socle granito-gneissique - roches vertes. R. Capdevila et J. Hameurt se sont plus intéressés à la compréhension générale de la région et aux relations socle-ceinture, J.M. Bertrand a réalisé l'analyse structurale, B. Auvray et moi-même nous attachant plus spécialement à l'analyse des divers composants de la ceinture proprement dite. En 1978, H. Martin s'est intégré à ce groupe afin de réaliser l'étude du socle granito-gneissique adjacent à la ceinture de roches vertes et de plus, deux jeunes chercheurs de troisième cycle sont venus se joindre à l'équipe : D. Piquet s'est plus spécialement intéressé aux cumulats ultrabasiques, à leur minéralogie et aux conditions thermodynamiques du métamorphisme de ces roches; G. Querré a, quant à lui, étudié les formations granodioritiques et granitiques intrusives dans le socle et/ou dans la ceinture elle-même. Quelques autres chercheurs ont rejoint ensuite le groupe de géologues de terrain : B.M. Jahn pour la géochimie isotopique, Ph. Vidal pour la géochronologie, N. Bonhommet et H. Perroud ayant, quant à eux, tenté des mesures paléomagnétiques.

Quatre missions de terrain - 1975, 1976, 1977 et 1979 - d'un mois et demi ou plus chacune, ont servi de support à cette étude. Au cours de ces missions, A. Kröner et R.W. Nesbitt sont venus m'apporter leur aide précieuse et c'est au cours de ces études sur le terrain que j'ai rencontré les géologues de l'Université de Oulu qui, sous la direction du Professeur Piirainen, travaillaient également dans cette région (Kuhmon ja Kittilän Malmiprojektit). Il s'agit de E. Hanski, K. Taipale et I. Tuokko, avec lesquels de nombreux liens amicaux et scientifiques furent noués. A Pâques 1981, je fus amené à passer deux semaines en Finlande : tout d'abord chez le Professeur G. Gaál à l'Université de Helsinki, puis à Oulu dans le laboratoire du Professeur Piirainen. Au cours de ce travail, à plusieurs reprises, je ferai référence aux travaux publiés par les collègues finlandais, ainsi qu'à des rapports internes à leur Institut.

AVERTISSEMENTS :

Un certain nombre de points - certains de détails, d'autres plus importants - me semblent devoir être précisés avant de commencer la lecture de ce travail.

(1) - Tout d'abord, quel nom donner à cette ceinture de roches vertes? Cette étude a porté sur

trois régions constituant trois ceintures d'importances géographiques très inégales, auxquelles ont été données deux noms de villes : Suomussalmi au Nord, Kuhmo pour la ceinture centrale et un nom de lac : Tipasjärvi au Sud. Au cours des différentes publications, nous avons utilisé les dénominations suivantes : "Ceinture archéenne de roches vertes de Suomussalmi-Kuhmo" (1977), "The Archaean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) (1978), " Finnish greenstone belts" (1980, 1982), "Suomussalmi archaean greenstone belt" (1980), "The Suomussalmi-Kuhmo archaean greenstone belt" (1983), "la ceinture archéenne de roches vertes de Kuhmo" (1987), "la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi" (1987); les collègues finlandais publiaient quant à eux une carte générale simplifiée de la ceinture comprenant les trois régions précédemment citées, sous l'appellation "The Kuhmo greenstone belt" (Taipale et al., 1980). Que le lecteur me pardonne si, au cours de ce travail, j'utilise tel ou tel nom sans pouvoir réellement me décider. Quelle qu'en soit l'appellation exacte, il s'agira bien sûr toujours du même objet.

(2) - Toutes les roches volcaniques étudiées ont subi une ou plusieurs phases de métamorphisme et de déformation. La rigueur scientifique devrait donc faire précéder tous ces noms de roches du préfixe méta-. Pour des raisons de clarté du texte et pour ne pas alourdir la lecture de ce mémoire, cela n'a pas été fait.

(3) - A l'Archéen, le raisonnement concernant l'âge des diverses formations géologiques est le milliard d'années. Là encore, il existe de multiples façons d'écrire les âges : AE, Ma, by, Ga. Dans ce texte, il sera plus souvent utilisé Ga (giga années).

(4) - Toutes les analyses chimiques, sauf les moyennes de roches placées dans le texte et quelques exceptions très précises, sont publiées dans les annexes sous la forme de tableaux d'analyses brutes en poids d'oxydes. Par contre, la majorité des diagrammes, sauf indication contraire (diagrammes de Miyashiro, 1975 par exemple) est construite à partir des données anhydres, tout le fer étant exprimé sous la forme Fe_2O_3 total rapporté à 100%. Ceci a été fait dans un souci d'homogénéité et de comparaison avec les résultats obtenus par des auteurs travaillant sur des roches similaires et publiant sous cette forme les résultats chimiques.

Les raisonnements géochimiques modernes font appel aux Terres Rares dont les abréviations suivantes, certes d'origine anglo-saxonne, mais unanimement acceptées par les scientifiques, seront utilisées dans la suite de cet exposé :

REE (Rare Earth Elements) = Terres Rares

LREE (Light REE) = Terres Rares Légères (La à Sm)

HREE (Heavy REE) = Terres rares Lourdes (Gd à Lu).

(5) - Le travail présenté ici, sur les komatiïtes et roches associées de Finlande orientale, ne porte que sur des roches datées à 2.65 Ga. Il ne sera pas fait appel aux données se rapportant aux roches plus anciennes, ceci étant le travail de G. Gruau qui tente de définir l'évolution chimique des komatiïtes et du manteau, à partir de divers exemples d'âges différents, en insistant plus spécialement sur les résultats concernant l'Archéen précoce.

BUT DE L'ETUDE :

Ce travail, comme je l'ai déjà indiqué, n'est pas un travail isolé mais une partie d'un programme plus vaste concernant la nature, l'origine et l'évolution de la croûte continentale et plus spécialement la compréhension du système croûte - manteau archéen.

La démarche initiale est de caractériser pétrologiquement et géochimiquement les matériaux des divers ensembles lithologiques constituant la ceinture de roches vertes. Puis, seront précisés les liens de parenté et les éventuelles affinités des diverses unités reconnues. Enfin, je tenterai de synthétiser les données obtenues et de les replacer dans un cadre beaucoup plus général débouchant sur une reconstitution de l'évolution d'un segment de croûte et de manteau à l'Archéen,

en tenant également compte des contraintes géologiques, tectoniques, pétrographiques, métamorphiques, géochimiques et géochronologiques obtenues à la fois sur le socle (Thèse H. Martin), la ceinture (ce travail + Thèse D. Piquet) et les granites tardifs (Thèse G. Querré).

Pour atteindre ce but, j'ai divisé ce mémoire en 4 parties.

PREMIERE PARTIE : Les ensembles lithologiques.

Après avoir succinctement rappelé les grands traits géologiques de la Finlande, je présenterai les grandes unités constituant le socle granito-gneissique de Finlande orientale, puis plus en détail les principales caractéristiques de la ceinture de roches vertes (stratigraphie, géochronologie, évolution structurale).

DEUXIEME PARTIE : Caractérisation pétrographique et géochimique des divers ensembles lithologiques de la ceinture.

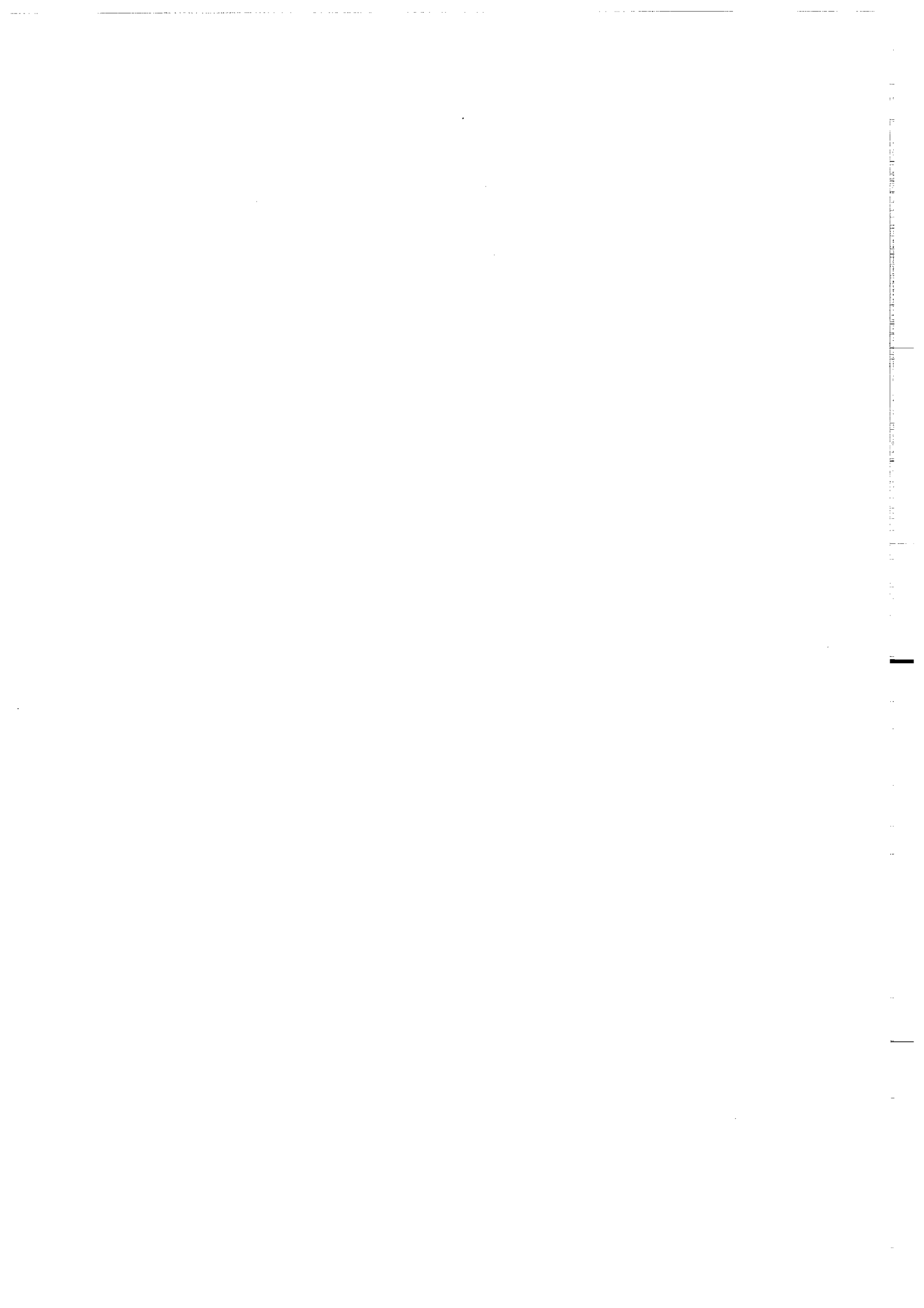
Dans cette partie, les divers ensembles constituant la ceinture sont étudiés, tant du point de vue pétrographique que géochimique. Cette description m'a amené à décrire les principaux types de roches ultrabasiques : métacumulats et métavolcanites avec notamment les coulées à texture spinifex; puis les roches basiques de natures variées (amphibolites, laves en coussins, gabbros) et enfin les roches volcaniques acides.

TROISIEME PARTIE : Etude de quelques minéraux - Implications métamorphiques .

Cette partie reprend et développe les résultats obtenus à la microsonde à partir de trois exemples : olivine, clinopyroxène et serpentines permettant de déboucher sur un modèle d'évolution métamorphique en trois grands stades (1) altération des minéraux magmatiques, (2) recristallisation prograde et (3) altération rétrograde des minéraux métamorphiques.

QUATRIEME PARTIE : Evolution géochimique - Origine des magmas.

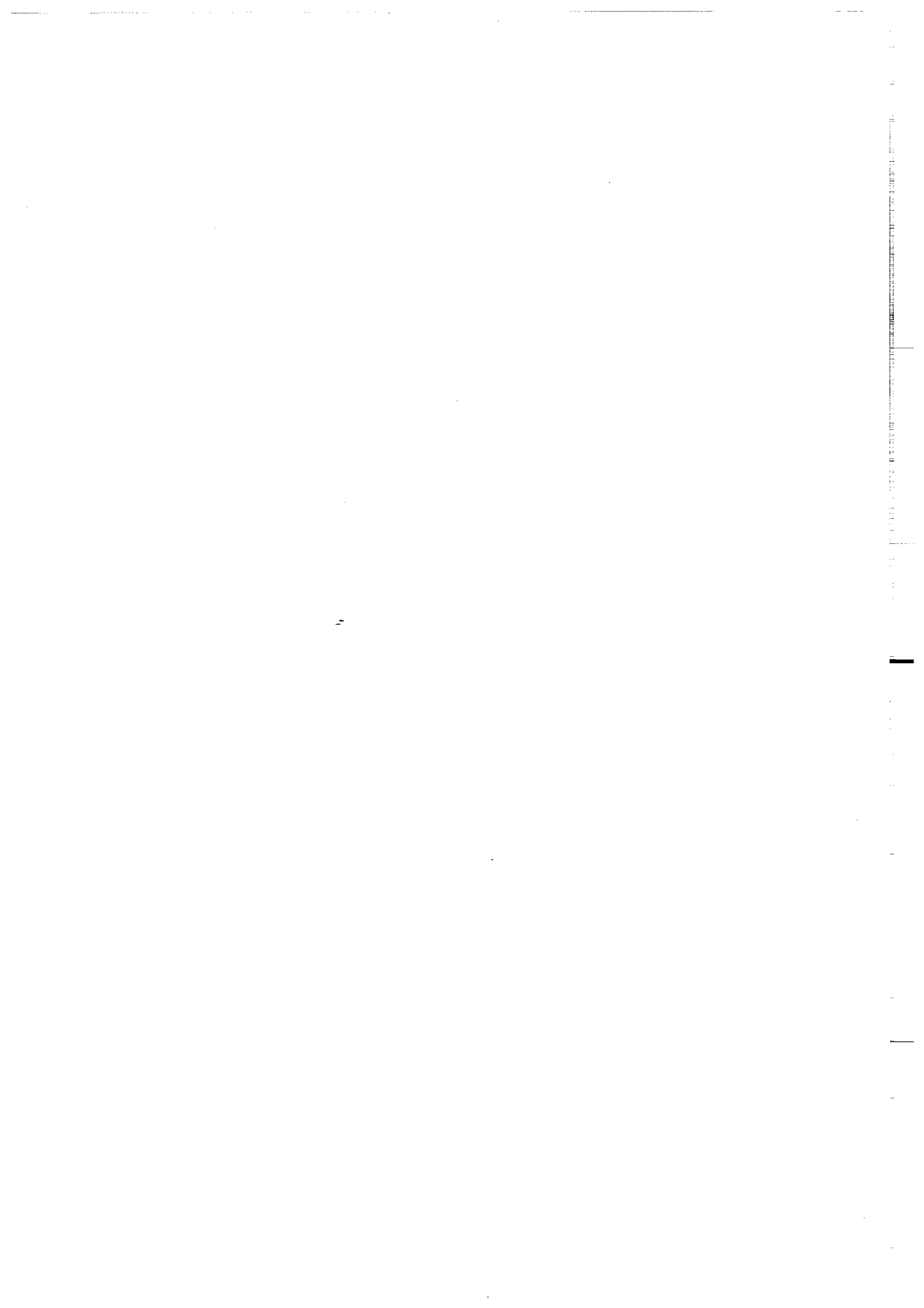
En me basant sur les résultats de l'étude pétrographique et géochimique effectuée précédemment, j'essaierai de retracer la genèse et l'évolution des magmas basiques et ultrabasiques, et ce, en comparant les données analytiques à des modèles mathématiques et théoriques. Les modélisations permettront de quantifier l'importance des deux processus fondamentaux que sont (1) la cristallisation fractionnée et (2) la fusion partielle. Ce travail se terminera par une tentative de reconstitution géodynamique et une considération de l'évolution de la croûte archéenne en Finlande. La discussion portera enfin sur les relations croûte-manteau et sur l'apport de ce travail à ce débat général.



1^{ère} PARTIE

les ensembles lithologiques

*



CHAPITRE I

GEOLOGIE GENERALE DE LA FINLANDE

I - LE BOUCLIER BALTIQUE :

Le bouclier baltique ou Fennoscandie (Ramsay, 1898) constitue la zone précambrienne la plus vaste d'Europe, les autres étant le bouclier ukrainien, le bouclier Nord-Atlantique et les fragments de terrains précambriens pris dans le domaine varisque. Il est limité à l'Est et au Sud par les sédiments de la plateforme Est-européenne; au Nord et à l'Ouest par la chaîne des Calédonides. (Fig. I-1).

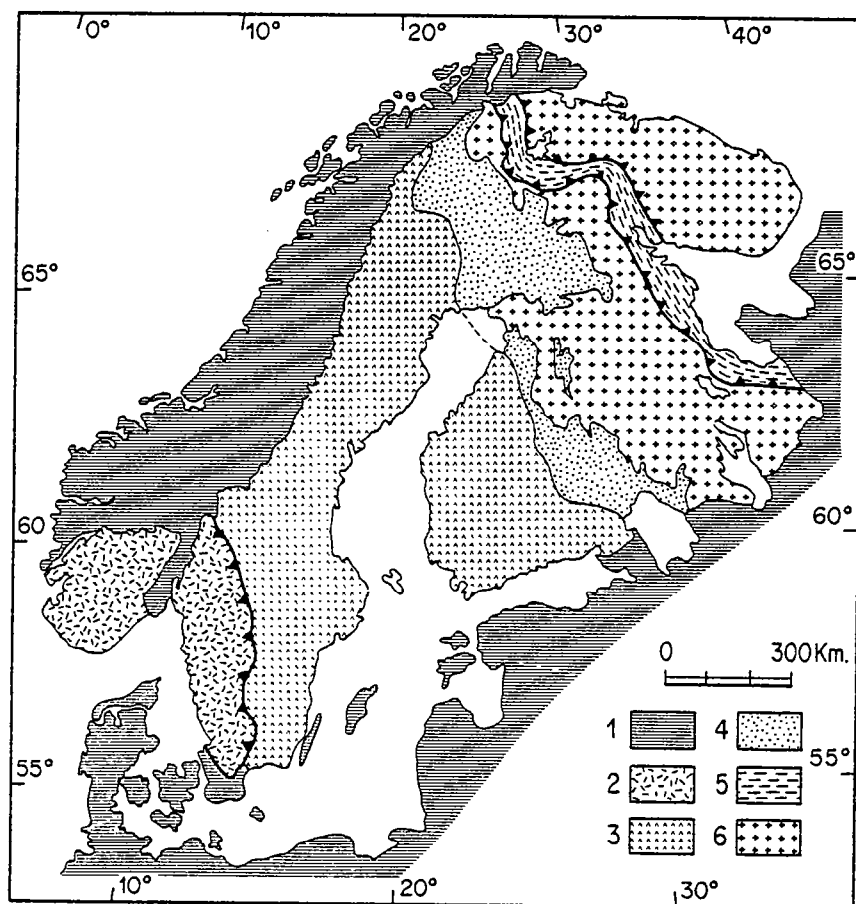


Fig. I-1 : Principaux ensembles géologiques du bouclier baltique (d'après Gaál et al., 1978; Simonen, 1980 ; Martin, 1985).

Phanérozoïque : 1 - Calédonides, Graben d'Oslo, Plateforme est-européenne.

Protérozoïque supérieur : 2 - Svéco-Norvégides.

Protérozoïque inférieur et moyen : 3 - Svéco-fennides ; 4 - Karélides ;

5 - Bélomorides.

Archéen : 6 - Karélie et bloc de Kola.

L'histoire géologique de ce bouclier s'étale sur une longue période et résulte de la succession de plusieurs cycles orogéniques. Les auteurs s'accordent pour y reconnaître trois grandes périodes correspondant schématiquement à trois ensembles géographiques dont les âges décroissent d'Est en Ouest :

- l'Archéen, ou "socle présécokarélien" est caractérisé par son âge supérieur à 2,5 Ga et par sa position très orientale dans ce bouclier baltique. Il a été l'objet de plusieurs années de recherche par notre équipe de Rennes

- le Protérozoïque moyen et inférieur constitue la partie centrale du craton et comprend le Jotnien et les Svécokarélides, formations auxquelles il convient d'ajouter les Bélomorides.

- le Protérozoïque supérieur, développé au Sud-Ouest du bouclier scandinave, correspond à la chaîne svéconorvégienne (0,9 - 1,2 Ga).

1°- L'Archéen :

Encore appelé "Socle présécokarélien", ces terrains ont un âge supérieur à 2,5 Ga. Ils affleurent dans la partie orientale du bouclier baltique et forment classiquement deux ensembles séparés par la chaîne des Bélomorides. (Fig. 1-1).

1.1. L'ensemble septentrional :

Cet ensemble constitue la totalité de la presqu'île de Kola et la partie la plus septentrionale de la Finlande où il est connu sous le nom de "craton d'Inari". Ce craton est constitué de gneiss plus ou moins migmatisés d'âge archéen (2,9 à 2,6 Ga ; Merilainen 1976 ; Kouvo 1964 à 1977). Sur ces gneiss reposent des ceintures de roches vertes qui selon Barbey et al. (1980) se sont mises en place durant 2 épisodes chronologiques distincts :

- les "ceintures anciennes" se présentant sous la forme d'ensembles volcano-sédimentaires inclus dans le socle granito-gneissique et affectées par un métamorphisme de haut degré.

- les "ceintures récentes" formant une succession de roches volcaniques basiques à intermédiaires, aussi associées à des sédiments mais présentant un métamorphisme de type épizonal.

1.2. L'ensemble méridional :

Ce vaste ensemble s'étend depuis le Sud de la chaîne des Bélomorides jusqu'aux lacs Onega et Ladoga en Union Soviétique. Il peut être masqué localement par des formations plus récentes comme en Laponie méridionale, dans la région de Kajaani et dans la région de Kuopio où dans ce cas, le socle n'apparaît qu'au coeur des dômes gneissiques. Très schématiquement, deux grandes unités lithologiques sont reconnaissables :

a) une **unité granito-gneissique**, très largement répandue et dans laquelle il est possible de reconnaître des orthogneiss anciens, intensément migmatisés et très déformés et des orthogneiss plus récents caractérisés par le fait qu'ils ne présentent pas de trace de migmatisation et que leur structure est plus simple. Les âges obtenus sur ces matériaux sont typiquement archéens : de 3,1 Ga en Laponie et de 2,9 Ga en Karélie à 2,6 Ga pour les gneiss anciens (Kouvo, 1964-1977 ; Kröner et al., 1981 ; Martin et al., 1983 ; Jahn et al., 1984) et de 2,5 Ga à 2,4 Ga pour les gneiss plus récents (Kouvo, 1964-1977 ; Martin et Querré, 1984 ; Martin, 1985 ; Martin, in press).

b) des **ceintures de roches vertes** qui ont fait l'objet de ce travail et dont l'âge est voisin de 2,65 Ga (Kouvo, 1964-1977 ; Vidal et al., 1980).

Récemment Gaál et Gorbatshev (1987) ont reconnu dans le domaine archéen du bouclier baltique deux orogénèses : la croûte continentale la plus vieille, encore identifiable sur le terrain sous la forme de granitoïdes, a été formée il y a 3,1 à 2,9 Ga lors de l'orogénèse Saamienne. Cette croûte forme alors le substratum à l'événement orogénique majeur daté à 2,9-2,6 Ga dénommé orogénèse Lopiène.

2°- Le Protérozoïque inférieur et moyen :

Cette longue période (2,5 - 1,2 Ga) regroupe plusieurs ensembles géologiques qui, en Finlande, ont été recensés principalement par Simonen (1960, 1980) mais dont les définitions et les significations sont toujours discutées (Laajoki, 1986 ; Gaál et Gorbatshev, 1987). De façon classique, il semble possible de distinguer ainsi plusieurs formations :

2.1. Les Bélomorides :

Les Bélomorides constituent une large ceinture plissée s'étendant depuis les côtes de la Mer Blanche aux Calédonides scandinaves vers le Nord-Ouest et comprennent diverses formations que sont : les volcanites basiques de la Tana, les granulites para- et ortho- dérivées de Laponie ainsi qu'une partie du craton d'Inari. Les âges de la ceinture granulitique et des magmatismes associés sont compris entre 2,0 et 1,9 Ga et cette chaîne est à l'heure actuelle considérée comme résultant d'une collision continent-continent entre deux cratons archéens alors que la ceinture de la Tana correspond à des reliques de croûte océanique subductée sous le craton archéen d'Inari. Tous ces résultats ont fait l'objet de nombreuses publications de l'équipe de Rennes: Moreau (1980); Barbey (1982); Barbey et al. (1980, 1984); Peucat (1982) ; Bernard-Griffiths et al. (1984); et ont été rediscutés récemment par Berthelsen et Marker (1986).

2.2. Les Svécokaréliides :

Cette chaîne, dont l'âge est compris entre 2,0 et 1,5 Ga occupe la partie centrale du bouclier baltique et est largement représentée en Finlande. Sans trop entrer dans les détails de la stratigraphie, il est possible de subdiviser cet ensemble en deux grands blocs séparés par la zone cisailante majeure de Ladoga-Raahe (Gaál et al., 1978). (Fig.1-2).

2.2.1. Les Karéliides :

Traditionnellement les auteurs finlandais pensaient que toutes les formations karéliennes formaient un ensemble continu déposé dans un bassin sédimentaire unique. Des études récentes indiquent en fait que les formations karéliennes pourraient représenter les restes de deux bassins sédimentaires séparés - ou plus de deux - dont l'évolution est considérée à l'heure actuelle comme étant plus variée et plus complexe que les anciens auteurs le pensaient. Il s'agit principalement de sédiments épicontinentaux où dominent conglomérats, arkoses, quartzites avec des intercalations volcaniques (Meriläinen, 1980 ; Gaál, 1982 ; Laajoki, 1986 ; parmi d'autres).

2.2.2. Les Svécofennides :

Les publications classiques de Sederholm (1897), Eskola (1914) et Simonen (1953), du fait des nombreuses hétérogénéités lithologiques primaires, de l'intense migmatisation et des importantes manifestations tectoniques, ne semblent pas avoir totalement résolu les difficultés quant à établir la stratigraphie du domaine Svécofennien. Dans leur ensemble, les Svécofennides sont caractérisées par une association de métagrauwackes et de metabasaltes avec quelques métavolcanites d'affinité calco-alkaline. Ces formations ont été divisées en trois parties par Simonen (1960) selon la nature des sédiments constituant cette chaîne et ce n'est que plus

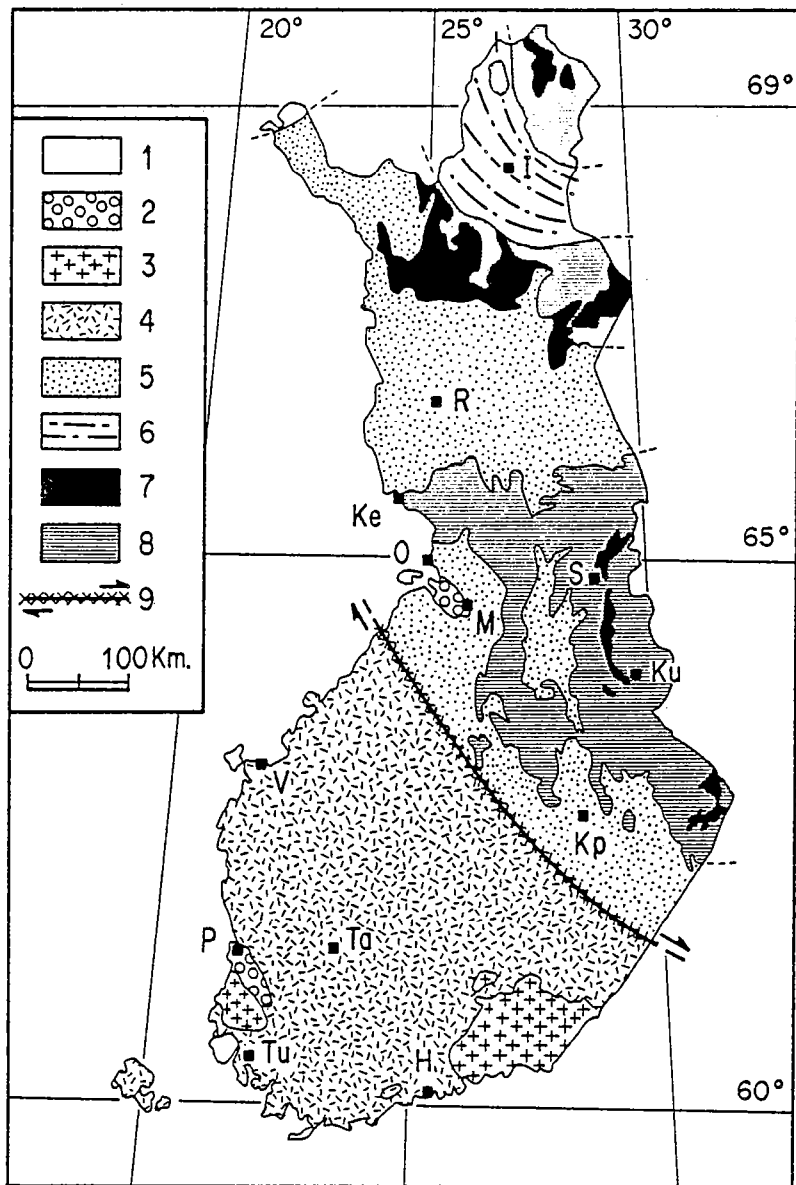


Fig. 1-2 : Carte géologique schématique de Finlande (d'après Gaál et al., 1978 ; Simonen, 1980 ; extrait de Martin, 1985).

Phanérozoïque · 1 - Calédonides.

Protérozoïque inférieur et moyen : 2 - Grès jotniens ; 3 - Granites rapakivis ; 4 - Svéco-fennides ; 5 - Karélides ; 6 - Bélomorides.

Archéen · 7 - Ceintures de roches vertes ; 8 - Granito-gneiss ; 9 - Faille de Raahe-Ladoga.

H · Helsinki ; I · Ivalo ; Ke · Kemi ; Kp · Kuopio ; Ku · Kuhmo ; M · Muhos ;
O · Oulu ; P · Pori ; R · Rovaniemi ; S · Suomussalmi ; Ta · Tampere ;
Tu · Turku ; V · Vaasa.

récemment que de nombreux auteurs (eg. Hietanen, 1975 ; Gaál et Gorbatshev, 1987) ont appliqué les modèles de tectonique des plaques afin d'expliquer l'évolution de l'ensemble svecofennides-karéliides.

L'orogénèse svécokarélienne peut être en effet interprétée comme étant le résultat d'une subduction vers l'Est de la lithosphère océanique sous le craton archéen. Cette orogénèse est accompagnée d'une paléogénèse du socle archéen, donnant naissance aux célèbres "mantle gneiss domes" décrits par Eskola (1949) et dont l'étude a été reprise il y a quelques années par Brun (1980).

2.2.3. Le Jotnien :

Sur le craton svécokarelien dénudé, divisé en deux grands blocs, se sont déposés les sédiments jotniens continentaux à épicontinentaux, affleurant à l'heure actuelle dans deux fossés d'effondrement : régions de Pori-Satakunta et de Muhos. Il s'agit de grès arkosiques, de silstones et de shales non métamorphiques dont l'épaisseur peut atteindre 1000 m au maximum. Les âges obtenus sur les shales sont 1,3 - 1,4 Ga (Simonen, 1980). Dans la région de Pori-Satakunta, les sédiments jotniens sont coupés par de nombreux dykes de dolérite datés à 1260 ± 10 Ma (Patchett et al., 1981).

A cette période, il convient d'ajouter la mise en place des granites rapakivi Finlandais qui affleurent sur le bord sud du domaine svecofennien et pour lesquels les âges obtenus sont de 1,7 à 1,54 Ga (Vorma, 1976 ; Vaasjoki, 1977).

3°- Le Protérozoïque supérieur :

Cette période correspond à l'orogénèse Sveconorvégienne et s'étend de 1,25 à 0,9 Ga. Cette chaîne localisée au Sud de la Norvège et de la Suède est principalement caractérisée par le recyclage de croûte ancienne ainsi que par la présence d'ophiolites (Gaál et Gorbatshev, 1987). La géologie de cette région est à relier à celle du "Grenville Front" au Canada et il a pu être mis en évidence des phénomènes de subduction le long d'une limite continent-océan, suivis par une séparation (formation d'un rift) entre le bouclier baltique et le domaine Laurentien puis d'une rotation des fragments continentaux ainsi séparés (Stearn et Piper, 1984).

II - LE CONTEXTE GEOGRAPHIQUE :

La formation géologique étudiée ici correspond à un objet linéaire flanqué de granites et entouré d'un vaste ensemble de gneiss et de migmatites dont l'étude a été récemment effectuée par H. Martin (1985) qui en a déjà décrit le contexte géographique régional. Aussi, très rapidement, je ne ferai qu'en résumer ici les principales caractéristiques.

La ceinture archéenne de roches vertes s'étend sur 180 kilomètres de long et sur 16 à 20 kilomètres dans sa plus grande largeur. Proche de la frontière soviétique, elle se situe dans la partie orientale de la province finlandaise du Kainuu. La densité de la population dans cette province est faible (de l'ordre de 4,5 à 5 habitants au kilomètre carré) et est même encore plus faible dans les paroisses orientales de cette province; la paroisse de Kuhmo ayant une population de 14 000 habitants pour une superficie de 5467 km², soit 2,5 habitants au km². Deux agglomérations principales existent dans cette partie orientale de la Finlande : Suomussalmi au Nord, Kuhmo au Sud (Fig. 1-3 et 1-4).

Les glaciers, au cours du Quaternaire, ayant recouvert la totalité de la Finlande, le relief s'en est trouvé aplani et raboté et ces glaciers, au cours de leur retrait, ont déposé d'énormes quantités de moraines masquant malheureusement très souvent les formations géologiques

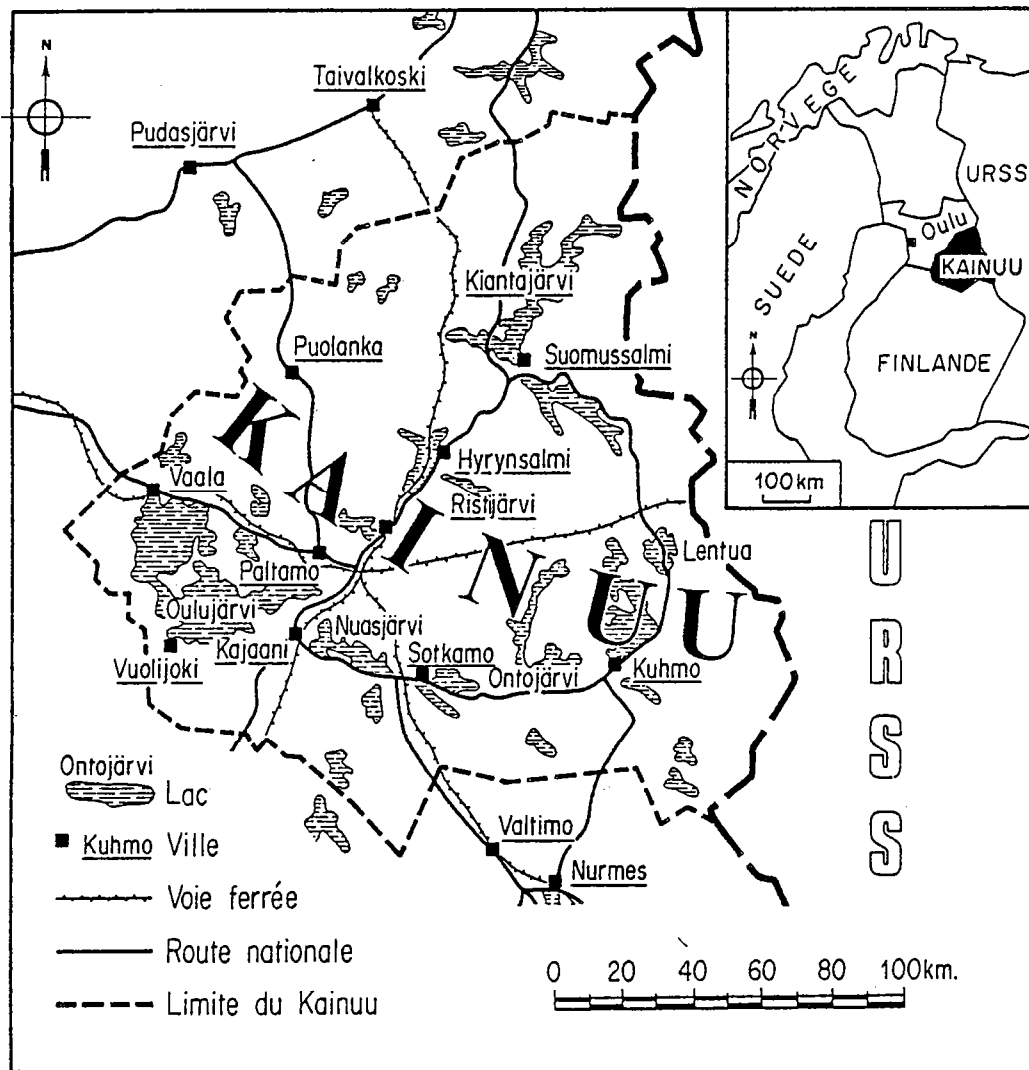


Fig. 1-3 : Carte de localisation géographique de la province du Kainuu où se situe la ceinture étudiée.

La partie orientale de cette province se présente à l'heure actuelle sous la forme d'une vaste pénéplaine dont les dépressions façonnées par les glaciers sont occupées par des lacs. Dans cette partie de la Finlande, la végétation est de type taïga (forêt de conifères passant progressivement à une forêt de bouleaux vers le Nord). La présence de lacs, de zones marécageuses, d'épais dépôts morainiques et de la forêt parfois dense et difficile à pénétrer, font que la densité d'affleurements est relativement faible. De plus, il faut noter que la ceinture elle-même, généralement constituée de roches plus tendres à l'érosion que l'environnement granito-gneissique, présente une densité d'affleurements encore plus faible que celle du socle. Enfin, et ce n'est pas le moindre des inconvénients, lorsque le sous-sol affleure, il se présente sous la forme de masses arrondies, polies et striées par les glaciers, constituant des formes mamelonnées, rendant l'échantillonnage parfois délicat ; elles sont recouvertes d'un épais tapis de mousses et de lichens qu'il convient absolument de dégager, de "rouler" avant toute observation géologique. Alors, dégagé de sa mousse, bien nettoyé, l'affleurement est de bonne qualité. Pour terminer, il faut mentionner un détail qui ne manque pas de piquant : il s'agit d'animaux d'une redoutable fidélité, compagnons proches et familiers que les Finlandais nomment "hyttynen" et que nous connaissons sous le nom de moustiques.

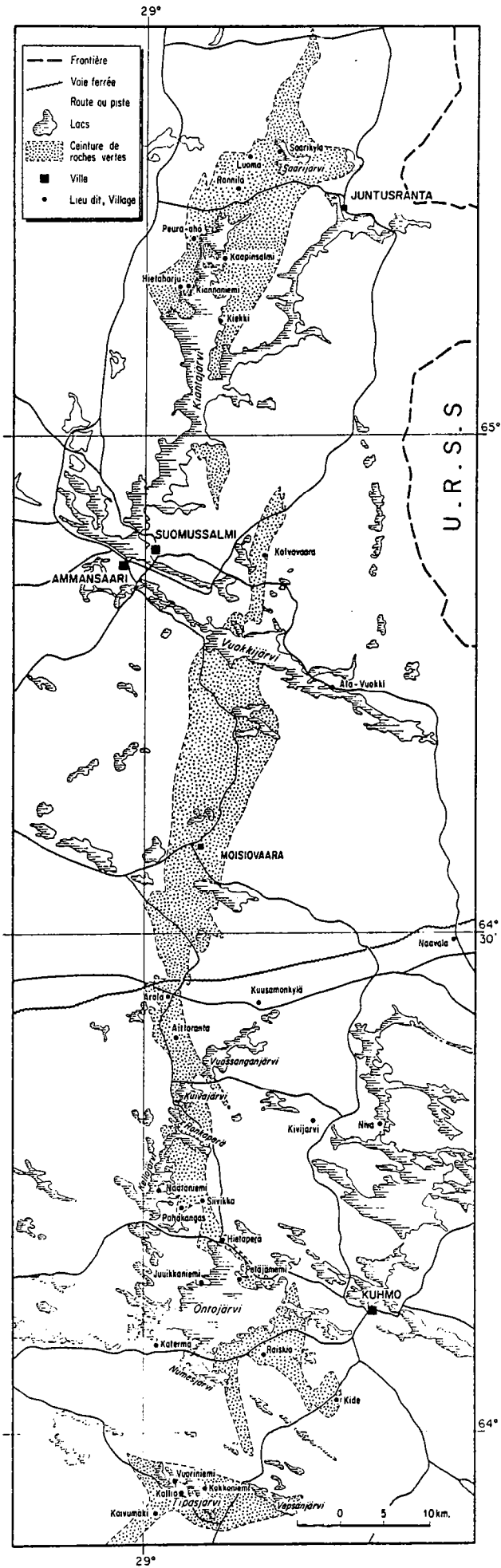


Fig. 1-4 : Carte géographique de la région étudiée.

III - LE CONTEXTE HISTORIQUE : LES TRAVAUX ANTERIEURS.

Les deux ensembles lithologiques constituant le Kainuu (socle granito-gneissique d'une part, ceintures schisteuses -ou ceintures de roches vertes- d'autre part) ont été très vite reconnus et distingués. Les âges relatif et absolu de chacune de ces unités ont fait l'objet de nombreuses controverses et les deux hypothèses possibles (socle antérieur aux ceintures - socle plus récent que les ceintures) ont été régulièrement émises par les divers auteurs au fur et à mesure que s'accumulaient les données de terrain.

De façon succincte, il est possible de résumer la progression de la pensée scientifique de la façon suivante :

Sederholm (1897) propose le terme de "Katarchéen" pour les anciens gneiss considérés comme étant plus vieux que les sédiments des ceintures.

Wilkman (1921) considère que la zone de Suomussalmi-Kuhmo est plus jeune que les granites gneissiques environnants.

Saksela (1923) prouve que les roches gneissifiées du socle pénètrent la ceinture de Ilomantsi, et pense donc que les ceintures schisteuses sont plus anciennes que les gneiss.

Vayrynen (1954) pense également que les ceintures sont plus vieilles que les orthogneiss du socle et propose le terme de "formation d'Ipatti" pour les métasédiments et les volcanites recoupés par les gneiss granitoïdes prékaréliens. Il insiste sur le fait que la base de la "formation d'Ipatti" n'a jamais été trouvée et interprète les "schistes basaux" du flanc ouest de la zone de Suomussalmi-Kuhmo comme des mylonites engendrées par des mouvements tectoniques ayant affecté le contact socle-ceinture.

Matisto (1958) corrèle les formations de la ceinture de Suomussalmi-Kuhmo avec les schistes karéliens; ceux-ci sont donc plus récents que le socle.

Vartiainen (1970) étudiant la ceinture de Tipasjärvi montre qu'elle est plus vieille que les karélides, mais plus jeune que le complexe granito-gneissique. De plus, il insiste sur l'existence de deux générations de granites et de gneiss. Les plus anciens sont antérieurs à la ceinture, les plus récents ("granites tardi-cinématiques") sont intrusifs dans cette ceinture.

Simonen (1971, 1977) en se fondant sur des nouvelles observations de terrain et sur des âges radiométriques, propose le nom de schistes Kuhmoidiens (Kuhmoidic-schists) pour ces zones de Suomussalmi-Kuhmo-Ilomantsi ; pour lui, ils représentent les métasédiments et les métavolcanites connus les plus anciens de la croûte finnoise car intrudés par des orthogneiss d'âge 2,6 - 2,8 Ga. Dans sa publication de 1980, cet auteur présentera une interprétation similaire montrant que les ceintures de Suomussalmi-Kuhmo et Ilomantsi sont plissées isoclinalement.

Les levés cartographiques de Lavikainen (1973) dans la région de Ilomantsi et de Hyppönen (1973, 1976, 1978, 1983) dans la région de Kuhmo, aboutiront à des conclusions chronologiques analogues.

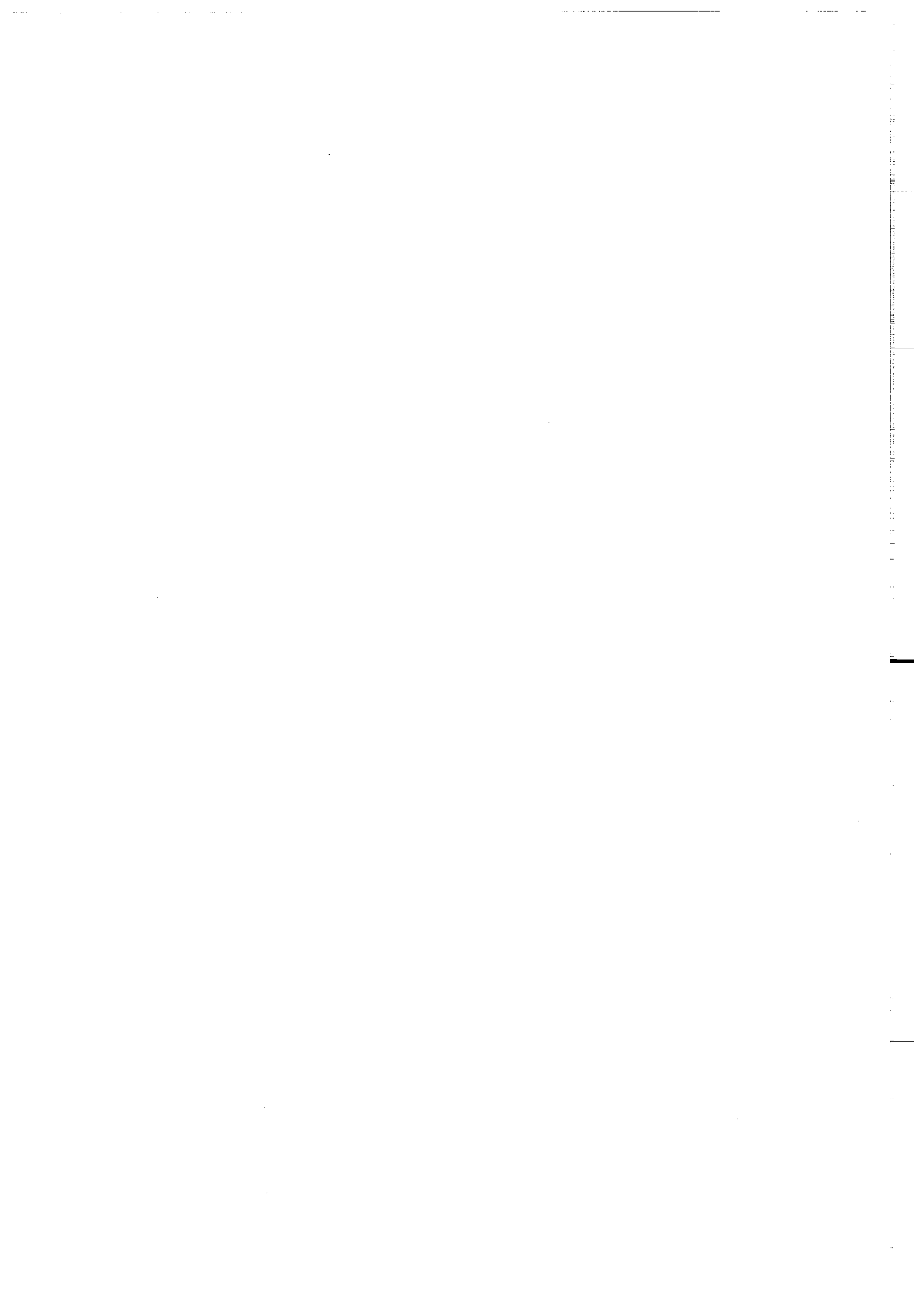
Ce résumé, très succinct des données bibliographiques reflète la complexité de la géologie des terrains archéens dans cette région et la difficulté d'y établir une chronologie relative.

De très nombreux travaux géochronologiques ont été effectués de 1960 à 1980 par Kouvo (principalement méthode U-Pb sur zircon ou monazite); malheureusement, la majorité des résultats est restée à l'état de rapports internes au Service Géologique de Finlande, sans indication précise du lieu d'échantillonnage ni de la nature exacte de la roche; tout ceci rend délicate, voire impossible l'utilisation de ces résultats. Cependant, les quelques données publiées (Kouvo, 1958 ; Wetherill et al., 1962 ; Kouvo et Tilton, 1966) ont, sans aucune ambiguïté, confirmé l'âge archéen de l'ensemble granito-gneissique (2,9 à 2,5 Ga) mais l'absence de mesure géochronologique sur le matériel constituant les ceintures, n'a pas permis de préciser la position de ces ceintures par rapport aux ensembles granito-gneissiques.

Il a fallu attendre 1976 pour que notre équipe (Blais et al., 1976) et Gaál et al. (1976) proposent une vision un peu plus moderne et plus générale des terrains archéens de Finlande orientale. Il s'agissait, dans les deux cas, de résumés présentés à des Congrès Internationaux, résumés dans lesquels nous assimilions les ceintures schisteuses de Finlande ("Schist belt" ou "schist zones" de Simonen, 1971, 1977, 1980) à des ceintures archéennes de roches vertes pour lesquelles la bibliographie africaine, australienne et canadienne commençait à fournir les revues scientifiques. Les années qui ont suivi ces premiers résumés ont vu la publication d'autres articles dont l'ensemble est l'objet de cette étude.

Si le travail de terrain a commencé en 1975 pour la première campagne, il faut signaler que parallèlement, mais depuis 1979, une équipe de géologues finlandais, sous la direction du Professeur Piirainen de l'Université d'Oulu, a effectué des levés cartographiques détaillés aboutissant à la publication de nombreux rapports et notes - parfois en commun- dont il sera fait état au cours de ce mémoire.





CHAPITRE 2

LE SOCLE ARCHEEN DE LA PROVINCE DU KAINUU : Les unités géologiques de Karélie.

Le socle de la Province du Kainuu présente les caractères typiques des terrains archéens de type "granite-greenstone" (Windley et Bridgwater, 1971).

Le rappel bibliographique succinct précédent a clairement montré la difficulté d'établir les chronologies relative et absolue des différents ensembles constituant le socle du Kainuu; aussi, dans ce chapitre, je résumerai le plus brièvement possible les données récentes relatives au socle granito-gneissique; le chapitre suivant sera consacré à la présentation de la ceinture de roches vertes proprement dite.

Dans le présent chapitre, relatif à la définition et la chronologie du socle granito-gneissique, je me contenterai de résumer les résultats obtenus par mon collègue H. Martin dont la thèse d'Etat (1985) et plusieurs articles (voir bibliographie) ont été consacrés à cette étude.

I - LE SOCLE GNEISSIQUE :

Ce socle est constitué essentiellement par deux générations d'orthogneiss ayant des compositions de Trondhémite, Tonalite et Granodiorite (TTG) dont les descriptions minéralogiques et pétrographiques ont été faites par Martin (1985, 1987).

1° - Les gneiss de Kivijärvi :

Ces gneiss constituent la génération de TTG la plus ancienne et sont très largement représentés, constituant jusqu'à 50% des roches archéennes de cette région. Il s'agit de gneiss à grain fin à moyen, recoupés par d'anciens dykes basiques actuellement boudinés pouvant être mis en relation avec la ceinture et prouvant ainsi l'antériorité des gneiss de type Kivijärvi par rapport à cette même ceinture (Martin, 1985). Ces gneiss sont également caractérisés par le fait qu'ils ont subi, au cours de leur longue histoire, un événement tectono-métamorphique important conduisant à une intense migmatisation. Une isochrone Rb-Sr, construite à partir de l'étude de 7 échantillons, donne un âge de $2,86 \pm 0,09$ Ga (Martin et al., 1983) âge confirmé par l'étude Sm-Nd et par de nouvelles données dont Martin (in press) a fait une étude critique.

2° - Les gneiss de Naavala :

Il s'agit de gneiss à grain moyen à grossier caractérisés par une texture homogène et qui sur le terrain couvrent des surfaces de plusieurs kilomètres carrés. Contrairement au type précédent, ces gneiss de Naavala n'ont pas été affectés par un événement tectonique ni métamorphique avant l'intrusion des dykes basiques (Martin, 1985). Martin et al. (1983a) ont obtenu pour ces roches un âge de $2,62 \pm 0,07$ Ga en Rb-Sr et un âge de 2,65 Ga selon la méthode Sm-Nd; cet âge est significativement distinct de celui des gneiss de type Kivijärvi.

C'est sur ce socle gneissique que s'est développée la ceinture de roches vertes dont je

définirai les traits principaux dans le chapitre suivant.

L'histoire archéenne de cette région se termine par un plutonisme calco-alkalin tardif dont l'étude récente a été effectuée par Martin et Querré (1984) et Querré (1985).

II - MAGMATISME CALCO-ALCALIN TARDIF :

Le plutonisme tardi à post cinématique peut être divisé en 2 groupes :

1° - Les granodiorites à phénocristaux :

Ce sont des roches intrusives à la fois dans le socle gneissique et la ceinture comme l'ont démontré Martin et Querré (1984). Provenant de la fusion du socle gneissique (Martin et al., 1983 b ; Querré, 1985), ces roches actuellement sous la forme de gneiss ocellés, sont localisées à proximité de la ceinture et le plus souvent masquent tout contact entre le socle et la ceinture.

Tous les âges Rb-Sr obtenus sur ce type de roches donnent 2,5 Ga (Martin, 1985).

2° - Les leucogranites roses :

La fin de l'histoire archéenne dans cette région est marquée par la mise en place de plusieurs petits corps plutoniques, intrusifs aussi bien dans le socle que dans la ceinture ou les granodiorites à phénocristaux (Querré, 1985). Ces granites sont considérés comme provenant de la fusion partielle des gneiss constituant le socle de la région.

La caractéristique essentielle de ces leucogranites roses est qu'ils ne sont affectés par aucune déformation ni aucun métamorphisme. Martin et Querré (1984), à l'aide de neuf échantillons ont obtenu une isochrone donnant un âge de $2,41 \pm 0,04$ Ga (méthode Rb-Sr, roches totales).

Ces résultats géochronologiques, notamment le magmatisme tardif post ceinture de roches vertes, ont été récemment critiqués par Vaasjoki (1988) et Martin et Barbey (1988).

Plusieurs photographies représentant ces diverses formations sont reportées sur la planche I (Annexe).

III - LES FORMATIONS GEOLOGIQUES PLUS RECENTES D'AGE PROTEROZOIQUE INFÉRIEUR :

Ayant ainsi rappelé les caractères principaux des formations géologiques d'âge archéen, il convient, pour être complet, de signaler l'existence de quelques manifestations géologiques d'âge plus récent. Il s'agit principalement de filons de dolérites non déformés, recoupant toutes les formations géologiques précédemment définies et reliés à l'orogénèse svécokarélienne proche (Bertrand et al., 1978). Les âges obtenus sur ces filons (Hyppönen, 1983) indiquent une activité magmatique de 0.4 Ga plus récente que les derniers événements archéens.



CHAPITRE 3

LA CEINTURE DE SUOMUSSALMI - KUHMO - TIPASJARVI.

I - GENERALITES :

La ceinture de roches vertes, dans sa partie finlandaise, s'étend en direction grossièrement Nord-Sud sur près de 180 km pour une largeur ne dépassant jamais 20 km. A l'affleurement, il s'agit d'une ceinture discontinue qui dans l'étude entreprise ici recouvre 3 régions d'importance inégale :

- région de Suomussalmi au Nord,
- région de Kuhmo dans la partie centrale,
- région de Tipasjärvi au Sud,

chacune de ces régions présentant des particularités que j'aurai l'occasion de développer et de préciser.

Cette ceinture semble se prolonger en Russie et réapparaît plus au Sud en Finlande orientale, dans la région de Joensuu-Ilomantsi, que je n'ai fait que parcourir.

En faisant appel aux données de terrain connues en Russie, Rybakov et Lobach-Zhuckenko (1981) puis plus récemment Lobach-Zhuckenko et al. (1986) ont regroupé les ceintures de roches vertes affleurant dans ce que ces auteurs appellent "Karelian granite-greenstone terrain" selon 4 zones (Fig. 3-1) qui sont d'Est en Ouest :

- zone de Karélie orientale
- zone de Karélie centrale
- zone de Karélie occidentale
- zone de Finlande orientale.

De façon très succincte ces auteurs apportent quelques éléments sur les caractéristiques générales de chacune des ceintures affleurant en Russie ainsi que quelques données chimiques, tectoniques et géochronologiques. Ne connaissant pas le terrain et n'ayant pas accès à la bibliographie russe d'où sont tirées la plupart des données relatives à ces ceintures, je ne détaillerai pas les points de comparaisons avec la Russie. Je tenais cependant à signaler cette publication récente montrant que la ceinture de roches vertes étudiée par le groupe de Rennes ne constitue, en réalité, qu'une petite partie d'un grand ensemble qui, pour l'essentiel affleure surtout au delà de la frontière Finno-Soviétique.

Il faut également signaler que, en Finlande, au delà du cercle polaire affleurent d'autres ceintures de roches vertes, mais que je n'ai pas eu l'occasion de visiter (Fig. 3-1). Décrites brièvement par Gaál et al. (1978), ces ceintures, sur lesquelles quelques données récentes ont été publiées (Saverikko, 1983 a et b, 1985 ; Saverikko et al. 1985) sont :

- la ceinture de Saala
- la ceinture de Jauratsi
- la ceinture de Kittilä, qui est la plus étendue des trois et semble la mieux connue de ces ceintures septentrionales. Alors que pour la région de Suomussalmi-Kuhmo, nous publions nos premiers résultats (Blais et al., 1976) et annonçons la présence de komatiïtes dans cette région à la

même époque Mutanen (1976) publiait, lui aussi, les premières données géochimiques se rapportant à cette ceinture de Kittilä, et découvrait aussi la présence de komatiites.

Pour Gaál et al. (1978), la ceinture de Suomussalmi-Kuhmo constitue l'exemple le plus typique des ceintures de roches vertes de Finlande. Sa disposition cartographique montre que les matériaux de la ceinture apparaissent globalement en synforme sur le socle granito-gneissique. La ceinture a été cartographiée au 1/400 000 (Wilkman, 1921 ; Matisto, 1958) et partiellement au 1/100 000 (Hyppönen, 1973, 1976, 1978, 1983). Vartiainen (1970) a publié la cartographie de la région de Tipasjärvi. Plus récemment, les travaux de terrain des géologues finlandais de l'équipe de Oulu, sous la direction du Professeur Piirainen, ont donné lieu à plusieurs rapports internes (Hanski, 1979 ; Taipale, 1979) à partir desquels Tuokko (1979) a présenté une carte synthétique de l'ensemble de la ceinture recouvrant les régions de Suomussalmi-Moisiovaara-Kuhmo et Tipasjärvi ce qui correspondait exactement à la zone dont nous avons entrepris l'étude.

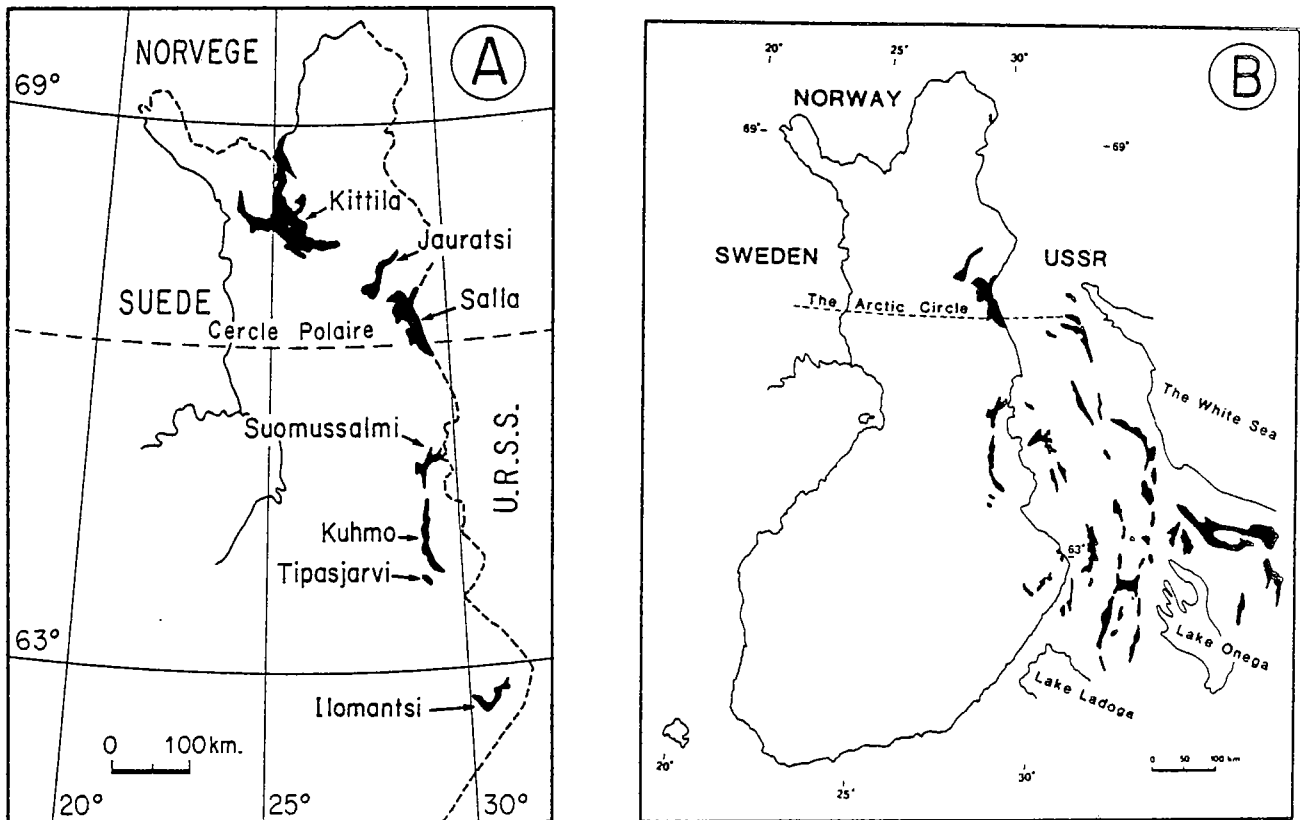


Fig. 3-1 : Répartition des ceintures archéennes de roches vertes en Finlande (A) et en Russie (B), (d'après Gaál et al., 1978 ; Lobach - Zhuchenko, 1981 et Lobach-Zhuchenko et al., 1986).

Nulle part il n'a été possible d'observer de contact normal entre la ceinture de roches vertes et le socle granito-gneissique. Dans la plupart des cas ce contact est cisailé ou masqué par les plutons calco-alcalins tardifs (gneiss oillés granodioritiques ou leucogranites roses) mais comme je le montrerai au cours de la description de la ceinture, de nombreuses évidences de terrain, minéralogiques, tectoniques ou géochronologiques nous ont toujours conduit à penser (Blais et al., 1977a) à l'antériorité du socle métamorphique granito-gneissique.

II - STRATIGRAPHIE DE LA CEINTURE :

Dès les premières campagnes de terrain, nous avons reconnu deux cycles volcaniques d'importances volumétriques très inégales (Blais et al., 1977 a et b) séparés par une formation métasédimentaire de faible puissance.

1° - La séquence volcanique inférieure :

Cette séquence est la plus développée et constitue l'essentiel des matériaux de la ceinture. Il s'agit d'un ensemble de roches ultrabasiques dans lesquelles je distinguerai des cumulats, des volcanites massives ainsi que des coulées à texture spinifex et de roches basiques représentées sur le terrain par des gabbros, des dolérites, des laves en coussins, des amphibolites et des formations bréchiques pyroclastiques. Ces roches seront étudiées en détail ultérieurement.

2° - La séquence volcanique supérieure :

Cette séquence a été reconnue dans la partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi, là où elle est manifestement la plus large - région de Ala-Luoma - et affleure de façon très imparfaite principalement le long de la route transversale reliant Juntusranta à la route nationale 5. Nous avons également considéré comme appartenant à cette séquence, des filons leucocrates, nettement intrusifs dans les roches de la séquence volcanique inférieure, filons qu'il semble logique d'interpréter comme représentant les cheminées d'alimentation du volcanisme de la série dite "supérieure". Exceptés ces filons, cette série supérieure désignée sous le nom de "volcanites de Luoma" (Taipale et al., 1980 ; Martin et Querré, 1984) se compose principalement de roches intermédiaires et acides tuffacées, associées à quelques passées laviques.

La description et la caractérisation de ces roches sera également l'objet d'un chapitre ultérieur.

Dans la partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi, ces 2 séquences volcaniques semblent séparées par des épisodes métasédimentaires (Blais et al., 1977 a et b; Blais et al., 1978). Il s'agit d'affleurements très limités de micaschistes pélitiques, ampélitiques et grauwackeux parfois accompagnés de niveaux quartziteux, ou plus rarement, volcaniques. Il faut noter que l'examen pétrographique de cette formation montre que les produits détritiques de ces métasédiments semblent avoir une origine mixte, les uns provenant des volcanites de la ceinture, d'autres étant des produits terrigènes originaires d'un socle adjacent (présence de cristaux de microcline notamment).

L'équipe de Rennes a toujours considéré que, dans la stratigraphie que je viens de développer (Blais et al., 1977a ; Bertrand et al., 1978 ; Vidal et al. 1980 ; Martin et Querré, 1984 ; Martin et al., 1984 ; Martin in press), les volcanites de Luoma constituent la partie la plus jeune de la ceinture. Les évidences de terrain, les données géochimiques et les résultats géochronologiques, permettant d'argumenter une telle proposition peuvent être résumés de la façon suivante :

- des filons leucocrates clairement intrusifs dans le matériel basique de la ceinture sont chimiquement similaires aux volcanites de Luoma et sont donc considérés comme les filons d'alimentation de ce volcanisme.
- les sédiments interstratifiés ou proches de ces volcanites renferment des fragments détritiques appartenant à la fois au socle et à la séquence volcanique inférieure.
- les résultats géochimiques récents (Martin, 1985 ; Querré, 1985) montrent que les magmas parents de cette séquence volcanique supérieure ont été contaminés par des komatiites avant leur mise en

place.

- la composition chimique, les mécanismes de contamination, la source et les modalités de différenciation de cette série volcanique de Luoma sont d'après Querré (1985) exactement les mêmes que ceux du magmatisme tardif granodioritique. Martin et Querré (1984) ont donc considéré que ces granodiorites récentes sont l'équivalent plutonique de la série volcanique supérieure.

- de plus, comme je discuterai dans le chapitre suivant, Vidal et al. (1980), Martin et Querré (1984) et Martin (1985) ont, du point de vue géochronologique, démontré que :

(*) le cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique a un âge de $2,65 \pm 0,10$ Ga.

(*) la séquence volcanique supérieure acide et intermédiaire a un âge de $2,50$ Ga $\pm 0,10$ Ga.

Les géologues Finlandais de l'Université de Oulu (Taipale et al., 1980) se fondant sur des résultats géochronologiques publiés dans les rapports annuels du "Geological Survey of Finland", considèrent que les volcanites intermédiaires et acides de Luoma sont les restes d'un cycle volcanique ancien, antérieur à la mise en place des roches basiques et ultrabasiques. Toutes les colonnes stratigraphiques établies et qui ont été publiées situent donc le volcanisme acide à la base (Tab. 3-1).

Ces deux conceptions de la stratigraphie de la ceinture ont des implications géodynamiques particulières comme l'ont discuté Martin et Querré (1984) et Martin et al. (1984) et que l'on peut résumer de la façon suivante :

- Les volcanites acides représentent la base de la ceinture - **hypothèse Oulu** : dans ce cas, si la séquence volcanique est unique et associée à des komatiites et tholéiites, on peut considérer cette association comme tout à fait inhabituelle puisque commençant par du volcanisme acide et intermédiaire, suivi par la mise en place de tholéiites et s'achevant par des komatiites. Ou bien, il faut considérer que les volcanites acides font partie d'une séquence volcanique beaucoup plus ancienne indiquant ainsi plusieurs cycles volcaniques au sein de la ceinture. Les volcanites de Luoma, dans cette hypothèse seraient le sommet d'un premier cycle magmatique; l'ensemble des roches ultrabasiques et basiques constituant la majorité de la ceinture seraient alors la base d'un second cycle dont la partie sommitale intermédiaire et acide aurait totalement disparu.

- Les volcanites acides correspondent au sommet de la ceinture - **hypothèse Rennes** : cette hypothèse ne nécessite qu'un seul cycle magmatique évoluant depuis des komatiites et des tholéiites à la base jusqu'à un volcanisme intermédiaire et acide au sommet.

Cette différence de conception et d'interprétation étant discutée, il faut insister sur le fait que le terrain se prête mal à de telles considérations stratigraphiques. La tectonique - phases de plissement, cisaillements - gêne de telles reconstructions. Localement, et selon notre stratigraphie dans ce qui est rapporté au cycle volcanique inférieur, il me paraît possible comme l'ont fait Hanski (1980) et Taipale et al. (1980) de mettre des noms locaux à des groupes (Kellojärvi group, Ontojärvi Group) et à des formations (Pahakangas Formation, Siivikkovaara Formation par exemple) mais il est très imprudent de vouloir étendre une telle stratigraphie établie localement sur quelques kilomètres carrés, à l'ensemble de la ceinture car il me semble que ce type de terrain ne se prête pas - en l'absence de données géochronologiques précises - à ce genre de spéculation. Je me contenterai donc de décrire et de caractériser les formations géologiques sans essayer d'y établir des colonnes stratigraphiques régionales.

Un autre point de désaccord avec les collègues Finlandais concerne l'ensemble lité (serpentinites) de Näätäniemi. Hanski (1982, 1986), en se fondant sur des comparaisons chimiques, a développé l'idée que des diabases et des roches ultrabasiques associées dans la ceinture de Kuhmo étaient semblables à celles de la région de Koli au Sud-Est de la Finlande. Or, dans cette dernière région, les sills et les dykes recoupent le socle archéen ainsi que les quartzites jatuliens déposés sur ce socle, sans pour autant recouper les métasédiments karéliens. Dans le secteur de Koli, ces

roches ont donc - sur des arguments de terrain - un âge protérozoïque et par similitude chimique cet auteur conclut à un même âge pour l'intrusion de Näätäniemi et des quelques dykes de la presqu'île de Petäjaniemi ; tout en reconnaissant malgré tout que, pour ces derniers, quelques différences chimiques sont à noter (Hanski, 1982). De plus, l'idée de cet auteur est confortée par le fait que les datations du Service Géologique de Finlande (Hyppönen, 1983) donnent des âges protérozoïques (2,2 - 2,1 Ga) pour des dykes de dolérite à Petäjaniemi et Hietaperä (échantillons A 910 et A 491). Enfin, Hanski (1986) a considéré que les dépôts de Ni-Cu de Peura-aho et Hietaharju dans la ceinture de Suomussalmi décrits par Kojonen (1981) et la petite minéralisation à Siivikkovaara dans la région de Kuhmo "can be interpreted" comme appartenant aux associations protérozoïques du bouclier baltique.

| ERA | SUPER-GROUP | GROUP | FORMATION | LITHOLOGY | AGE | N.B. |
|---------------|-----------------------|----------------------|--------------------------|--|---|--|
| PROTEROZOIC | KARELIAN SUPERGROUP | JATULIAN GROUP | | Albite diabase | 2100 | |
| | | SUMI - SARIOLA GROUP | | Basic volcanics, Conglomerate. | 2513 } 2466 } [*] | [*] Granitic boulders in congl. |
| UPPER ARCHAIC | KUHMO SUPERGROUP | ONTOJÄRVI GROUP | PETÄJÄNIEMI FORMATION | Mica schist, Peridotitic komatiite, Tholeiitic silt, BIF, Tholeiitic basalts | | UNCORRELATED |
| | | | JUURIKANIEMI FORMATION | Mica schist, Quartzite, [*] Felsic and intermediate volcanics, Conglomerate | [*] 2750 [*] 3000 [*] 2765 | [*] Detrital zircon |
| | | KELLOJÄRVI GROUP | SIIVIKKO-VAARA FORMATION | Mafic to ultramafic tuff, Serpentinite, Pyroxenitic komatiite, Peridotitic komatiite | | Intruded by 2800 My old tonalites |
| | | | PAHAKANGAS FORMATION | BIF, Tholeiitic basalts | | |
| LOWER ARCHAIC | BELOMORIAN SUPERGROUP | LUOMA GROUP | | BIF, Phyllites, Greywackes, Felsic and intermediate volcanics | 2965 [*] 3250 [*] 3000 | |

Tab. 3-1 : Stratigraphie de la ceinture de roches vertes, d'après Taipale et al. (1980).

Ne connaissant pas la région de Koli, je ne peux que faire confiance à l'auteur qui, semble-t-il, possède des arguments de terrain déjà décrits et reconnus par Piirainen et al. (1974)

pour dater les dykes et les sills de ce secteur. Par contre, je ne suis pas convaincu que les serpentinites litées de Näätäniemi soient d'âge protérozoïque. En l'absence de toute mesure géochronologique sur ce massif, un certain nombre de questions se posent :

- pourquoi cette intrusion qui serait d'âge protérozoïque serait-elle strictement limitée à la ceinture et n'aurait-elle pas de représentant dans le socle ?
- assimiler deux formations au même âge alors que le contexte géologique est différent, parce que la chimie des roches est proche, paraît hasardeux, voire même abusif.
- prétendre que ce massif n'est pas déformé, donc plus jeune que le reste de la ceinture, ne semble pas tenir compte du fait que ce matériel est plus compétent que ne peuvent l'être des amphibolites à grain fin.

Quant aux âges obtenus à 2.2 - 2.1 Ga sur des dykes, nous avons toujours considéré qu'il s'agissait bien de dykes plus récents (Martin et al., 1984 ; Martin, 1985) d'âge karélien et nous n'avons jamais assimilé ces dykes de dolérite tardifs au magmatisme archéen. Par contre, relier ces dykes aux serpentinites litées, sans argument de terrain précis, me paraît là aussi hasardeux. De plus, il est difficile avec les documents en ma possession, de comparer les données chimiques car je n'ai pas trouvé dans les résultats de Hyppönen (1983) les analyses des 2 dykes datés.

Enfin, prolonger ces formations d'âge protérozoïque vers le Nord, dans la région de Suomussalmi comme veut le faire Hanski (1986) me paraît encore plus délicat car, en l'absence de toute donnée géochronologique, les évidences de terrain manquent pour appuyer une telle hypothèse.

Sans vouloir polémiquer avec Hanski, je considérerai donc dans ce travail le massif de serpentinites de Näätäniemi comme faisant partie intégrante de la ceinture mais je ne discuterai pas des filons karéliens plus récents.

III - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LA CEINTURE :

Avant l'arrivée de l'équipe de Rennes en Finlande orientale, il n'y avait qu'un âge publié sur la ceinture de Suomussalmi (Kouvo et Tilton, 1966). Ces auteurs ont mesuré l'âge d'un zircon de la "granodiorite de Kaapinsalmi recoupant les schistes et brèches environnants" à 2,67 Ga. L'échantillonnage des premières campagnes de terrain a permis à Ph. Vidal d'obtenir les premières mesures Rb-Sr sur le socle autour de la ceinture et dès 1977, nous publions la première isochrone d'âge 2610 ± 60 Ma avec un rapport $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ initial de $0,7033 \pm 0,0007$ (Fig. 3-2). Sur cette isochrone composite figuraient des données relatives à des aplites, des pegmatites, des orthogneiss et des gneiss gris constituant le socle environnant la ceinture.

Un travail plus précis de Vidal et al. (1980) a été publié et concernait des mesures en Pb-Pb et Rb-Sr sur des échantillons de socle, des plutonites associées à la ceinture (granodiorites, granites roses, tonalites) et des roches volcaniques prélevées dans la ceinture (roches ultrabasiques, basiques et felsiques). De plus, des galènes provenant de la région de Luoma (Nord de Suomussalmi) et de Pahakangas (région de Kuhmo), ont été également analysées par Ph. Vidal.

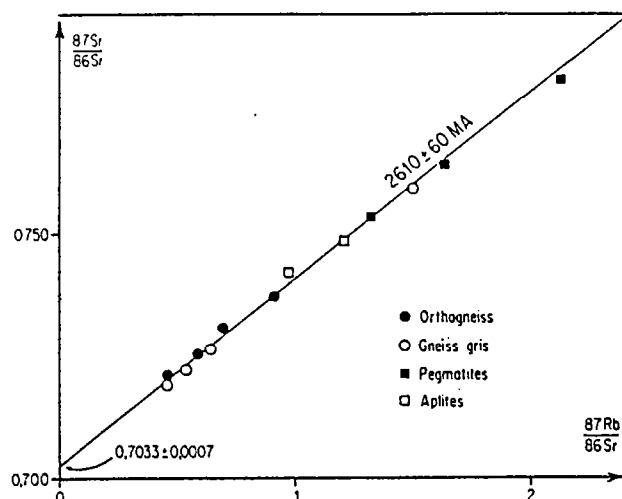


Fig. 3-2 : Age du socle autour de la ceinture de Kuhmo - Suomussalmi : isochrone de roches totales (d'après Blais et al., 1977a).

Sans entrer dans le détail de la publication, nous avons dès cette époque, mis en évidence les points suivants :

- les échantillons prélevés dans la ceinture (3 komatiites, 2 tholéiites et 3 roches felsiques) s'alignaient sur une ligne correspondant à un âge de $2,66 \pm 0,04$ Ga (méthode Pb commun).
- 7 échantillons du socle (4 gneiss gris de type Naavala et 3 pegmatites) se disposaient sur une droite de référence dont la pente correspondait à un âge de $2,68 \pm 0,13$ Ga.

De plus, les âges Rb-Sr de biotites de granodiorites et de granites donnaient des âges compris entre 1,7 et 1,8 Ga montrant ainsi l'influence thermique de l'orogénèse svécocarélienne dans cette région.

Il a fallu en fait attendre les résultats géochronologiques de Martin et al. (1983 a) et Martin (1985) pour que de façon précise et rigoureuse soit connue la géochronologie de la région.

Pour la ceinture proprement dite, Martin (1985) a clairement séparé les résultats géochronologiques concernant :

(a) le cycle volcanique inférieur : cet auteur a recalculé l'âge défini par les seules komatiites (3 échantillons) et tholéiites (2 échantillons) et obtenu une isochrone à $2,65 \pm 0,10$ (2σ) Ga. De plus, une roche basique de la ceinture (S.63) se place sur une isochrone de référence à 2,65 Ga, dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{146}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$ ce qui permet à l'auteur de conclure que "l'âge du cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi peut être considéré comme établi à $2,65 \pm 0,10$ Ga".

(b) le cycle volcanique supérieur acide et intermédiaire : Martin et Querré (1984) et Martin (1985) ont analysé en Rb-Sr 5 échantillons de volcanites acides et intermédiaires et ont montré que les points définissaient une isochrone dont l'âge est de $2,50 \pm 0,10$ (2σ) Ga avec $I_{\text{Sr}} = 0,7050 \pm 0,0004$. Cet âge Rb-Sr obtenu sur ces volcanites, dites volcanites de Luoma, indique pour celles-ci un âge plus récent que celui du cycle précédent. Enfin, Martin (1985), reprenant les données de Vidal et al. (1980), sur les 3 volcanites acides et intermédiaires, et de Vaasjoki (1981) sur 4 échantillons de galène de Luoma, a recalculé un âge plomb commun à $2,51 \pm 0,07$ (2σ) Ga pour cette formation.

En résumé, les différents travaux menés sur la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi ont permis d'établir la chronologie absolue suivante :

- (1) Un cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique dont l'âge est de $2,65 \pm 0,10$ Ga.
- (2) Surmonté par un cycle volcanique supérieur acide et intermédiaire daté à $2,50 \pm 0,10$ Ga.

IV - EVOLUTION STRUCTURALE DE LA CEINTURE :

1° - Analyse Structurale :

L'étude structurale de la ceinture a permis de mettre en évidence (Bertrand et al., 1978) trois phases principales de déformation successives :

1° - une phase F_1 correspond à des microplis isoclinaux d'axe Est-Ouest à Nord Est - Sud Ouest couchés, déformant le rubanement volcanosédimentaire. En règle générale, on n'observe sur le terrain que la foliation S_1 , celle-ci est omniprésente et correspond à la foliation métamorphique principale, souvent redéformée par les phases ultérieures. Les plis correspondant à cette première phase, ne sont visibles que dans certains types de formations très rubanées ("banded iron formation", formations volcaniques tuffacées).

2° - une phase F_2 est responsable des mégastructures cartographiques. Elle se traduit surtout par des plis droits à plan axial subvertical dont les axes varient de Nord-Sud à Nord Est - Sud Ouest; les plongements d'axes étant très variables, rarement subverticaux. Le climax métamorphique est contemporain de cette phase; une nouvelle foliation S_2 existe presque toujours, parallèle au plan axial des plis et transposant souvent les structures préexistantes. Cette seconde phase est responsable de toutes les linéations minérales observées.

3° - une phase F_3 est non pénétrative aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle régionale. Elle correspond à des "couloirs" plissés et cisailés qui recoupent indifféremment les ceintures et le socle granito-gneissique. Cette phase se manifeste principalement par des plans de néofoliation verticaux, associés ou non à des microplis en chevrons et à des plans de cisaillement de direction très constante N 130 - N 160. Ces zones linéaires dont la largeur varie de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres, sont séparées par des zones, plus larges, non déformées par F_3 . Les plans de cette nouvelle foliation engendrée par F_3 sont soulignés par la recristallisation de très fines biotites. Les axes des plis en chevrons et les linéations sont subhorizontaux.

L'alignement Nord-Sud de la ceinture est fortement perturbé par le développement de F_3 qui, cartographiquement et géographiquement, se traduit par la présence de nombreux lacs et cours d'eau orientés N 130 - 160.

L'esquisse géologique (hors texte) montre la présence de diverticules latéraux situés respectivement vers le Sud-Est sur le flanc Est et vers le Nord-Ouest, sur le flanc Ouest. Ceci peut s'interpréter en terme d'un cisaillement dextre majeur - vraisemblablement synchrone du processus qui terminera l'histoire de la ceinture - se traduisant par la présence de plis en échelons obliques à la direction générale de la ceinture (Odonne et Vialon, 1983 ; Jegouzo, comm. personnelle). Cette hypothèse est confortée par l'existence de plis dont les axes présentent des plongements variables, depuis l'horizontalité jusqu'à la verticalité, accompagnée de linéations minérales aux mêmes caractéristiques (Jegouzo, 1980 ; Berthé et Brun, 1980).

La terminaison nord de la ceinture de Suomussalmi montre sur les cartes la forme diverticulée classique des ceintures de roches vertes archéennes dont la carte géologique de Barberton (Anhaeusser et al., 1981) est l'exemple parfait. Dans le cas de la Finlande, cette forme semble due à l'interférence des deux phases (F_1 et F_2), à plans axiaux subverticaux à axes fortement plongeants et de direction différente ($F_1 = N 50$, $F_2 = N 10$). Des déformations postérieures N 150 et des cisaillements conjugués peuvent compliquer ce schéma cartographique.

Les trois phases de déformation se retrouvent dans le socle mais les arguments de terrain (Martin, 1985) fondés sur la présence de métatexites rubanées déformées par F_1 en enclaves dans les gneiss de Kivijärvi et absentes de ceux de Naavala, montrent ainsi l'existence d'un épisode tectonométamorphique antérieur à F_1 . Toute trace de cet épisode F_0 ancien est invisible dans les gneiss de Naavala et, bien entendu dans tous les matériaux plus récents.

2° - Discussion :

Les principales conclusions de cette analyse structurale sont consignées dans le tableau 3-2 , et dans les figures 3-3 et 3-4, et plusieurs photos l'illustrant sont reportées en annexe (Planche II). Un certain nombre de points méritent cependant quelque discussion.

- L'histoire de la ceinture de roches vertes est précédée par un événement tectono-métamorphique affectant uniquement le socle granito-gneissique. Cette histoire se manifeste par l'acquisition d'un rubanement métatextitique précoce. Cet épisode ancien propre aux gneiss de Kivijärvi indique que ceux-ci ont pu jouer le rôle de socle pour les ceintures (Martin, 1985).
- La structure générale de la ceinture en large synforme (Fig. 3-5) grossièrement orientée Nord-Sud semble être une structure (F_2) caractérisée par la verticalisation des couches et un plongement de l'axe de ces plis Nord-Sud variable. Le niveau d'érosion différent selon les régions permet donc une observation des roches et des associations pétrographiques à des niveaux structuraux différents : niveau plus "profond" dans la région de Kuhmo-Tipasjärvi où abondent les ultrabasites; niveau plus "superficiel" dans la partie septentrionale de la ceinture où affleure la série volcanique supérieure.
- La phase tardive F_3 peut se diviser en deux phases principales de déformation. L'une de ces phases (F_{3b}) déjà évoquée, correspond à des couloirs rectilignes, parallèles, distants de quelques kilomètres l'un de l'autre, où les foliations sont verticales et les linéations d'étirement horizontales. Ces couloirs affectent indifféremment les gneiss et les ceintures. Les grands couloirs de cisaillement sont très nets sur les cartes aéromagnétiques et déplacent de façon senestre le contact des Karéliides (Fig.3-4). L'autre phase de déformation tardive (F_{3a}) correspond à des plans de chevauchement, souvent très rapprochés, d'attitude variable mais à pendage Ouest ou Sud-Ouest, le plus souvent faible (Fig.3-3). Sur le terrain, il est possible d'observer que ces plans de chevauchement (F_{3a}) sont recoupés par des filons de dolérites eux-mêmes décalés par les cisaillements F_{3b} , démontrant ainsi sans ambiguïté la postériorité de ces derniers. De même, à l'approche des grandes zones de cisaillement, les plans de chevauchement sont redressés.

La figure 3-4 montre que ces cisaillements (F_{3b}) affectent non seulement le socle granito-gneissique et la ceinture mais également les formations karéliennes.

Nous avons donc montré (Bertrand et al., 1978) que le socle gneissique et une partie de son évolution tectono-métamorphique sont antérieurs au dépôt des ceintures de roches vertes. Deux phases tectoniques archéennes affectent la ceinture et une déformation karélienne, caractérisée par des charriages et d'importants cisaillements, façonnent son dessin actuel.

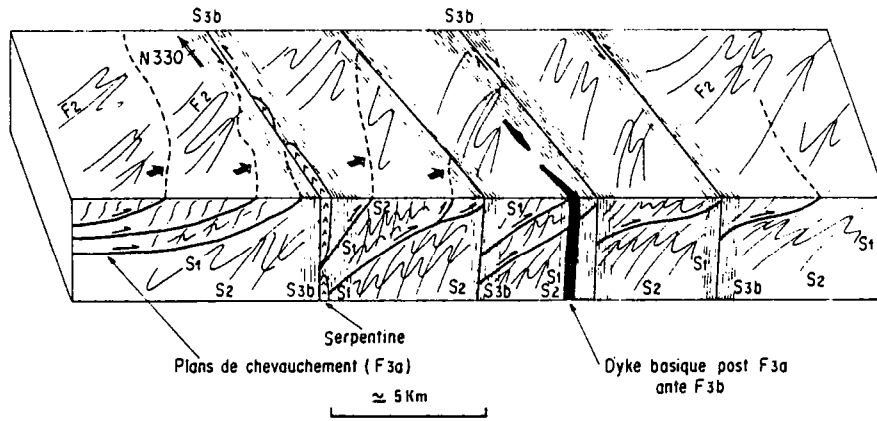


Fig. 3-3 : Bloc diagramme du socle archéen de la région de Kuhmo - Suomussalmi (d'après Bertrand et al., 1978).

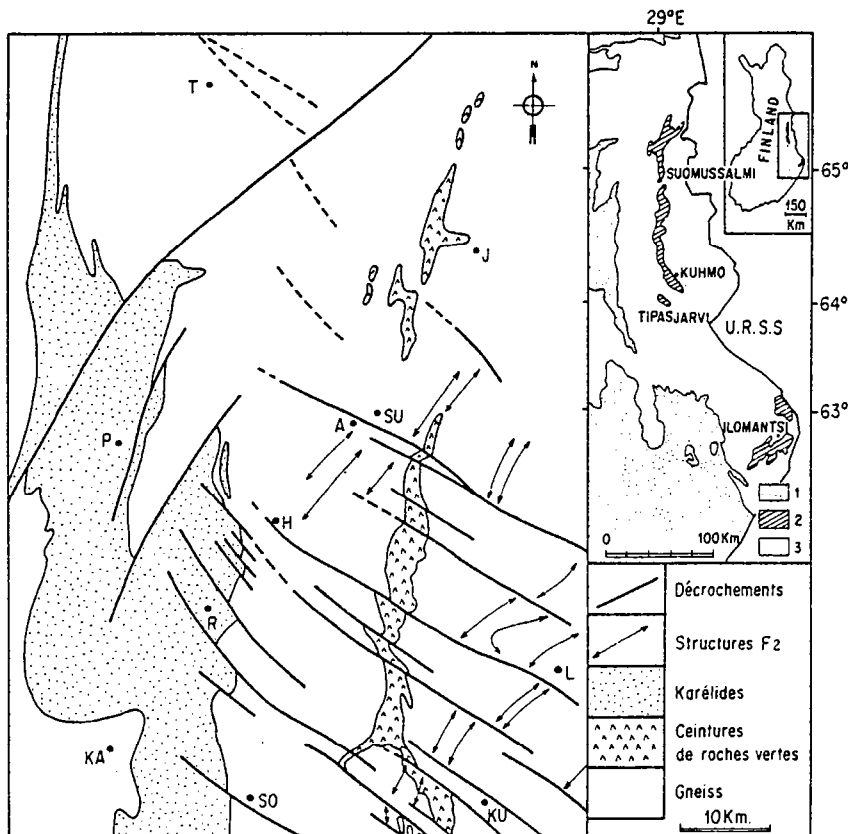


Fig. 3-4 : Carte schématique de la région de Kuhmo - Suomussalmi, montrant les cisaillements F_{3b} déplaçant le contact des Karélides avec les terrains archéens (d'après Bertrand et al., 1978).

| Ensemble granito-gneissique | Ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi | |
|--|--|---------------------------------|
| F _{3b} Cisaillements N 130 à N 160 | | PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR |
| Emplacement de filons de dolérites d'âge karélien | | |
| F _{3a} Chevauchements vers l'Est | | |
| Mise en place des granites roses | | A R C H E E N |
| F ₂ Plis amples N-S à NE - SW | | |
| Mise en place des granodiorites à phénocristaux | | |
| F ₁ Plis isoclinaux + 2ème migmatisation | | |
| | Mise en place de la ceinture de roches vertes | |
| Mise en place du protolithe des gneiss de Naavala | | |
| F ₀ + 1ère migmatisation + métatéxites rubanées | | |
| Mise en place du protolithe des gneiss de Kivijärvi | | |

Tab. 3-2 : Grands traits de l'évolution tectonique du socle du Kainuu (d'après Blais et al., 1977a ; Bertrand et al., 1978 ; Martin, 1985).

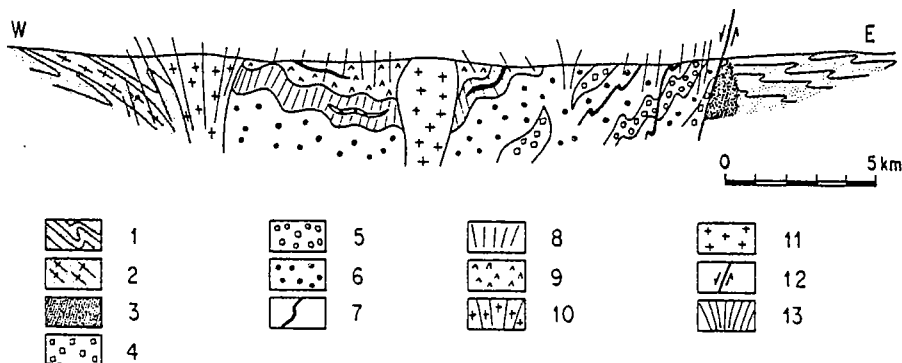
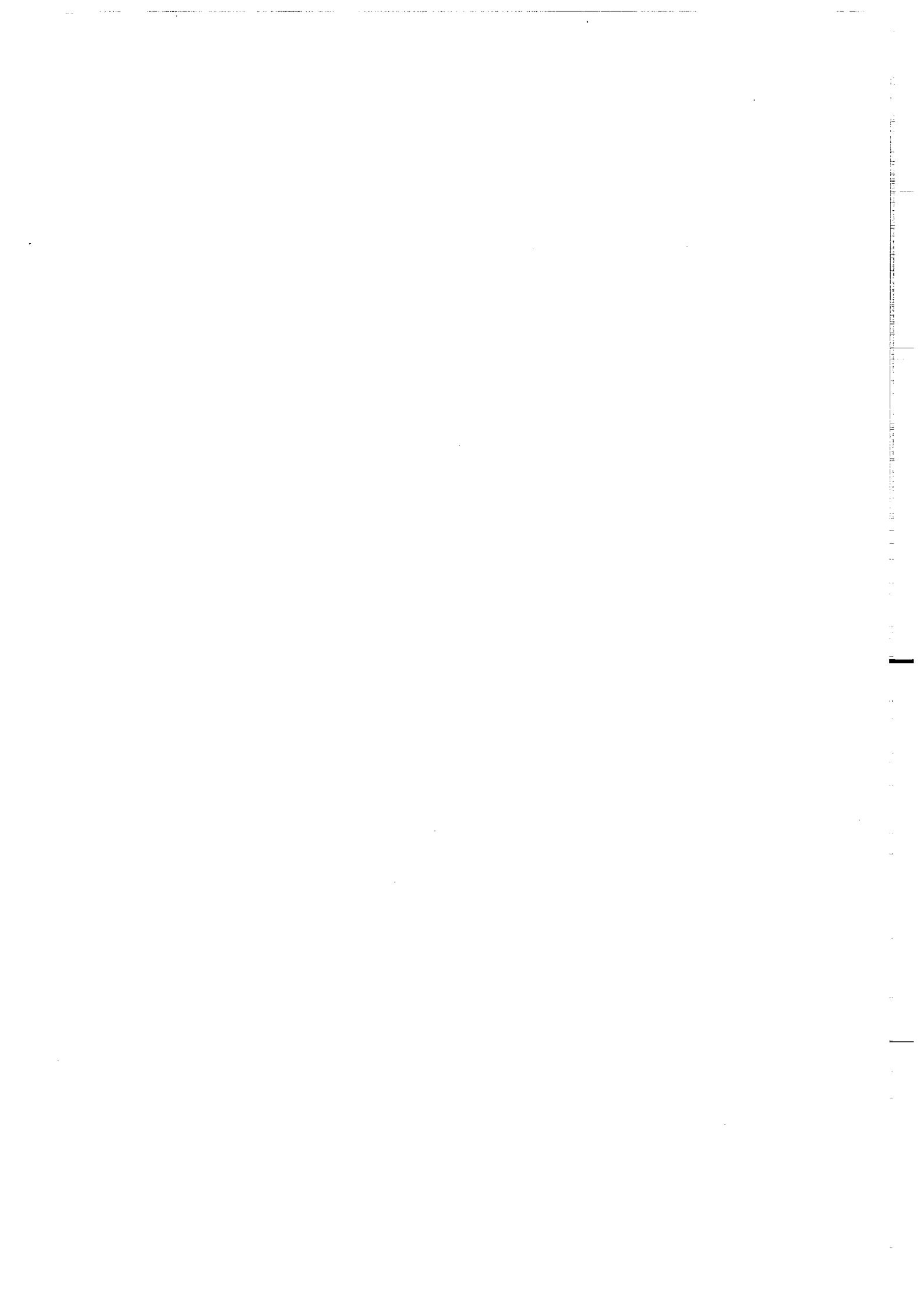


Fig. 3-5 : Coupe schématique à travers la ceinture de Kuhmo - Suomussalmi (coupe au Nord de Suomussalmi).

Socle : 1 : gneiss gris ; 2 : orthogneiss ; 3 : gneiss blastomylonitiques.
 Ceinture de roches vertes : 4 : roches ultramafiques ; 5 : pillow-lavas ; 6 : amphibolites à grain fin ; 7 : roches acides ; 8 : métasédiments ; 9 : roches intermédiaires (andésitiques) ; 10 : granitoïdes post-phase 1 et préphase 2 ; 11 : granitoïdes post-phase 2 ; 12 : faille normale ; 13 : schistosité liée à la phase 2.



2^{ème} PARTIE

caractérisation

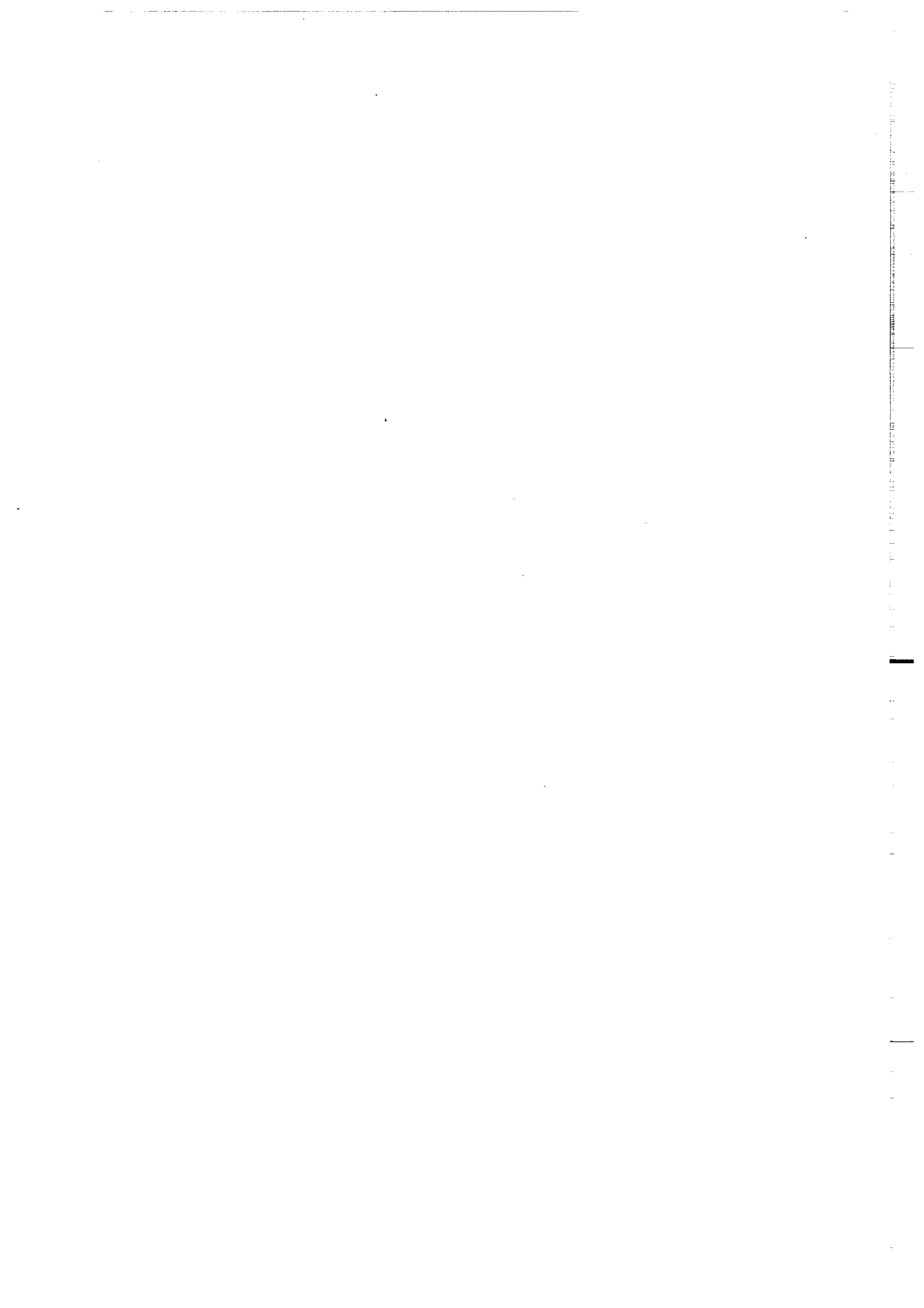
pétrographique et géochimique

des divers

ensembles lithologiques

de la ceinture

*



CHAPITRE 4

LES ROCHES ULTRABASIQUES

I - INTRODUCTION :

1° - Rappels Historiques :

Composants essentiels des ceintures archéennes de roches vertes, les roches ultrabasiques présentent une signification particulièrement importante puisque, c'est au sein de ce groupe de roches au sens large, qu'ont été reconnues et définies les komatiites. Il me paraît important, dans un mémoire dont une grande partie sera consacrée à l'étude de ces roches, de préciser l'historique de ce nom, la définition actuellement utilisée et d'insister sur les liens âge et caractéristiques de ce type de roches.

Le terme de komatiite a été introduit par les frères Viljoën (1969 a) pour décrire un groupe de laves ultrabasiques et basiques affleurant dans la ceinture archéenne de Barberton près de Komati river (Afrique du Sud). Sur le terrain, des textures volcaniques comme l'existence de laves en coussins, ou la présence de figures de trempe attestent à ces roches une origine volcanique. Les analyses chimiques ont montré que ces roches avaient toutes un rapport CaO/Al_2O_3 anormalement élevé et de faibles teneurs en éléments incompatibles. Ces auteurs mettaient en évidence une suite de roches volcaniques avec des compositions s'étalant depuis des péridotites jusqu'à des basaltes. Le terme de komatiite, dans sa signification originelle, n'était donc pas donné à un type de roche spécifique mais plutôt à une suite complète groupant une assez large gamme de compositions de roches. Les frères Viljoën ont ainsi défini des "peridotitic komatiites" et trois classes de "basaltic komatiites".

Un trait caractéristique des komatiites ultrabasiques était, d'après ces auteurs, la présence de "crystalline quench material". De son côté, en Australie, Nesbitt (1971) a décrit des textures similaires dans les ultramafites serpentinisées d'âge archéen; il leur donna le nom de "spinifex" - utilisant la similitude avec une herbe épineuse : *Triodia* sp. qui grossièrement ressemble à cette texture - et en établit une classification des divers types. Il s'agit d'une texture caractérisée avant tout par de grands cristaux d'olivine squelettique plats, orientés ou distribués au hasard ou subparallèles et/ou de cristaux de pyroxènes aciculaires subparallèles. On trouve cette texture principalement à la partie supérieure des coulées komatiitiques et les auteurs, de façon classique, s'accordent à penser qu'il s'agit du résultat d'une cristallisation relativement rapide de liquides magmatiques ultrabasiques. Ce terme spinifex est, à l'heure actuelle, toujours universellement utilisé.

C'est en 1973, que Pyke et al. décrivent de superbes affleurements de komatiites à Munro Township (Ontario-Canada), sous la forme de très belles coulées de laves dans lesquelles des parties avec des textures spinifex alternent avec des parties à olivine équante. A cette époque, furent publiés les schémas, maintenant classiques, de coulée à texture spinifex : une partie supérieure vitreuse plus ou moins bréchique, les textures spinifex, puis une zone basale massive et enfin une partie inférieure vitreuse. Il n'y avait donc plus aucun doute : les komatiites étaient des

laves.

D'un point de vue chimique, il s'est avéré que contrairement à la définition originelle, un rapport élevé $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ n'était pas caractéristique des komatiites en général (Nesbitt et Sun, 1976); les valeurs de ce rapport varient en effet de 0,75 à 1,25, rapport plus élevé que dans la plupart des basaltes modernes mais inférieur à celui des roches de Barberton. Brooks et Hart (1974) avaient, eux, suggéré que le terme komatiite devait être appliqué à une suite de roches dont la composition s'étalerait depuis des ultrabasites jusqu'à des roches basiques avec des critères chimiques simples : $\text{SiO}_2 < 53\%$, $\text{MgO} > 9\%$, K_2O et $\text{TiO}_2 < 0,9\%$ et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$.

Tous ces problèmes de caractérisation ont fait que les auteurs n'employèrent pas le terme komatiite, le réservant uniquement aux roches de Barberton, mais utilisèrent d'autres expressions comme "Archaean greenstone peridotite" (Nesbitt, 1971), "magnesian lavas" (Arndt, 1976 ; Jolly, 1977) ou "peridotites and high-magnesian basalts" (Williams, 1972). En se référant au titane, Nesbitt et Sun (1976) démontrèrent que le rapport élevé $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des komatiites de Barberton était dû à un appauvrissement en Al_2O_3 . Ces auteurs montrèrent de plus que la plupart des komatiites avaient des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ proches des valeurs chondritiques (~ 21) alors que les komatiites de la région de Barberton sont caractérisées par un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ inférieur à 14. Arndt et al. (1977), Nisbet et al. (1977), Schau (1977) ainsi que notre équipe de Rennes (Blais et al. 1977a et b) ont appliqué le terme de komatiite à des roches d'autres régions que Barberton.

Nesbitt et al. (1979) introduisirent l'idée qu'il y avait deux suites différentes de komatiites : l'une caractérisée par un rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ élevé qu'ils attribuent à des teneurs faibles en Al et qu'ils baptisent "alumina-depleted suite", l'autre ayant un rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ plus faible, qu'ils appellent "alumina-undepleted suite". Cet appauvrissement en Aluminium des komatiites de la région de Barberton résulterait du fractionnement du grenat dans la zone de fusion partielle (Green, 1975 ; Nesbitt et Sun, 1976). Cette hypothèse est renforcée par l'appauvrissement des terres rares lourdes des roches de Barberton (Sun et Nesbitt, 1978).

Depuis, Cawthorn et Strong, (1974), Nesbitt et al. (1982), Jahn et al. (1982), Gruau (1988) ont montré que les komatiites des terrains très anciens, d'âge supérieur à 3,2 Ga, ne présentaient pas les mêmes caractéristiques chimiques que les komatiites d'âge plus récent ($< 3,0$ Ga). Les plus anciennes semblent caractérisées par l'appauvrissement en Al_2O_3 et en HREE alors que les plus récentes n'ont pas ces particularités.

Le tableau 4-1 établi principalement à partir des données de Green (1975), Jahn et al. (1982), Nisbet et Walker (1982), Jarvis et Campbell (1983), Othani (1984), Takahashi et Scarfe (1985), Arndt (1986), Scarfe et Takahashi (1986), Dupré et Arndt (1987), Gruau (1988) montre les caractères communs et les principales différences entre les komatiites en fonction de leur âge. Les publications récentes comme celles de Nisbet (1984), Huppert et al. (1984), Huppert et Sparks (1985), Nesbitt (1986) ou Arndt (1986) tendent à montrer que ces caractères communs considérés comme classiques doivent en fait être regardés avec prudence car, comme le souligne ce dernier auteur, "komatiites are a window to the Archaean mantle but it is a dirty window".

L'autre problème important est celui de la nomenclature des roches à chimisme basaltique associées aux komatiites. Il est en effet souvent délicat de distinguer les "komatiitic basalts" appartenant à la suite komatiitique des basaltes plus ou moins magnésiens, résultats de processus génétiques différents.

Whitford et Arndt (1978) ont montré que dans une coulée épaisse (Fred's Flow), par différenciation à partir d'un liquide initialement ultrabasique, il était possible d'obtenir une roche à composition basaltique. D'un autre côté, Arth et al. (1977) ont montré que si beaucoup de komatiites ultrabasiques pouvaient être caractérisées par un appauvrissement en LREE, il n'en n'était pas de même pour les basaltes qui eux, présentaient souvent des spectres de terres rares légères plats. Sun et Nesbitt (1978), Arndt et Nesbitt (1982) ont également insisté sur le fait que

| Archéen précoce $T > 3,5$ Ga | Archéen plus récent $T \sim 2,7$ Ga |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> - laves ultrabasiques à température d'émission très élevée ($T^{\circ} > 1600^{\circ}\text{C}$). - viscosité très faible : laves très fluides. - magmas formés par des taux très élevés (50-70 %) de fusion partielle des régions sources du manteau. - après fusion, olivine + orthopyroxène restent au résidu. - les bains en équilibre avec ces minéraux (Ol + Opx) ont des teneurs en éléments incompatibles identiques à celles des sources mantelliques. - les rapports entre éléments (Al/Ti, Ca/Al, La/Sm, etc...) dans le manteau et les liquides komatiitiques sont identiques. - analyses des komatiites = approche de la composition du manteau. | |
| <ul style="list-style-type: none"> . Barberton, Pilbara. . Aluminium-depleted peridotitic komatiites (ADPK) de Nesbitt et al. (1979). . Groupe II de Jahn et al. (1982); Gruau (1988). . Prédominance des komatiites de ce groupe, mais observations de rares échantillons du groupe I. . $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} > 1.1$. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 10$. Ces rapports ont des valeurs différentes de celles observées dans les chondrites. - fractionnement du grenat au niveau de la source mantellique. | <ul style="list-style-type: none"> . Canada, Finlande, Zimbabwe, Yilgarn. . Aluminium-undepleted (AUPK). . Groupe I . Prédominance des komatiites de ce groupe, mais observations de rares échantillons du groupe II. . $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1$. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.0 - 0.8$. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 20$. Ces rapports ont des valeurs proches de celles observées dans les chondrites. . fusion d'une zone mantellique de composition chondritique ou pyrolitique pour laquelle le grenat n'a joué aucun rôle particulier. |

Tab. 4-1 : Points communs et différences entre les komatiites d'âge plus ancien que 3,5 Ga et celles plus récentes d'âge 2,7 Ga.

certains basaltes komatiitiques n'étaient pas le résultat du fractionnement d'un magma komatiitique mais pouvaient représenter des tholéiites magnésiennes.

Arndt et al. (1977), dans leur étude sur les komatiites de Munro Township, Ontario, ont chimiquement séparé ces roches des tholéiites associées. Nesbitt et al. (1979) ont critiqué ces résultats montrant que les critères chimiques utilisés par Arndt et al., ne pouvaient être appliqués à la plupart des tholéiites archéennes.

Tout ceci a fait qu'il a régné une certaine confusion autour de ce terme "komatiite" : roche, suite de roches allant depuis des dunites jusqu'à des basaltes voire même des andésites, critères chimiques différents selon l'âge, lien génétique ou non entre les termes ultrabasiques et basaltiques etc... Pour tenter de régler tous ces problèmes, s'est tenue au Canada en août 1979, une Penrose Conference consacrée aux komatiites. Au cours de celle-ci, tous les thèmes ayant trait aux komatiites ont été débattus (Arndt et Brooks, 1980 ; Arndt et Nisbet, 1982). Il en est ressorti qu'une komatiite peut être définie comme une roche volcanique ultrabasique et ceci en se basant, tant sur les caractéristiques texturales indiquant l'origine volcanique (bordures refroidies, textures spinifex, formes de laves en coussins, structures bréchiques, textures dans lesquelles le verre est abondant), que sur les traits chimiques et minéralogiques ($MgO > 18\%$ - base anhydre), prédominance de l'olivine et du pyroxène dans une matrice vitreuse. Il est clair ainsi que les cumulats ultrabasiques, formés par accumulation de minéraux mafiques au sein d'ensembles basaltiques, sont exclus. La valeur $MgO > 18\%$ anhydre, correspond à une lacune apparente entre des compositions de komatiites et celles de laves basiques associées. Ceci peut être vérifié sur de nombreux exemples régionaux : Belingwe (Nisbet et al., 1977), Yilgarn (Williams, 1972), Afrique du Sud (Hawkesworth et O'Nions, 1977) et sans qu'il n'ait été proposé à ma connaissance d'explication. Stamatelopoulos et al. (1983) ont cependant critiqué cette coupure. Cette lacune est également vérifiée pour les roches étudiées ici (Fig.4-1). "This value falls in the centre of an apparent distributional gap between the compositions of komatiites and associated mafic lavas from a remarkably large number of areas" (Arndt et Nisbet, 1982).

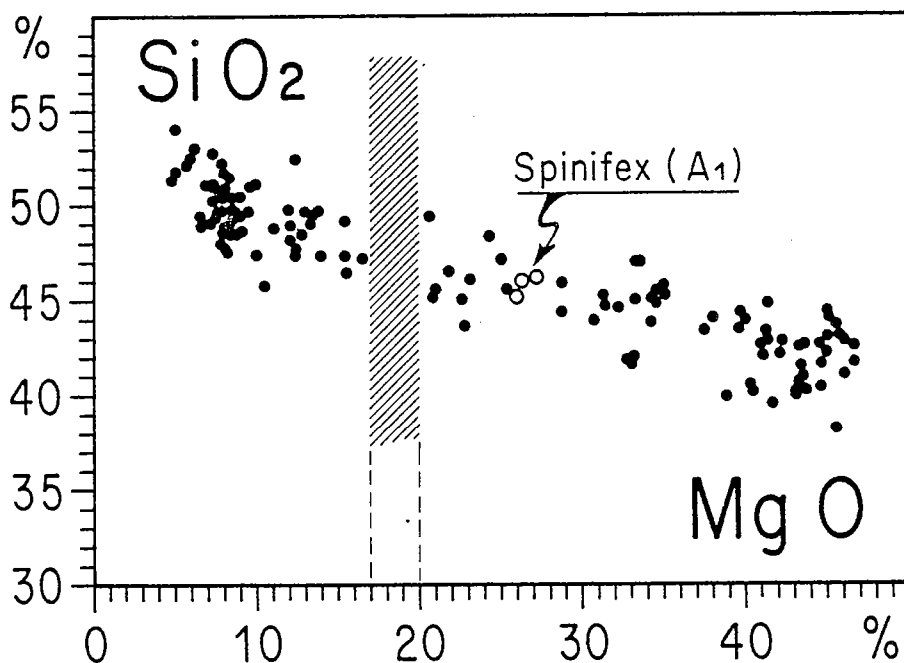


Fig. 4-1 : Diagramme SiO_2 - MgO montrant la lacune de composition aux environs de $MgO = 18-20\%$ pour les roches komatiitiques de Finlande.

Quant aux basaltes associés aux laves ultrabasiques, il a été suggéré de les appeler basaltes komatiitiques ("komatiitic basalts") et ce, en insistant sur les points suivants : ils doivent être spatialement associés aux komatiites, les plus typiques renferment du pyroxène, ou plus rarement de l'olivine, ils montrent des textures spinifex, caractères auxquels s'ajoutent de faibles teneurs en Ti, Nb, Y, Zr et un appauvrissement en terres rares légères. Mais il a été signalé que d'autres basaltes n'ont pas toujours systématiquement ces caractéristiques chimiques, bien qu'étroitement associés sur le terrain à des laves ultrabasiques. En fait, il n'a pas encore été trouvé de solution pour définir, de façon simple et précise, le terme "basalte komatiitique" (Arndt et Nisbet, 1982).

Au cours de ce travail, j'utiliserai donc les définitions suivantes :

- Komatiite : roche volcanique à composition ultrabasique ($MgO > 18\%$).
- série ou suite komatiitique : suite magmatique allant depuis les komatiites jusqu'à des basaltes associés, moins riches en MgO : les basaltes komatiitiques.

Pour des raisons de clarté du texte et lors de commentaires de diagrammes chimiques, je réserverai le terme de basaltes komatiitiques s.s. à des roches dont les teneurs en MgO sont inférieures à 12%, utilisant parfois le qualificatif "magnésien" pour les valeurs comprises entre 12 et 18 %.

2° - Localisation :

Les roches ultrabasiques sont présentes dans les trois principaux secteurs constituant la ceinture (Suomussalmi, Kuhmo et Tipasjärvi) mais elles y sont irrégulièrement réparties. C'est dans la région de Kuhmo, principalement le long des rives des lacs Ontojärvi et Kellojärvi, que ces roches sont les plus abondantes. Dans la région de Suomussalmi, au contraire, elles ne sont présentes que sous la forme de stocks limités correspondant à des affleurements peu nombreux et de taille restreinte. La ceinture de Tipasjärvi, ainsi que la région de Siivikkovaara à l'Ouest de Kuhmo, montrent des coulées différenciées à texture spinifex. Les divers affleurements étudiés sont reportés sur la figure 4-2 (en annexe).

Les observations de terrain permettent de distinguer deux ensembles principaux :

- les métacumulats correspondant à des roches très largement altérées, actuellement transformées en serpentinites. Olivine et pyroxène devaient être les minéraux magmatiques originels dominants.
- les métavolcanites ultrabasiques pour lesquelles trois modes de gisements sont reconnaissables :
 - . des coulées massives
 - . des laves en coussins
 - . des coulées différenciées à texture spinifex.

A l'intérieur de ces deux ensembles, les données minéralogiques permettent de distinguer plusieurs groupes classés dans le tableau 4-2. Les analyses chimiques des diverses roches sont consignées en annexe, les moyennes sont placées dans le texte.

II - LES METACUMULATS :

1°- Caractères généraux et modes d'affleurement :

Ces roches affleurent abondamment sur les bords du lac Kellojärvi et du Ronkaperä, appendice septentrional du lac précédent (Fig. 1-4). Elles sont intensément altérées et le minéral

dominant est la serpentine d'où leur appellation générale de serpentinites. Sur le terrain, on peut distinguer trois grandes catégories :

| METACUMULATS | METAVOLCANITES |
|---|---|
| <p>(1) Soap-stones. . Serpentinite à talc - carbonate</p> <p>(2) Péridotites à grain fin : Métadunites. . Serpentinites à brucite . Serpentinites à carbonate . Serpentinites à olivine</p> <p>(3) Métacumulats à pyroxène. . Serpentinites à amphibole . Serpentinites à clinopyroxène - L'échantillon 79-40 ("amphibolite à olivine") est, pour des considérations chimiques, rattaché à ces métacumulats.</p> | <p>(1) Coulées massives. . Amphibolites à olivine . Amphibolites à clinopyroxène</p> <p>(2) Laves en coussins. . Serpentinites à brucite . Amphibolites à olivine . Amphibolites à trémolite-actinote</p> <p>(3) Coulées différenciées à texture spinifex.</p> |

Tab. 4-2 : Différents groupes minéralogiques reconnus au sein des deux grands types de roches ultrabasiques étudiées.

* Les soap-stones ou serpentinites à talc-carbonate : quelques affleurements de ce type de roches sont dispersés au sein de la ceinture, constituant des masses informes, sans aucune structure apparente et sont caractérisés par leur toucher onctueux dû à la présence de taches plurimillimétriques de carbonate (magnésite ferrifère - brunnérite - dolomite) associées à des aiguilles de serpentine et de grands cristaux de talc.

* Les péridotites à grain fin correspondent à des roches homogènes, généralement massives et compactes, présentant systématiquement une patine d'altération brunâtre ou ocre-brune, plurimillimétrique à centimétrique, alors que le reste de la roche frais est beaucoup plus clair, de teinte bleutée à bleu légèrement verdâtre. On trouve ces roches en affleurements isolés, le plus souvent sous la forme "de dos de baleine", de taille variable; les plus beaux affleurements, sur les bords du Kellojärvi, constituent des masses péridotitiques pouvant atteindre 7 à 8 m de hauteur. Très souvent, ces péridotites -que j'appellerai ultérieurement métadunites- ont un aspect craquelé, montrant des fissures de congélation, voire même dans certains cas des parties pouvant rappeler des passées scoriacées, bréchiées ou même vacuolaires alternant avec des parties plus massives.

* Les métacumulats à pyroxènes de teinte vert pâle à vert bleuté sont, sur le terrain, caractérisés

par la présence de minéraux noirs (clinopyroxènes), millimétriques, en relief sur la surface de la roche, disposés uniformément dans la masse de la roche ou au contraire se concentrant dans des lits d'épaisseur centimétrique, plus ou moins continus, et dessinant dans ce cas un véritable litage magmatique. C'est dans la presqu'île de Näätäniemi que ces structures ainsi dessinées sont les plus nettes. Dans cette région, les serpentinites à clinopyroxènes constituent un important massif connu sous le nom de "massif de Näätäniemi" qui, d'après Taipale et al. (1980), est un des éléments de la formation de Siivikkovaara (Tab. 3-1). Dans les meilleures conditions d'affleurement, le litage magmatique régulier et bien marqué est parfois plissé et est nettement souligné par l'alternance de lits clairs où dominait de l'olivine actuellement entièrement serpentinisée, et de lits sombres très riches en clinopyroxènes.

Plusieurs illustrations photographiques concernant l'aspect de ces métacumulats sont présentées sur la planche III.

2° - Les différents types pétrographiques :

L'étude microscopique montre -mises à part les soap-stones totalement transformées- une assez bonne conservation des textures magmatiques. Ayant toutes subi une intense hydratation, la présence de minéraux serpentineux est une caractéristique commune à toutes ces roches. En fonction des associations minéralogiques observées, il est possible de définir les types pétrographiques suivants :

* Soapstones :

- Serpentine + talc + carbonate

* Péridotites à grain fin (métadunites) :

- serpentinites à brucite : serpentine + brucite
- serpentinites à carbonate : serpentine + carbonate
- serpentinites à olivine : serpentine + olivine + carbonate

* Métacumulats à pyroxènes :

- serpentinites à amphibole : serpentine + pyroxène + amphibole + chlorite + carbonate
- serpentinites à clinopyroxène : serpentine + pyroxène + amphibole + carbonate

L'échantillon 79-40 nommé "amphibolite à olivine" et renfermant la paragenèse : amphibole + olivine + chlorite + carbonates, peut être rattaché à ce groupe des métacumulats ou serpentinites, du fait de sa composition chimique, mais il n'a jamais été observé de texture relique de cumulat dans cet échantillon dont l'interprétation pétrographique s'avère délicate.

Dans tous ces types de roches, il faut ajouter la présence de minéraux opaques, de nature variée (ilménite, magnétite, ferrichromite) liés aux associations précédemment décrites.

3° - Les textures de type cumulat :

Malgré une histoire métamorphique complexe en plusieurs étapes, quelques textures magmatiques sont parfois reconnaissables dans les serpentinites, notamment des textures de cumulats parfois conservées.

Dans ce cas, les minéraux occupant les espaces cumulus et post-cumulus sont des minéraux d'origine métamorphique, provenant de la recristallisation sous forme de phases hydroxylées ou carbonatées de minéraux magmatiques initiaux, ayant actuellement totalement disparu.

3.1. Nature des minéraux-cumulus :

L'examen microscopique montre que le plus souvent, les minéraux cumulus initiaux ont été remplacés par des minéraux serpentineux dont les aspects texturaux variés feront l'objet d'un chapitre spécial (Chapitre 9).

Le cas le plus démonstratif est représenté sur la photo 19 de la planche IV, où l'on voit nettement la texture cumulat soulignée par de la lizardite en texture maillée, cette dernière provenant de l'hydratation d'olivine. La texture de cumulat peut aussi être soulignée par les minéraux opaques, elle est alors marquée par la présence des fantômes de minéraux magmatiques jointifs, accolés les uns aux autres, dont les contours parfois hexagonaux sont soulignés par des minéraux opaques (Planches IV et IX). L'explication d'une telle texture fossilisée par des grains de magnétite a été donnée par Piquet (1982) et précisée par Blais et Auvray (1987).

Dans certains échantillons, l'espace cumulus est dessiné et occupé par de petites fibres d'antigorite, ce dessin étant encore moins net dans le cas des "soap stones". Dans d'autres cas enfin, les anciens minéraux cumulus s'avèrent être actuellement constitués par l'association d'antigorite et de petits cristaux de trémolite ou plus rarement par un mélange de cristaux de talc et de carbonates.

Au cours de cette description succincte, il faut souligner, que la présence de l'olivine n'est pas toujours systématiquement synonyme de minéral cumulus; ce minéral, dans ce type de roches, peut être d'origine métamorphique.

3.2. Nature des minéraux post-cumulus :

La description de l'espace post-cumulus varie suivant (1) son développement ou sa non existence et (2) la nature des phases minérales qui le constituent.

Il a été précédemment montré que cet espace post-cumulus peut être inexistant dans le cas où les fantômes des minéraux magmatiques sont jointifs, accolés les uns aux autres, leurs contours étant dessinés par la distribution des minéraux opaques. De façon très nette il s'agit de ce que Wager et al. (1960) ont appelé un adcumulat.

Dans d'autres cas, le développement des minéraux postcumulus est plus important et la nature de ces minéraux est alors très variée : chlorite magnésienne ou clinopyroxène automorphe à subautomorphe, de teinte claire renfermant parfois en inclusions des minéraux brun-foncé en lumière naturelle (Photo 61, planche XI), dont les caractères microscopiques ne permettent pas la détermination minéralogique précise et dont les analyses à la microsonde n'ont jamais donné de résultats fiables et cohérents. Il est important de noter que dans quelques autres serpentinites, ce sont ces minéraux brun-foncé entourés d'une auréole de trémolite qui sont en position postcumulus. Enfin, dans les roches appelées soapstones, cet espace peut être rempli par une association principalement constituée de talc et de carbonate.

3.3. Nature originelle des minéraux magmatiques :

L'étude des roches ultrabasiques actuellement intensément transformées et métamorphosées, implique d'avoir toujours comme souci la connaissance des paragenèses initiales magmatiques afin de déterminer la nature originelle des roches endogènes constituant cette partie de la ceinture.

A l'heure actuelle, tous les cristaux d'olivine reconnus et la grande majorité des cristaux de pyroxènes sont métamorphiques (Piquet, 1982 ; Blais et Auvray, 1987) mais ils peuvent aider quant à la reconnaissance des minéraux qu'ils fossilisent ou des cristaux sur lesquels ils se développent.

Il est évident que le minéral cumulus essentiel devait être à l'origine l'olivine comme en témoignent la serpentine disposée en texture maillée ainsi que la répartition des minéraux opaques soulignant les contours hexagonaux des minéraux primaires. Serpentine d'une part, minéraux opaques d'autre part correspondent à des réactions de transformation de l'olivine magmatique. De plus, dans quelques lits sombres matérialisant le litage magmatique précédemment décrit, un pyroxène cumulus peut s'ajouter à l'olivine. Même si ce minéral est d'origine métamorphique, il est très raisonnable de penser qu'il s'est formé à partir d'un pyroxène initial magmatique dont les témoins seraient les fragments de minéraux brun-foncé précédemment évoqués.

La présence de chlorite en position postcumulus est plus énigmatique car aucune trace d'un minéral magmatique n'y a été observée. Dans la partie basale cumulative de la coulée Fred, Arndt (1977), et Arndt et Fleet (1979) ont signalé une transformation orthopyroxène-chlorite. L'absence de calcium dans ces deux minéraux rend cette hypothèse vraisemblable, encore faut-il expliquer les différences notables de leurs teneurs en alumine.

Si l'on accepte les équivalences proposées dans le tableau 4-3, en tenant compte des proportions relatives des minéraux d'altération et en schématisant quelque peu, on peut admettre que les ultrabasites originelles constituant la ceinture étaient les suivantes : des dunites et des herzolites principalement; des harzburgites et des wherlites en moindres proportions; des clinopyroxénites dans les rares cas représentés par quelques lits au sein des roches ultrabasiques litées.

| Minéral Magmatique originel | Minéral Métamorphique | Position Magmatique |
|-----------------------------|------------------------|---------------------|
| Olivine | Serpentine | Cumulus |
| Clinopyroxène | Minéraux opaques | Cumulus (rare) ou |
| | Trémolite | Postcumulus |
| | Pyroxène métamorphique | Postcumulus |
| Orthopyroxène | Chlorite | Postcumulus |

Tab. 4-3 : Altération des minéraux magmatiques originels.

4 - Composition chimique :

Les compositions chimiques des divers types de métacumulats sont présentées dans les annexes; les moyennes et écart-types pour chacun des groupes définis sont reportés dans les tableaux 4-4 à 4-9 .

Le problème de la mobilité des éléments chimiques au cours des divers processus d'altération (carbonatation, hydratation, silicification, serpentinitisation) sera évoqué au début de la quatrième partie de ce travail.

Les métacumulats sont, dans leur ensemble, caractérisés par des teneurs en MgO très

| SOAP-STONE - KUHMO | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 43.17 | 2.39 |
| Al ₂ O ₃ | 2.57 | 0.89 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.54 | 2.93 |
| MnO | 0.08 | 0.07 |
| MgO | 40.41 | 3.25 |
| CaO | 1.96 | 1.62 |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.16 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.03 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.02 |
| P.F. | (15.84) | |
| Nb | 0 | 0 |
| Zr | 2 | 4 |
| Y | 3 | 1 |
| Sr | 9 | 5 |
| Rb | 1 | 0 |
| Co | 87 | 18 |
| V | 51 | 22 |
| Ni | 1960 | 159 |
| Cr | 2892 | 673 |

Tab. 4-4 : Moyenne des compositions chimiques des "soap-stones" de la ceinture de Kuhmo (8 analyses).

| Serp. à amphibole - KUHMO | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 44.94 | 1.30 |
| Al ₂ O ₃ | 3.64 | 0.86 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.72 | 0.95 |
| MnO | 0.19 | 0.03 |
| MgO | 36.14 | 2.36 |
| CaO | 3.10 | 1.15 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.04 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 |
| TiO ₂ | 0.20 | 0.05 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.01 |
| P.F. | (10.08) | |
| Nb | 17 | 17 |
| Zr | 5 | 3 |
| Y | 4 | 2 |
| Sr | 4 | 2 |
| Rb | 1 | 1 |
| Co | 109 | 5 |
| V | 76 | 10 |
| Ni | 1756 | 301 |
| Cr | 3018 | 609 |

Tab. 4-8 : Moyenne des compositions chimiques des serpentinites à amphibole - métacumulats à clinopyroxène - ceinture de Kuhmo (10 analyses).

| Serp. clinopyroxène - KUHMO | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 44.81 | 0.42 |
| Al ₂ O ₃ | 3.03 | 0.58 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.48 | 0.86 |
| MnO | 0.21 | 0.02 |
| MgO | 32.62 | 1.49 |
| CaO | 6.56 | 0.81 |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.04 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 |
| TiO ₂ | 0.18 | 0.02 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.01 |
| P.F. | (7.96) | |
| Nb | 1 | 1 |
| Zr | 8 | 1 |
| Y | 4 | 1 |
| Sr | 2 | 1 |
| Rb | 1 | 1 |
| Co | 116 | 6 |
| V | 102 | 8 |
| Ni | 1160 | 43 |
| Cr | 3951 | 329 |

Tab. 4-9 : Moyenne des compositions chimiques des serpentinites à clinopyroxène - métacumulats à clinopyroxène - ceinture de Kuhmo (6 analyses).

| Serp. à brucite - KUHMO | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 41.28 | 0.99 |
| Al ₂ O ₃ | 2.02 | 0.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.72 | 0.68 |
| MnO | 0.14 | 0.02 |
| MgO | 43.47 | 0.11 |
| CaO | 0.02 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.19 | 0.27 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.12 | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.01 |
| P.F. | (12.95) | |
| Nb | 1 | 0 |
| Zr | 13 | 7 |
| Y | 4 | 2 |
| Sr | 3 | 2 |
| Co | 108 | 14 |
| V | 39 | 3 |
| Ni | 2001 | 133 |
| Cr | 3764 | 927 |

Tab. 4-5 : Moyenne des compositions chimiques des serpentinites à brucite - métadunites - de la ceinture de Kuhmo (3 analyses).

| Serp. à carbonate - KUHMO | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 42.63 | 2.36 |
| Al ₂ O ₃ | 3.17 | 3.02 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.72 | 2.84 |
| MnO | 0.17 | 0.05 |
| MgO | 39.06 | 10.68 |
| CaO | 1.64 | 2.32 |
| Na ₂ O | 0.24 | 0.66 |
| K ₂ O | 0.02 | 0.06 |
| TiO ₂ | 0.27 | 0.49 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.04 |
| P.F. | (11.53) | |
| Nb | 1 | 3 |
| Zr | 14 | 22 |
| Y | 6 | 11 |
| Sr | 13 | 18 |
| Rb | 1 | 1 |
| Co | 107 | 14 |
| V | 80 | 126 |
| Ni | 1898 | 661 |
| Cr | 2912 | 1102 |
| Ba | 4 | 0 |

Tab. 4-6 : Moyenne des compositions chimiques des serpentinites à carbonate - métadunites - de la ceinture de Kuhmo (11 analyses).

| Serp. à Olivine - KUHMO | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 41.59 | 1.29 |
| Al ₂ O ₃ | 1.53 | 0.38 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.58 | 2.76 |
| MnO | 0.22 | 0.06 |
| MgO | 43.88 | 1.74 |
| CaO | 0.05 | 0.08 |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.06 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.09 | 0.02 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.02 |
| P.F. | (12.52) | |
| Nb | 0 | 0 |
| Zr | 5 | 2 |
| Y | 1 | 1 |
| Sr | 0 | 1 |
| Rb | 0 | 0 |
| Co | 119 | 8 |
| V | 31 | 8 |
| Ni | 2124 | 326 |
| Cr | 3138 | 934 |
| Ba | 0 | 0 |

Tab. 4-7 : Moyenne des compositions chimiques des serpentinites à olivine - métadunites - de la ceinture de Kuhmo (15 analyses).

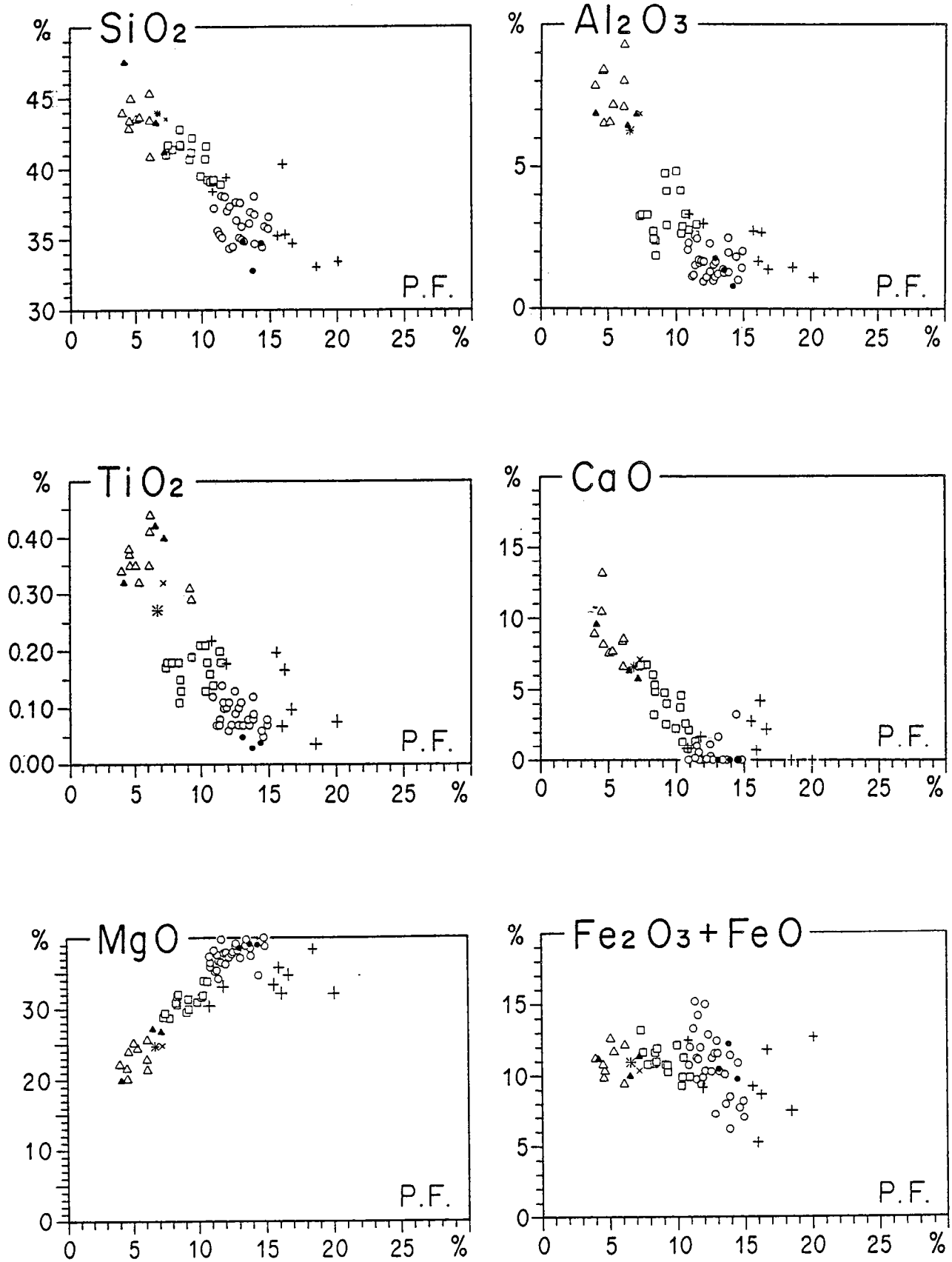
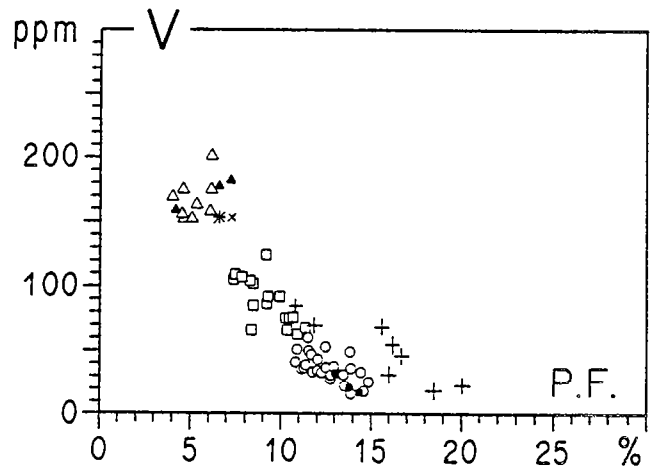
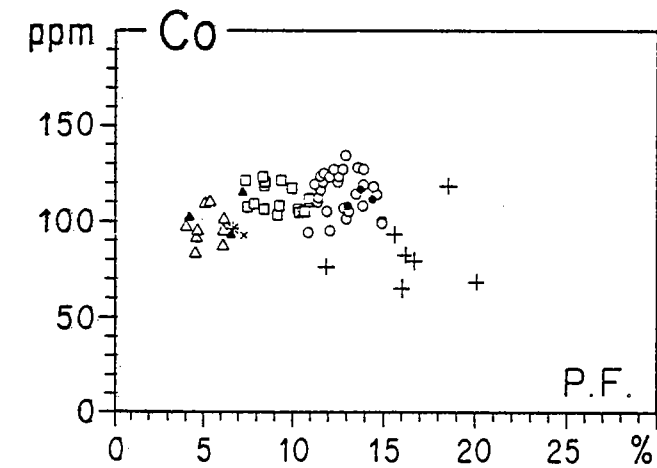
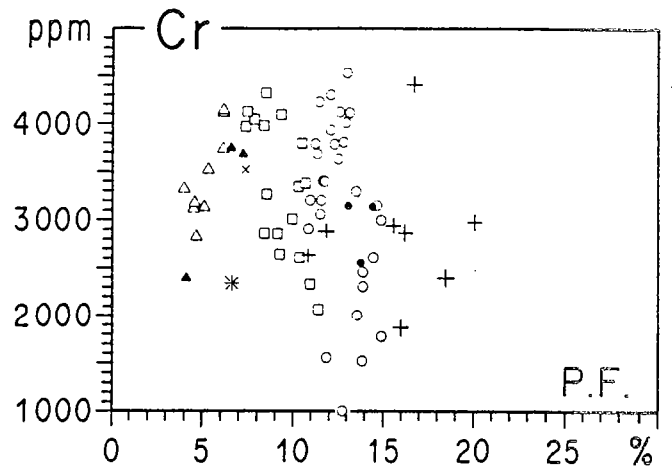
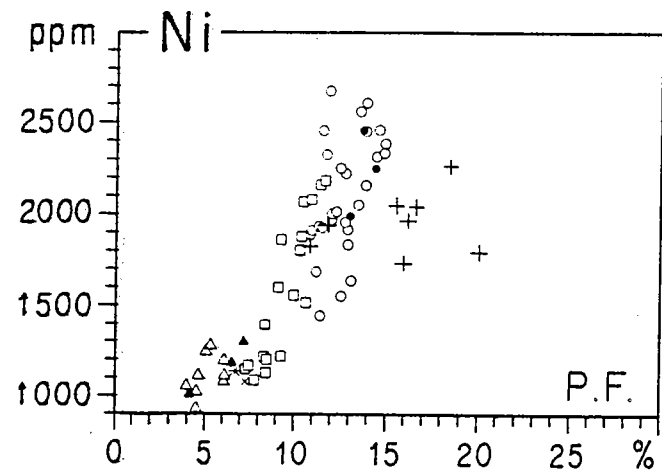


Fig. 4-3 : Métacumulats et métavolcanites. Variations de quelques oxydes en fonction de P.F. Mêmes symboles que dans la figure 4-4.



Symboles

Métacumulats

- + Soap stones
- Métadunites
- Métacumulats à clinopyroxène

Métavolcanites

- △ Coulées massives
- Laves en coussins (serpentinite à brucite)
- ▲ Laves en coussins (amphibolites)
- * Microspinifex S 833
- × Ech. 79-195 : brèche sommitale de coulée à spinifex

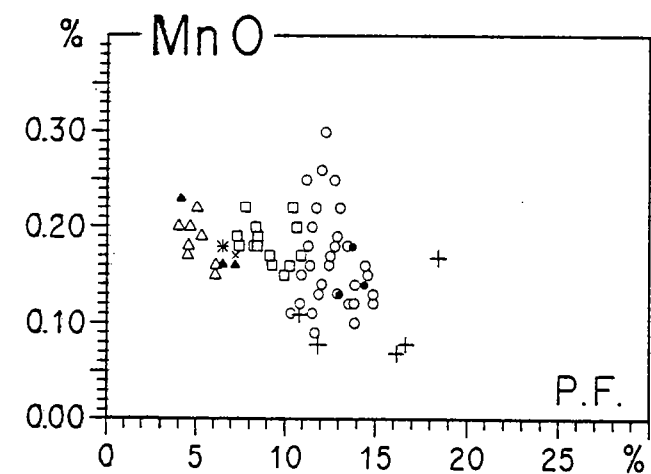


Fig. 4-4 : Métacumulats et métavolcanites. Variations de MnO et de quelques éléments en traces en fonction de P.F.

élevées (>28%), des teneurs en SiO_2 toujours inférieures à 43% et des pertes au feu (P.F.) très élevées, toujours supérieures à 7%.

Les principaux traits chimiques de chacun de ces groupes pétrographiques peuvent être discutés à la lecture des tableaux précédents ou à partir de l'examen des diagrammes oxydes et éléments-traces en fonction de la perte au feu. Sur ces diagrammes (Fig. 4-3 et 4-4) sont également reportées les données concernant les métavolcanites ultrabasiques qui seront discutées dans le chapitre suivant.

L'olivine étant le minéral dominant dans ces roches, aussi, après altération ce sont les roches les plus riches en serpentine qui auront la plus grande perte au feu. Mais comme l'a montré Piquet (1982), peu de renseignements peuvent être obtenus sur de tels diagrammes. Les corrélations observées s'expliquent plutôt par des proportions différentes de minéraux magmatiques, olivine notamment, susceptibles de se transformer en minéraux métamorphiques hydratés possédant des quantités d'eau de constitution variables.

En ce qui concerne les métacumulats, seul Mgo présente des corrélations positives avec la perte au feu. Le Nickel est l'unique élément trace montrant également ce type de corrélation, permettant ainsi de paralléliser le comportement géochimique de cet élément avec le Magnésium. La majorité des autres éléments chimiques montre, au contraire, une corrélation négative avec la perte au feu.

4.1. Les soap-stones : forment très nettement un groupe à part, ne s'intégrant pas -ou très mal- aux tendances générales dessinées par les autres groupes. De plus, ces roches sont chimiquement caractérisées par une grande dispersion des valeurs, dispersion à laquelle, il faut ajouter les traits géochimiques spécifiques suivants : PF très élevée (11-20%), SiO_2 très faible (< 40%) et corrélativement des valeurs en MgO élevées (>30%).

4.2. Les métadunites : ont des PF systématiquement supérieures à 10% et présentent des caractéristiques géochimiques que l'on peut résumer ainsi : MgO approche pour certaines roches 40%, SiO_2 , sauf quelques rares cas, est inférieur à 39%; les valeurs en CaO sont nulles ou très faibles et les teneurs en Ni, Cr et Co sont très variables pour ce groupe de roches.

4.3. Les métacumulats à pyroxène : constituent un groupe qui semble chimiquement intermédiaire entre les métadunites et les métavolcanites ultrabasiques. Les valeurs de PF sont plus groupées autour de 10% (7-11 %), les teneurs en CaO peuvent atteindre 7%. Les teneurs en MnO, Cr et Co sont moins dispersées pour ce groupe que dans les métadunites.

III - LES METAVOLCANITES ULTRABASIQUES :

1° - Caractères généraux et modes d'affleurement :

Ces roches présentent trois modes de gisements principaux :

- coulées massives
- laves en coussins
- coulées différenciées à texture spinifex.

Ces coulées caractéristiques des terrains archéens seront décrites et étudiées dans un paragraphe spécial étant donné leur intérêt.

1.1. Les coulées massives :

Alternant avec les coulées à coussins, ces formations sont loin d'avoir des caractères extrusifs indiscutables. Elles forment, sur le terrain, des unités massives à patine d'altération centimétrique. Quelquefois, des brèches autoclastiques ou toute autre structure typiquement volcanique ont été observées. Ce qui caractérise ces formations, c'est la présence fréquente, mais non systématique, d'olivine sous forme de taches ocres à brunâtres dans la majorité des cas, plus rarement blanchâtres, taches irrégulièrement réparties dans la masse de la roche, centimétriques, déformées et orientées dans un plan de foliation fruste de direction approximativement Nord-Sud (Planche IX).

1.2. Les laves en coussins :

Ces laves affleurent principalement sur les bords du lac Kellojärvi, dans la région de Siivikkovaara à l'Est du Kivijärvi et dans certains affleurements limités de la région de Suomussalmi. Les pillow lavas (Planche VII), le plus souvent étirés et allongés, ont un aspect fusiforme et alternent avec des coulées massives. La patine d'altération ocre-brune, pluri-millimétrique, masque la roche plus fraîche de teinte légèrement verdâtre. Dans quelques cas, ces laves en coussins présentent des taches d'olivines centimétriques à pluricentimétriques, ellipsoïdales, déformées, de teinte ocre-rouille.

2° - Les différents types pétrographiques :

En ce qui concerne les coulées massives, la recristallisation a été totale et il n'existe plus de texture d'origine magmatique. Les roches sont des amphibolites que l'on peut regrouper en 2 types :

- amphibolites à olivine : amphibole (trémolite-actinote) + olivine + chlorite + carbonates + opaques.
- amphibolites à clinopyroxène : amphibole (trémolite-actinote) + clinopyroxène + chlorite + carbonates + opaques; ce dernier type pétrographique ayant été observé dans des coulées massives au Sud de l'Ontojärvi.

La matrice des amphibolites à olivine est constituée par de la chlorite, de l'amphibole dessinant une texture granoblastique hétérogranulaire ou plus rarement isogranulaire. Sur cette matrice se détachent nettement les cristaux d'olivine, riches en inclusions de chlorite et d'amphibole identiques aux minéraux de la matrice, dont l'aspect poeciloblastique traduit sans aucune ambiguïté, une origine métamorphique (Photos 53 et 54, planche IX).

Les amphibolites à clinopyroxène correspondant à des coulées massives sont caractérisées par la présence de cristaux plurimillimétriques de clinopyroxènes poeciloblastiques, incolores en lumière naturelle et riches en inclusions d'amphibole, de chlorite et de carbonate (Photo 63, planche XI). La matrice est composée par ces mêmes minéraux organisés en une texture granoblastique hétérogranulaire.

Les laves en coussins présentent une minéralogie variée que l'on peut regrouper en 3 types :

- (1) les laves en oreillers situées en bordure du lac Kellojärvi sont des serpentinites à brucite.
- (2) les laves à l'Est du lac Kivijärvi se rapprochent de ce qui vient d'être appelé "amphibolite à olivine".
- (3) les pillows de la région de Siivikkovaara livrent une minéralogie essentiellement constituée par l'association : trémolite + actinote + chlorite + minéraux opaques. Dans ce cas, les amphiboles incolores, disposées aléatoirement présentent parfois des extrémités effilochées et constituent l'essentiel de la roche. Toute texture magmatique originelle a été effacée.

3° - Composition chimique :

| Amphibolite à olivine | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 46.02 | 1.38 |
| Al ₂ O ₃ | 7.91 | 1.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.56 | 1.18 |
| MnO | 0.19 | 0.03 |
| MgO | 24.88 | 1.46 |
| CaO | 8.39 | 0.76 |
| Na ₂ O | 0.55 | 0.27 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.02 |
| TiO ₂ | 0.39 | 0.05 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.01 |
| P.F. | (5.32) | |
| Zr | 22 | 2 |
| Y | 11 | 2 |
| Sr | 35 | 14 |
| Co | 99 | 8 |
| V | 167 | 16 |
| Ni | 1157 | 79 |
| Cr | 3544 | 456 |

Tab. 4-10 :

Moyenne des compositions chimiques des métavolcanites ultrabasiqnes massives - amphibolites à olivine - de la ceinture de Kuhmo (7 analyses).

| Amphibolite à clinopyroxène | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 45.10 | 0.06 |
| Al ₂ O ₃ | 8.77 | 0.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.78 | 0.54 |
| MnO | 0.18 | 0.00 |
| MgO | 21.76 | 0.89 |
| CaO | 12.33 | 1.34 |
| Na ₂ O | 0.60 | 0.05 |
| K ₂ O | 0.02 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.39 | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.00 |
| P.F. | (4.54) | |
| Nb | 0 | 0 |
| Zr | 19 | 1 |
| Y | 7 | 1 |
| Sr | 51 | 2 |
| Rb | 2 | 1 |
| Co | 87 | 4 |
| V | 166 | 10 |
| Ni | 981 | 47 |
| Cr | 3146 | 32 |
| Ba | 7 | 1 |

Tab. 4-11 :

Moyenne des compositions chimiques des métavolcanites ultrabasiqnes massives - amphibolites à clinopyroxène - de la ceinture de Kuhmo (2 analyses).

| | Serp. à brucite | | Amph. à olivine | | Ech 77-48 |
|--------------------------------|-----------------|----------|-----------------|----------|-----------|
| | moyenne | σ | moyenne | σ | |
| SiO ₂ | 39.88 | 1.23 | 45.14 | 0.76 | 49.41 |
| Al ₂ O ₃ | 1.58 | 0.46 | 7.14 | 0.26 | 7.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.59 | 1.17 | 11.40 | 0.84 | 11.59 |
| MnO | 0.18 | 0.03 | 0.17 | 0.00 | 0.24 |
| MgO | 45.47 | 0.59 | 28.81 | 0.00 | 20.66 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 6.46 | 0.23 | 9.94 |
| Na ₂ O | 0.19 | 0.24 | 0.32 | 0.05 | 0.44 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.10 |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.01 | 0.44 | 0.01 | 0.33 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.01 | 0.11 | 0.04 | 0.09 |
| P.F. | (13.71) | | (6.86) | | (4.13) |
| Zr | 2 | 0 | 22 | 0 | 18 |
| Y | 1 | 1 | 9 | 0 | 9 |
| Sr | 2 | 2 | 29 | 4 | 8 |
| Rb | 1 | 0 | - | - | 2 |
| Co | 112 | 3 | 104 | 11 | 102 |
| V | 24 | 7 | 180 | 3 | 159 |
| Ni | 2235 | 192 | 1245 | 60 | 1006 |
| Cr | 2952 | 277 | 3718 | 32 | 2394 |

Tab. 4-12 : Moyenne des compositions des laves en coussins ultrabasiqnes :

- (1) minéralogie de serpentinite à brucite (3 analyses) ;
- (2) minéralogie d'amphibolite à olivine (2 analyses) ;
- (3) analyse de lave en coussin à trémolite - actinote (éch. 77-48).

Les compositions chimiques des coulées massives et des laves en oreillers sont consignées en annexe. Leurs moyennes respectives ainsi que les écart-types sont reportés dans les tableaux 4-10 à 4-12. Les valeurs en sont reportées dans les figures 4-3 et 4-4. Il est ainsi possible de comparer les compositions de ces roches avec celles des métacumulats.

Chimiquement, les laves massives, actuellement sous la forme d'amphibolites, se caractérisent par des teneurs en $MgO < 25,6\%$, des valeurs en SiO_2 comprises entre 40 et 45% et des pertes au feu moindres que pour le groupe des métacumulats, de 6% maximum. Ces valeurs s'intègrent bien aux corrélations générales précédemment définies : corrélation positive entre P.F. et MgO , et Ni ; négative pour la majorité des autres éléments. Les valeurs de Cr sont bien groupées entre 3000 et 4000 ppm. Les données relatives au Co ont, pour ce groupe, des valeurs moindres que celles des métacumulats. Al_2O_3 , TiO_2 et V présentent pour ces métavolcanites massives des valeurs plus importantes que celles des métacumulats les individualisant nettement sur les diagrammes concernés.

Les laves ultrabasiques en coussins montrent, quant à elles, des valeurs en MgO décroissantes depuis les serpentinites à brucite ($MgO = 39\%$) jusqu'au coussin présentant une association à trémolite-actinote de la région de Siivikkovaara (Ech. 77-48, $MgO = 19,88\%$).

Dans les divers diagrammes des figures 4-3 et 4-4, les valeurs obtenues pour ces pillow-lavas s'intègrent parfaitement aux autres groupes de roches ultrabasiques.

IV - LES COULEES A TEXTURE SPINIFEX :

Pyke et al. (1973) ont publié les caractéristiques de ces laves ultrabasiques qui se présentent généralement sous la forme d'unités relativement minces, de quelques mètres d'épaisseur au maximum et pouvant être divisées en deux zones principales :

- une partie supérieure (zone A) à texture spinifex correspondant au refroidissement rapide du liquide ultrabasique et,
- une partie inférieure (zone B) massive formée par accumulation gravitaire d'olivine. Des descriptions détaillées de ces coulées komatiitiques ont été données par Arndt et al. (1979), Donaldson (1982) et Arndt (1986) parmi quelques uns.

La figure 4-5, extraite de Arndt et al. (1977) résume ces variations texturales au sein des coulées komatiitiques archéennes.

En ce qui concerne la Finlande, dès 1980, Hanski avait également publié les résultats concernant une coulée à texture spinifex de la région de Siivikkovaara, à l'Ouest de Kuhmo. Plus récemment nous avons décrit (Blais et al., 1987) de telles coulées komatiitiques appartenant à la petite ceinture archéenne de roches vertes de Tipasjärvi. Je reprendrai ici l'essentiel de cette note.

1°- Description des coulées :

Les coulées komatiitiques que nous décrivons se situent dans la partie centrale de la ceinture de Tipasjärvi. Dans son étude détaillée de la géologie de la ceinture verte de Tipasjärvi (Fig. 4-6), Taipale (1983) y a reconnu quatre formations : (1) la formation de Koivumäki composée principalement de roches volcaniques pyroclastiques acides avec localement des passées quartzitiques; (2) la formation de Vuoriniemi constituée par des laves mafiques et des tufs foliés auxquels sont associés des gabbros et quelques pillow-lavas; (3) la formation de Kallio, composée principalement de formations laviques ultrabasiques (komatiites), affleure au centre de la ceinture;

(4) la formation de Kokkoniemä, située dans la partie la plus septentrionale de la ceinture de Tipasjärvi est composée principalement de métasédiments (micaschistes).

Les coulées komatiitiques constituent un ensemble d'unités actuellement verticalisées, empilées les unes sur les autres, mais dont les conditions d'affleurement ne permettent malheureusement pas d'observer l'extension latérale. Dans cette région de Tipasjärvi, nous avons reconnu deux types principaux de coulées (photos, planches V et VI).

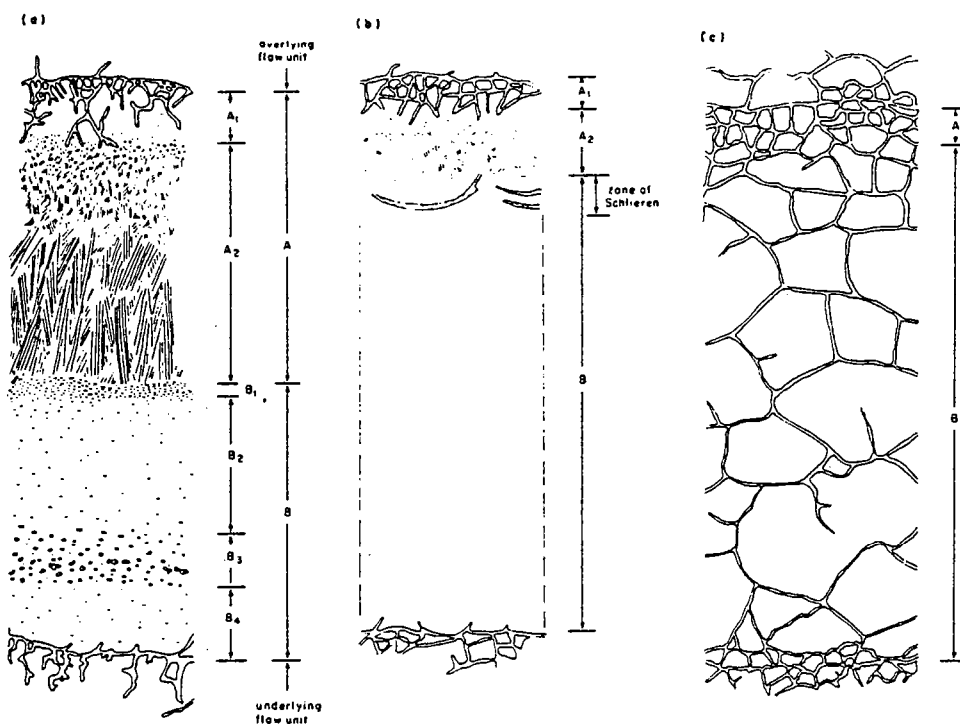


Fig. 4-5 : Variations texturales des coulées komatiitiques :
 (a) : coulée avec zone à texture spinifex puissante.
 (b) : unité avec zone spinifex fine.
 (c) : formation sans texture spinifex.
 Données extraites de Arndt et al. (1977).

1.1. Les coulées macroscopiquement homogènes, massives, dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 2,60 m. Le plus bel affleurement permet ainsi l'observation de 9 coulées superposées, grossièrement orientées N 30° (Fig.4.7). Les limites supérieures et inférieures de chaque coulée ne sont pas parallèles entre elles et laissent ainsi deviner le caractère biseauté de l'empilement des diverses unités laviques. Dans son ensemble, la roche est à grain fin et montre, sur sa partie externe de splendides figures de congélation (fissures de retrait) parfois bien hexagonales. La croûte

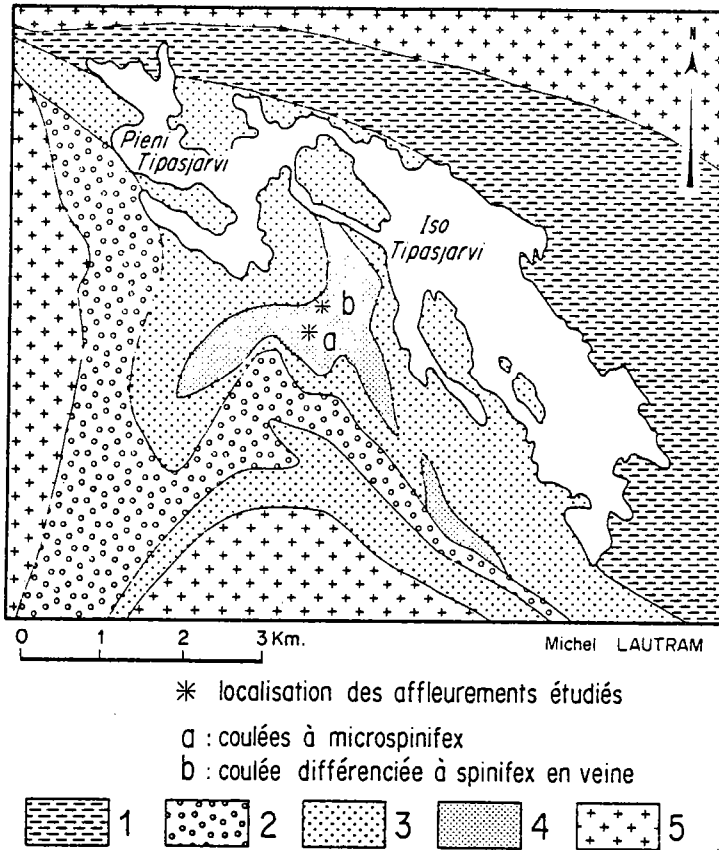


Fig. 4-6 : Carte géologique simplifiée de la ceinture de Tipasjärvi (Finlande orientale) ; d'après Taipale (1983).

1 : Formation de Kokkonieniemi ; 2 : Formation de Koivumäki ; 3 : Formation de Vuoriniemi ; 4 : Formation de Kallio ; 5 : socle.

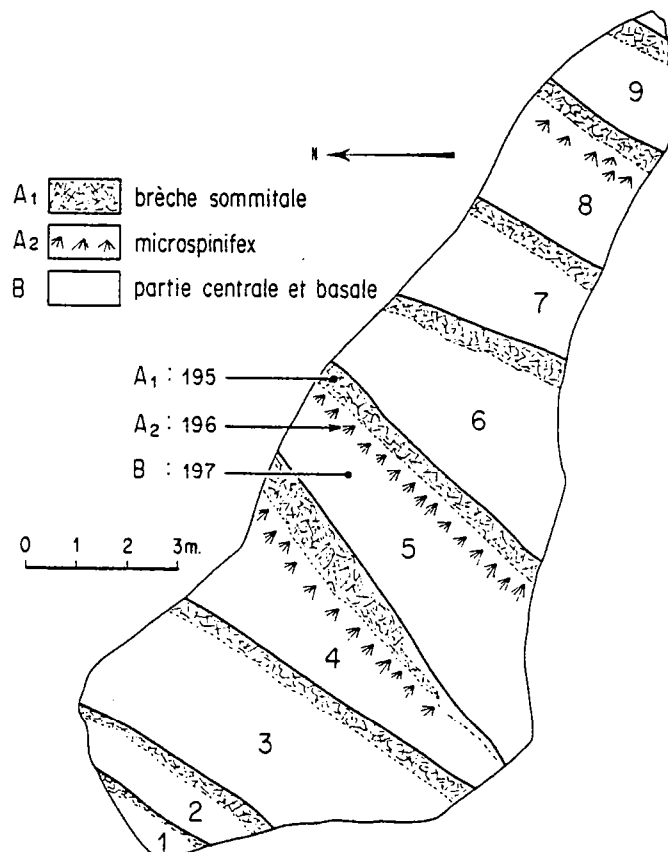


Fig. 4-7 : Schéma des coulées homogènes à microspinfex. (Le pendage est subvertical).

externe de la roche, altérée, est de teinte ocre-brune et développée sur 4 à 6 cm d'épaisseur, alors que le coeur frais est par contre vert pâle à vert bleuté. De plus, la partie superficielle des affleurements montre souvent des filonnets minéralisés de serpentine fibreuse cristallisant perpendiculairement aux épontes. Chacune de ces coulées est constituée d'une partie sommitale bréchique d'environ 50 cm d'épaisseur et dont les éléments plus ou moins anguleux ont des tailles variant de 5 à 10 cm. Cette zone bréchique surmonte le corps de la coulée proprement dite, macroscopiquement homogène, à grain fin; l'étude microscopique permet toutefois de mettre en évidence une zone supérieure à microspinifex et une zone inférieure qui en est dépourvue.

Nous retrouvons ici les divisions en zones A et B reconnues et décrites par Pyke et al. (1973) et Arndt et al (1977).

- (a) une partie supérieure A_1 , bréchique,
- (b) une zone A_2 à spinifex,
- (c) une zone cumulat B dépourvue de texture spinifex.

L'étude microscopique des échantillons à texture spinifex, montre qu'il s'agit de cristaux isolés, allongés et élancés, régulièrement dispersés dans la roche sans orientation préférentielle. La longueur des spinifex varie de 1200μ à 550μ pour une largeur n'excédant pas 30 à 40μ . Dans ces lattes s'observent des petits cristaux de trémolite ou, dans quelques cas, des fibres de chlorite le plus souvent parallèles aux épontes (limite clinochlore - ripidolite). Quelquefois, des minéraux opaques tapissent les bords de ces lattes en soulignant ainsi leur morphologie. Entre les lattes prennent parfois place de grandes taches de carbonate (dolomite légèrement ferrifère) et une matrice constituée (1) soit de chlorite lorsque les spinifex sont constitués par de la trémolite, (2) soit par un fin feutrage d'amphiboles, lorsque les spinifex sont chloriteux. Dans ce dernier cas, les amphiboles sont de deux types : - une clino-amphibole incolore fibreuse ou en bouquet, présentant les caractères optiques d'une trémolite, - une ortho-amphibole incolore en petits cristaux isolés, plus rares, à biréfringence très faible et à composition d'anthophyllite. De plus, dans cette matrice existent également des cristaux de chlorite Fe-Mg et des minéraux opaques globulaires (magnétite chromifère et ilménite). Le tout est recoupé par de grandes aiguilles de trémolite.

Malgré la très petite taille des lattes constituant dans ce cas la texture spinifex, il nous semble néanmoins possible de rapprocher cette texture de celle décrite par Nesbitt (1971) sous le nom de "radiating spinifex" et que cet auteur considère comme étant la texture spinifex la plus commune.

Dans la zone basale ou zone à cumulat, sont reconnaissables les fantômes d'olivine aux contours géométriques parfois caractéristiques (cristaux bi-pyramidés) mais le plus souvent sous forme de globules plus ou moins ovoïdes. Ces anciens cristaux d'olivine dont le diamètre oscille entre 350μ et 750μ sont dispersés dans une matrice à grain fin et peuvent constituer jusqu'à environ 60 % de la roche. Au sein de ces globules apparaissent des chlorites légèrement vertes non pléochroïques, et polarisant dans les teintes brun-cuivre (chlorite Fe-Mg). Souvent, le coeur chloritisé de ces anciennes olivines est occupé par un cristal de trémolite apparemment tardif. La matrice, quant à elle, est essentiellement constituée par un fin feutrage ténu de petites trémolites auxquelles s'ajoutent quelques baguettes d'anthophyllite. La limite globule-matrice est le plus souvent soulignée par l'accumulation de granules de minéraux opaques révélant les formes cristallines primitives de l'olivine. Quelques plages de carbonate, rares, complètent la minéralogie de cette partie basale des coulées.

Nous retiendrons donc que, dans cette coulée, les différences essentielles reposent sur des caractères texturaux et contrastent ainsi avec le caractère uniforme de la paragenèse dans laquelle seules les proportions modales des différents constituants varient.

1.2. La coulée décamétrique à spinifex en veines : L'autre type de coulée komatiitique

rencontré est d'épaisseur beaucoup plus importante (9,30 m) et se présente de la façon suivante (Fig. 4-8) :

(1) une zone bréchique (A_1) supérieure de couleur brune de 2,20 m de puissance, constituée d'éléments ovoïdes ou anguleux dont la taille varie de quelques cm à 15 cm. Il s'agit typiquement d'une brèche autoclastique.

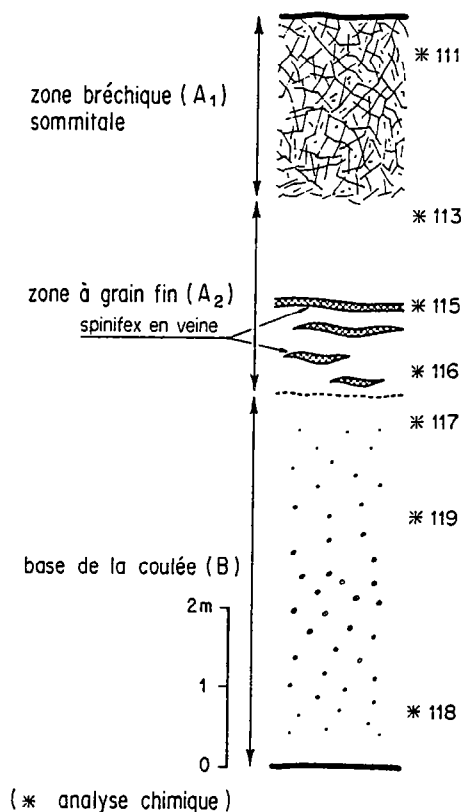


Fig. 4-8 : Coupe schématique de la coulée différenciée à spinifex en veines.

(2) une zone à grain fin (A_2) de 2,40 m d'épaisseur à cristallinité très fine et régulière de teinte générale brun-vert. L'observation microscopique montre qu'il s'agit d'une association de cristaux de trémolite, de chlorite magnésienne et de quelques baguettes d'anthophyllite. Des textures de microspinifex ont été observées dans certaines lames minces; dans d'autres endroits il faut signaler quelques taches de carbonate sur lesquelles sont disposées de grandes aiguilles de trémolite. Mais la particularité de cette zone à grain fin tient au fait qu'elle présente des veines où sont développées de très belles textures spinifex (Photos 27 et 28, planche V). Ces veines dont l'épaisseur oscille entre 2 et 8 cm sont subparallèles à la surface de la coulée et montrent une disposition particulière dans cette zone à cristallinité très fine : métriques et continues à la partie supérieure de cette zone intermédiaire A_2 , elles diminuent de taille vers la partie inférieure de cette zone pour ne plus devenir que des petites guirlandes longues de 20 à 30 cm, généralement concaves vers la partie supérieure de la coulée. Les contacts de ces veines ou guirlandes à spinifex avec la lave encaissante à grain fin sont tranchés. Macroscopiquement, les spinifex se présentent sous la forme d'aiguilles ou de lames dont la longueur oscille entre 2 et 3 cm, disposées en tous sens, sans orientation préférentielle. Microscopiquement, on constate que les spinifex sont constitués de petits cristaux de

| Numéro Echant. | 79-195 | 79-196 | 79-197 | Composition moyenne estimée (voir texte) M ₁ |
|--|------------------------|------------------------|-----------|---|
| Distance par rapport au sommet de la coulée (en mètres) | A ₁ 0,25 | A ₂ 0,80 | B 2,20 | |
| SiO ₂ | 47,02 | 45,94 | 47,14 | 46,81 |
| Al ₂ O ₃ | 7,35 | 8,86 | 7,37 | 7,74 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,00 | 12,28 | 10,68 | 11,16 |
| MnO | 0,18 | 0,16 | 0,21 | 0,19 |
| MgO | 26,23 | 26,03 | 26,35 | 26,24 |
| CaO | 7,61 | 5,97 | 7,63 | 7,21 |
| Na ₂ O | 0,20 | 0,26 | 0,21 | 0,22 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| TiO ₂ | 0,34 | 0,44 | 0,36 | 0,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| P.F. | (7,35) | (7,96) | (8,43) | |
| Cr | 3508 | 3264 | 3320 | 3353 |
| Ni | 1067 | 1100 | 1219 | 1151 |
| Co | 91 | 93 | 92 | 92 |
| V | 152 | 180 | 148 | 157 |
| Zr | 17 | 19 | 16 | 17 |

Tab. 4-13 : Analyses chimiques de trois échantillons d'une coulée à microspinifex.

| Numéro échantillon | 111 | 113 | 115 | 116 | 117 | 119 | 118 | Composition moyenne estimée (voir texte) M ₂ |
|---|------------|------------|------------|------------|---------|-----------|-----------|---|
| Distance par rapport au sommet de la cou- lée (en mètres) | A1 0,50 | A2 2,50 | Sp 3,70 | A2 4,35 | B 5 | B 6,10 | B 8,65 | |
| SiO ₂ | 46,14 | 46,46 | 45,16 | 47,57 | 44,91 | 44,79 | 45,00 | 45,75 |
| Al ₂ O ₃ | 8,51 | 8,21 | 9,38 | 7,56 | 6,06 | 6,25 | 6,94 | 7,31 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,04 | 10,93 | 13,22 | 10,41 | 10,77 | 11,31 | 11,86 | 11,08 |
| MnO | 0,13 | 0,15 | 0,16 | 0,15 | 0,29 | 0,23 | 0,22 | 0,19 |
| MgO | 27,71 | 27,17 | 24,61 | 26,15 | 29,43 | 30,27 | 27,99 | 28,20 |
| CaO | 5,99 | 6,51 | 6,63 | 7,55 | 8,20 | 6,80 | 7,61 | 7,03 |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,13 | 0,26 | 0,19 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | - |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| TiO ₂ | 0,41 | 0,39 | 0,51 | 0,34 | 0,28 | 0,28 | 0,31 | 0,34 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 |
| PF | (7,68) | (7,64) | (6,96) | (6,08) | (12,20) | (12,65) | (10,51) | (9,53) |
| Cr | 3716 | 3588 | 3695 | 3437 | 2635 | 2639 | 3014 | 3192 |
| Ni | 1073 | 1074 | 892 | 1174 | 1248 | 1367 | 1164 | 1179 |
| Co | 86 | 90 | 99 | 89 | 84 | 87 | 85 | 86 |
| V | 164 | 174 | 196 | 153 | 126 | 120 | 145 | 147 |
| Rb | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Sr | 22 | 17 | 14 | 19 | 108 | 118 | 82 | 61 |
| Zr | 22 | 15 | 20 | 15 | 11 | 11 | 12 | 14 |

Tab. 4-14 : Analyses chimiques de la coulée en spinifex en veines.

trémolite, le plus souvent disposés perpendiculairement aux épontes, alors que l'espace inter-spinifex est occupé par des cristaux de chlorite magnésienne (taille maximum de l'ordre de 300 μ), associés à de très nombreuses et très petites aiguilles de trémolite (10 à 20 μ de longueur). Les minéraux opaques présents sont uniformément répartis dans cette matrice inter-spinifex et non pas le long des flancs des spinifex.

(3) la partie basale de la coulée de teinte générale brun clair est relativement très épaisse : 4,70 m, homogène, à grain fin à moyen et parsemée de taches claires de 2 à 4mm de diamètre dont l'abondance est plus importante vers le tiers inférieur de la coulée. Cette partie cumulat, dénommée zone B, surmonte la partie bréchique sommitale d'une coulée sous-jacente. Microscopiquement, il est possible de reconnaître dans cette zone basale l'accumulation d'anciens phénocristaux d'olivine aux formes géométriques hexagonales nettes. Les plus grands cristaux d'olivine ont des tailles de l'ordre de 3 à 5 mm et sont associés à de nombreux fantômes d'olivine plus petits dont le diamètre oscille autour de 150 μ et 200 μ . Dans le tiers inférieur de la coulée, les cristaux d'olivine sont très abondants et peuvent représenter jusqu'à 50-60 % de la roche. L'olivine primitive a été totalement transformée en chlorite Fe-Mg associée à des taches de carbonate. De grandes aiguilles de trémolite tardives recourent ces fantômes d'olivine. Le fond de la roche, représentant vraisemblablement un ancien verre, est totalement transformé en une association très fine de chlorite magnésienne, de trémolite, de minuscules cristaux d'anthophyllite et de quelques minéraux opaques. Là aussi, de grandes aiguilles de trémolite incolore recourent l'ensemble.

La disposition générale de cette puissante coulée n'est pas sans rappeler ce que Arndt et al. (1977) ont décrit comme étant des coulées à développement limité de textures spinifex dans des "zones de schlieren".

2° - Caractères chimiques de ces roches :

Dans les tableaux 4-13 et 4-14 sont reportées les analyses chimiques des échantillons de la coulée à microspinifex d'une part et de la coulée à spinifex en veines d'autre part, ainsi que la composition moyenne estimée de chacune de ces coulées. Cette estimation a été établie en tenant compte de l'importance relative de chacune des parties de la coulée. Avant d'étudier en détail les variations éventuelles à l'intérieur de chacun de ces types de coulées, un certain nombre de remarques générales peuvent être faites sur ces analyses chimiques. Le trait le plus important est la richesse en magnésium ($MgO > 26\%$) ce qui, ajouté aux caractères structuraux et texturaux, correspond parfaitement à la définition des komatiites (Arndt et Nisbet 1982). La pauvreté en SiO_2 , en alcalins et en TiO_2 , la richesse en Ni et Cr ainsi que le rapport $CaO/Al_2O_3 > 1$ sont d'autres traits spécifiques de cette famille de roches.

Les coulées décrites ici sont moins puissantes que celles reconnues par Hanski (1980) dans la région de Siivikkovaara située 30 km au Nord de la région étudiée ici; dans cette région, toutefois, les laves sont nettement moins magnésiennes puisque la teneur moyenne en MgO calculée par cet auteur pour les coulées décrites est de l'ordre de 16,70 %.

2.1. La coulée à microspinifex :

Dans le tableau 4-13 sont figurées en base anhydre trois analyses de roches totales correspondant aux trois zones différentes précédemment décrites (zone bréchique A_1 éch. 79-195 ; zone à microspinifex A_2 éch. 79-196 ; zone basale cumulat B éch. 79-197) ainsi qu'une estimation de la composition moyenne M_1 de cette coulée calculée, pondérée par rapport aux volumes des différentes zones. Sur la figure 4-9 ces résultats sont reportés en fonction de la position de l'échantillon dans la coulée. On peut constater que, dans ce type de coulée komatiitique, ici

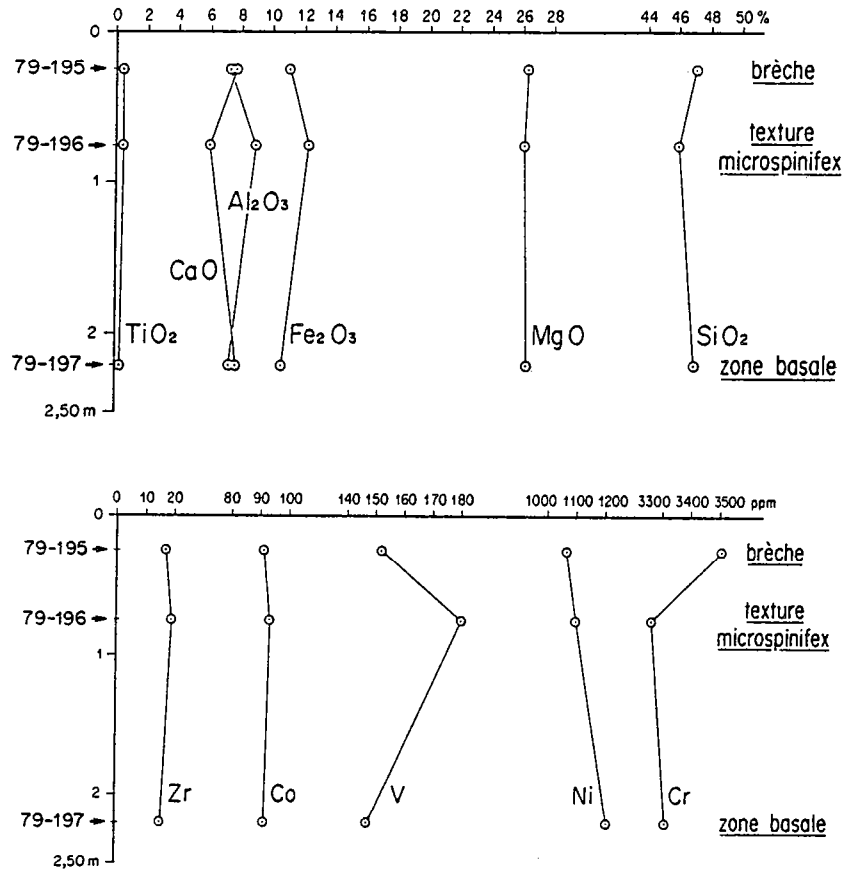


Fig. 4-9 : Variations chimiques à l'intérieur de la coulée à microspinfex
(a) éléments majeurs et (b) quelques éléments en traces.

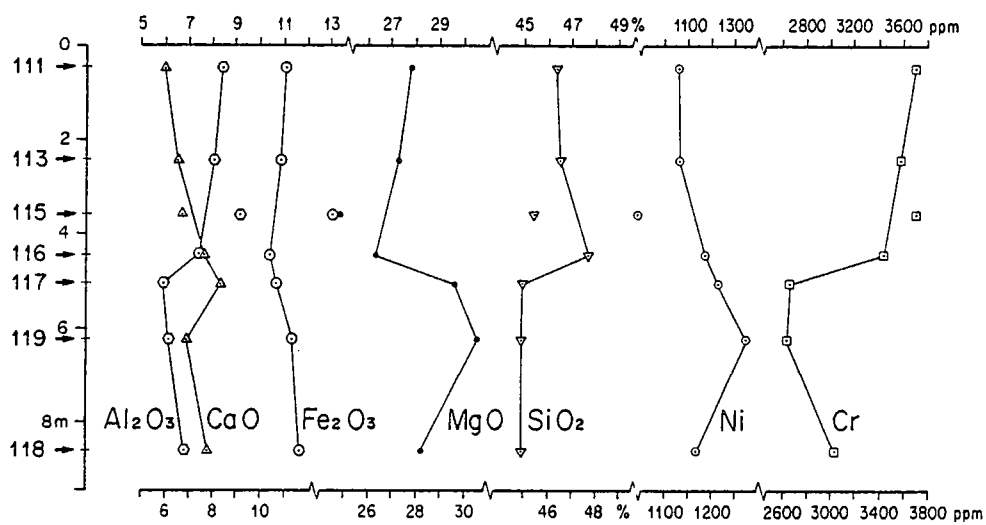


Fig. 4-10 : Variations chimiques de quelques éléments majeurs et en traces en fonction de la position des échantillons dans la coulée différenciée à spinifex en veines.

relativement peu épaisse, il ne semble pas y avoir de variation chimique significative entre les diverses zones définies, et ceci, qu'il s'agisse des éléments majeurs ou des traces. On doit noter en particulier les compositions tout à fait identiques des zones A₁ et B ; seule la zone A₂ montre de légères variations, en particulier dans les teneurs en CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃, SiO₂ et V. Le seul élément qui montre une variation régulière est Ni qui augmente significativement vers le bas de la coulée, ce qui traduit le caractère compatible de Ni vis-à-vis de l'olivine. Il est à noter que la composition chimique de cette coulée komatiitique est fort proche de celle d'autres coulées komatiitiques à texture spinifex publiées dans la littérature et qui appartiennent à d'autres ceintures archéennes de roches vertes à travers le monde et sensiblement de même âge (Bickle et al. 1975 ; Nesbitt et Sun 1976 ; Arndt et al. 1977, parmi d'autres).

2.2. La coulée décamétrique à spinifex en veines :

7 échantillons ont été prélevés à divers endroits de cette coulée (Fig. 4-8 et 4-10). Les résultats sont consignés dans le tableau 4-14 ; dans la figure 4-10 sont reportées les variations de teneur des éléments chimiques en fonction de la place de l'échantillon dans la coulée. De plus, dans le tableau 4-14 a été calculée la composition moyenne M₂ de cette coulée toujours en tenant compte de l'importance relative de chacune des parties précédemment décrites.

La comparaison des compositions moyennes des coulées à microspinifex (M₁) et de cette coulée à spinifex en veines (M₂) permet de constater que ces deux formations laviques ne montrent pas de différences chimiques fondamentales. Dans les deux cas, le caractère komatiitique est très net (richesse en MgO, pauvreté en SiO₂, alcalins etc...) et semble même plus accentué encore pour la coulée à spinifex en veines (teneur moyenne en MgO = 28,20% ; SiO₂ = 45,75%). Il faut cependant noter que, contrairement à l'exemple précédent, dans cette coulée plus épaisse, des variations chimiques nettes et la plupart du temps brutales apparaissent. Les valeurs obtenues pour l'échantillon de spinifex en guirlandes (éch. 115) s'intègrent peu ou mal à l'évolution chimique générale de la coulée, aussi traiterons-nous ces données plus tard, après avoir étudié les variations générales à l'intérieur même de la coulée.

A l'examen de la figure 4-10 et des données chiffrées, il est possible de reconnaître, en fonction de leur comportement, trois groupes d'éléments :

- (a) MgO, Ni et Sr présentent des valeurs beaucoup plus fortes dans la zone cumulat B que dans les zones supérieures A₁ et A₂ - la valeur maximale correspondant à l'échantillon prélevé dans la partie centrale de la zone inférieure (éch. 119).
- (b) SiO₂, Al₂O₃, CaO, Cr, Ti, V et Zr ont un comportement opposé : les valeurs les plus fortes se situent dans la zone lavique supérieure à grain fin A₂ et les valeurs moindres dans la partie inférieure de la coulée (zone B).
- (c) Fe₂O₃ et Co ne semblent pas présenter de variation significative.

A quelques variations de détail près, nous retrouvons ici des résultats fort proches de ceux publiés par Beswick (1983) et qui correspondent à un échantillonnage beaucoup plus serré que le nôtre (15 échantillons répartis sur 4 m de puissance) dans une coulée komatiitique de l'Abitibi.

Les données chimiques de l'échantillon 115 présentant des textures spinifex se placent assez nettement en dehors de l'évolution générale de la coulée. Par rapport à leur environnement immédiat (échantillons 113 et 116), les veines de spinifex sont appauvries en CaO, MgO, SiO₂ et Ni mais enrichies en Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, TiO₂, Cr, Co et V.

Une autre manière d'étudier les variations chimiques à l'intérieur de la coulée est représentée par la figure 4-11 dans laquelle sont reportées les valeurs de SiO₂, Al₂O₃, CaO, TiO₂, FeO, Ni, Cr, et V en fonction des teneurs en MgO. La lecture de tels diagrammes montre qu'il n'y a pas au sein de cette coulée d'évolution chimique simple et unique mais que, au contraire, on peut mettre en évidence deux lignées évolutives indépendantes représentées par des droites sécantes. Les

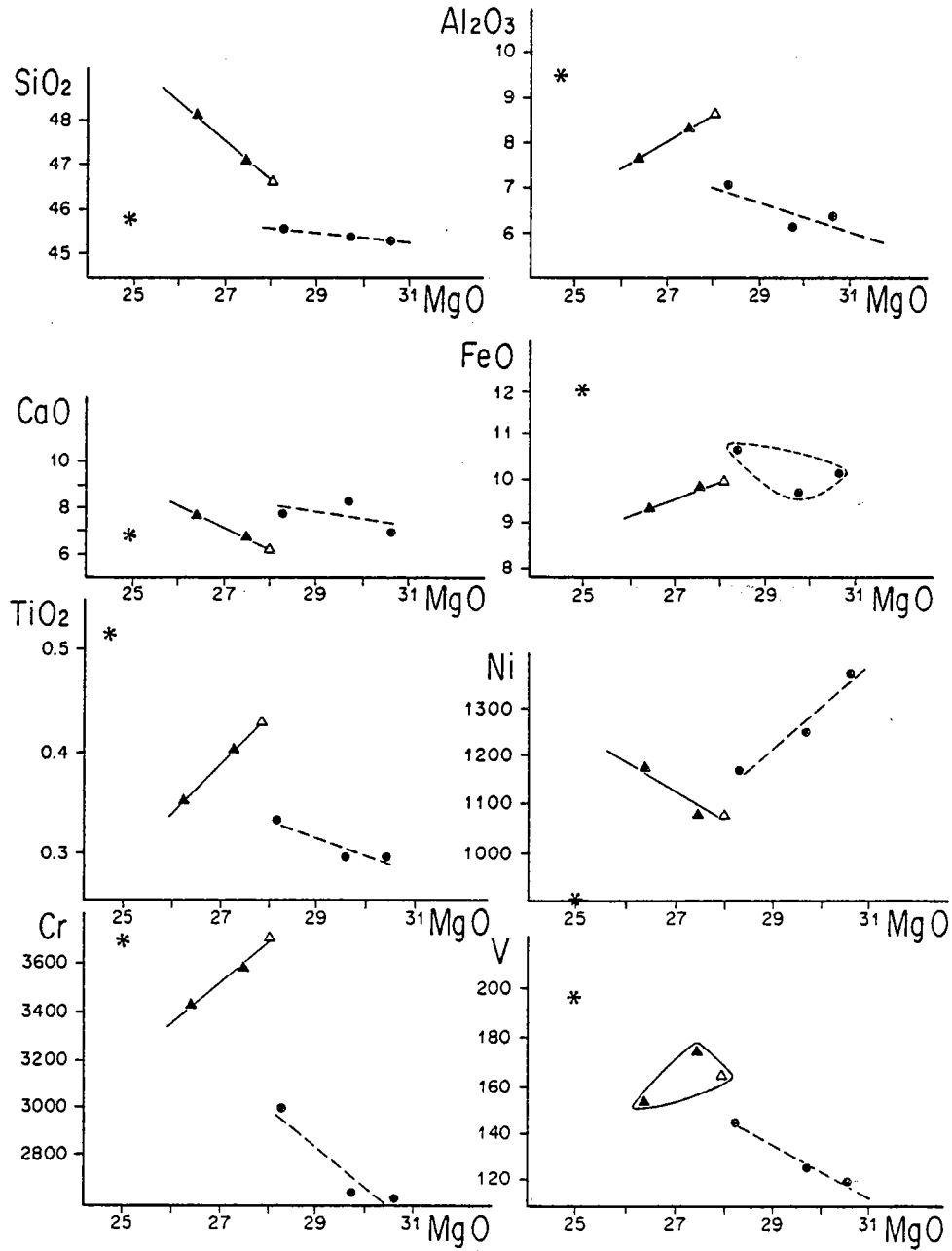


Fig. 4-11 : Variations chimiques, en fonction de MgO, des deux zones supérieure et inférieure de la coulée différenciée et du spinifex en veines.

△ : A₁ = brèche sommitale ; ▲ : A₂ = lave à grain fin ;

* : Spinifex en veines ; ● : B = zone inférieure cumulat.

teneurs en MgO des échantillons formant la carapace externe de la coulée (partie basale 118 et brèche sommitale 111) sont fort proches (de l'ordre de 28%). Ces bordures figées de la coulée peuvent être considérées comme se rapprochant le plus de la teneur en MgO du liquide primaire. On notera que cette valeur de MgO, voisine de 28%, est celle qui correspond à la composition moyenne estimée de la coulée. C'est à partir de ces deux points qu'il est possible de tracer les droites, parfois imprécises du fait du petit nombre d'échantillons, qui dessinent une double évolution à l'intérieur de la coulée:

(1) Les trois échantillons de la partie inférieure (117-119 et 118) montrent une évolution très fortement influencée par l'accumulation de l'olivine avec une teneur maximale pour l'échantillon 119 prélevé au coeur de la partie inférieure de la coulée. Cette droite recoupe l'axe des abscisses à des valeurs de MgO de l'ordre de 50%, ce qui est en accord parfait avec les teneurs en MgO des olivines des komatiites archéennes analysées par Pyke et al. (1973) et Arndt et al. (1977). Dans certains de ces diagrammes (SiO_2 , Ni, V, Cr et à un degré moindre Al_2O_3), les valeurs obtenues pour l'échantillon de spinifex en veines (MgO = 24,60 %) se trouvent situées dans le prolongement de la droite d'évolution ainsi tracée. On pourrait émettre alors l'hypothèse que les liquides donnant les spinifex en veines (éch. 115), correspondraient à des liquides différenciés résultant du fractionnement d'olivine à partir d'un liquide de type M_2 .

(2) Les trois échantillons de la partie sommitale (brèche sommitale 111, lave à grain fin 113 et 116) montrent une évolution beaucoup plus délicate à interpréter mais qui paraît être influencée par la cristallisation du clinopyroxène. A partir de l'échantillon 111, correspondant à la brèche supérieure interprétée comme pouvant représenter la composition initiale du magma, les deux autres échantillons, sauf principalement pour TiO_2 , s'alignent sur une droite grossièrement dirigée vers le point représentatif de l'analyse chimique d'un clinopyroxène typique de komatiite archéenne (Pyke et al. 1973 ; Arndt et al. 1977). A partir de l'analyse chimique d'un pyroxène frais (Pyke et al. 1973) -tableau 4-15- et des données chimiques de l'échantillon 111 considéré comme représentatif du liquide initial, il est possible de calculer et tracer la tendance d'accumulation de pyroxène (5 - 10 - 20 - 30 %) et de la comparer avec les résultats obtenus pour la coulée de lave étudiée. Nous voyons, sur la figure 4-12, que le trend d'accumulation calculé et celui observé dans la coulée komatiitique de Tipasjärvi, sans être strictement confondus, sont fort proches l'un de l'autre. Deux possibilités peuvent être envisagées pour tenter d'expliquer cet écart : - (1) ou bien le pyroxène concerné lors de l'évolution magmatique des komatiites de Tipasjärvi avait un rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ différent de celui utilisé ici ; - (2) ou bien il s'agit de la cristallisation non pas d'un seul minéral mais d'un mélange minéralogique (clinopyroxène + minéraux opaques + orthopyroxène ?). Toujours est-il que le phénomène majeur dans cette partie supérieure de la coulée komatiitique semble être avant tout la cristallisation du clinopyroxène, l'échantillon 116 pouvant correspondre à la cristallisation de 20% de clinopyroxène. Nous devons cependant nuancer cette démonstration pour au moins deux raisons : d'une part, nous ne connaissons pas exactement le rôle de l'altération et du métamorphisme sur le comportement des éléments chimiques et d'autre part évoquer la présence de clinopyroxène est en opposition avec les résultats expérimentaux (Arndt, 1976 ; Kinzler et Grove, 1985) qui montrent que ce minéral n'est pas une phase liquidus dans des roches ayant des teneurs en MgO aussi élevées. La description minéralogique faite précédemment a montré la présence de petits cristaux de trémolite (anciens clinopyroxènes?).

Sur cette même figure 4-12, connaissant l'analyse chimique d'une olivine de komatiite (Tableau 4-15 - Pyke et al. 1973) il a été également possible de tracer le trend théorique d'accumulation d'olivine. Ce phénomène d'accumulation d'olivine a été interprété comme étant le fait minéralogique majeur intéressant la partie cumulative basale de la coulée étudiée. En fait et contrairement à ce que nous avons remarqué sur la figure 4-11, les trois points représentatifs des échantillons de la partie inférieure de la coulée ne se situent pas sur le trend théorique. Peut être

dans cette figure 4-12, faut-il là aussi invoquer les phénomènes d'altération et de métamorphisme (quelques traces de carbonate sont visibles dans la partie basale de la coulée) qui auraient été plus importants dans la partie inférieure (cristaux de plus grande taille) et auraient modifié de façon notable le rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. On peut noter également que le point représentatif de l'échantillon de spinifex en veines -115- se situe dans le prolongement de la droite théorique issue de l'échantillon 111 considéré comme s'approchant du magma initial mais avec des teneurs en magnésium moindres.

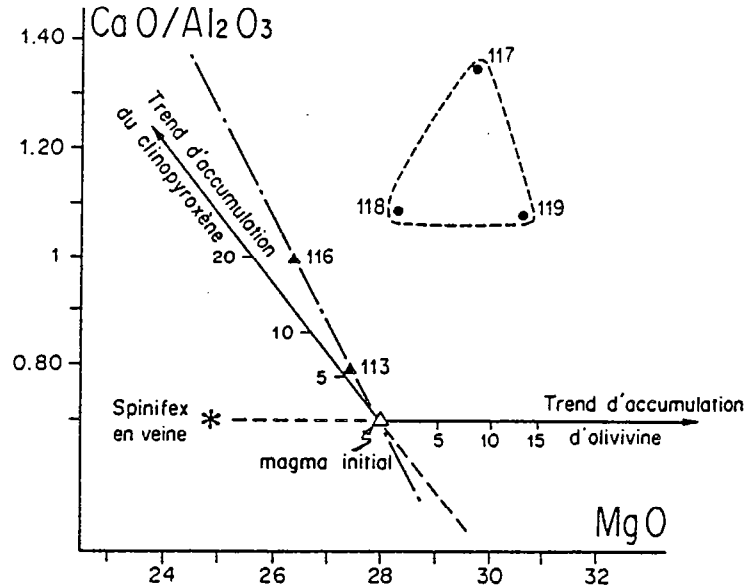


Fig. 4-12 : Diagramme $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en fonction de MgO montrant la position des analyses des échantillons de la partie supérieure de la coulée différenciée (: $A_1 = 111$; : $A_2 = 113, 116$) et de la partie inférieure (: $B = 117, 118, 119$) ainsi que de l'échantillon de spinifex en veines (: 115).

Les lignes de différenciation dues à la cristallisation fractionnée d'olivine et de clinopyroxène ont été ajoutées ; les chiffres 5, 10, 15 et 20 correspondent aux pourcentages d'accumulation du minéral.

| | Olivine | Pyroxène |
|-------------------------|---------|----------|
| SiO_2 | 40,94 | 48,81 |
| Al_2O_3 | - | 8,49 |
| FeO | 7,54 | 7,10 |
| MgO | 49,93 | 14,26 |
| CaO | 0,25 | 21,12 |
| Cr_2O_3 | 0,22 | 0,47 |
| | 98,88 | 100,25 |

Tab. 4-15 : Compositions chimiques d'olivine et de pyroxène des komatiites de Munro Township (Ontario, Canada).

Données extraites de Pyke et al. (1973).

Nous arrivons ainsi à mettre en évidence pour cette coulée komatiitique tout en connaissant les réserves émises précédemment, une évolution "bimodale" à laquelle s'ajoute la spécificité de guirlandes de spinifex :

- une partie sommitale principalement influencée par la cristallisation et l'accumulation de clinopyroxène (+ opaques ?).
- une partie basale dont l'évolution semble guidée avant tout par la cristallisation d'olivine.
- des spinifex disposés en guirlandes sub-parallèles dont la composition chimique ne s'intègre pas à ces mécanismes.

3° - Comparaison avec d'autres coulées komatiitiques archéennes :

3.1. Les coulées de la région de Kuhmo :

Dans cette partie de la ceinture, région de Siivikkovaara (Fig. 4-13), Hanski (1980) met en évidence plusieurs coulées possédant des textures spinifex formées originellement par du clinopyroxène. Sur les affleurements les plus démonstratifs, les zones spinifex et cumulat sont aisément reconnaissables par leur différence de minéralogie et de texture. Due à la faible teneur en MgO, la zone à spinifex est une roche basique dans laquelle les principaux minéraux originaux étaient Clinopyroxène + Plagioclase + Olivine ; la zone cumulat située dessous est entièrement ultramafique, ayant été originellement formée par l'association clinopyroxène + olivine. L'épaisseur des coulées varie de 2 à 17,5 m ; la même coulée peut être suivie dans les meilleurs cas sur à peu près 150 m, mais, comme à Tipasjärvi, à cause des conditions d'affleurement, leur extension latérale ne peut être mesurée exactement.

La figure 4-14 montre une section idéale de coulée à texture spinifex de la région de Siivikkovaara.

Brièvement, l'aspect et la minéralogie des coulées de cette région sont les suivantes :

- la brèche sommitale (zone A1) constituée d'éléments arrondis ou anguleux peut varier en épaisseur de 0,2m à 1,5m. Microscopiquement, elle contient principalement de l'actinote faiblement pléochroïque associée à des cristaux de chlorite, cette dernière pouvant dans certains cas, devenir la phase dominante.
- la zone A2 commence par une "dendrite zone", d'épaisseur variable (0,2 à 1,5m), macroscopiquement vert-sombre, à grain fin et composée principalement de hornblende + chlorite + plagioclase + verre dévitrifié. Puis vient la zone à "plate spinifex" dans laquelle les cristaux de hornblende, pseudomorphoses d'anciens clinopyroxènes, forment des gerbes pouvant atteindre 5cm de long, chaque individu ayant 1 cm de long pour une largeur n'excédant pas 0,2 à 0,3 mm. Une intercroissance de hornblende et de plagioclase occupe les plages entre les spinifex. Les cristaux isolés de hornblende forment la zone à "randomly oriented spinifex". Dans ces 2 zones à spinifex, le coeur des ex-cristaux dessinant les spinifex est actuellement constitué de chlorite (ex-pigeonite ?) et l'enveloppe externe de hornblende (ex-augite ?). Hanski note qu'une telle disposition a été décrite dans des pyroxènes de coulées au Canada (Arndt 1977) et dans des basaltes lunaires à phénocristaux de pyroxènes (Boyd et Smith, 1971). Dans les coulées les plus épaisses, la partie inférieure de la zone A2 a une texture de fin gabbro dont la taille des cristaux varie de 0,3 à 1,5 mm.
- la limite entre les zones A et B est nette. Comme toute la zone B, la zone B1 est exclusivement ultrabasique, composée d'amphibole (actinote) et de chlorite.

Au sein de la zone B2, l'amphibole remplace des clinopyroxènes squelettiques dont la longueur est de l'ordre de 2,5 mm. De tels clinopyroxènes squelettiques ont été décrits, par exemple, par Hallberg et al. (1976) dans des basaltes magnésiens d'Australie occidentale. De plus,

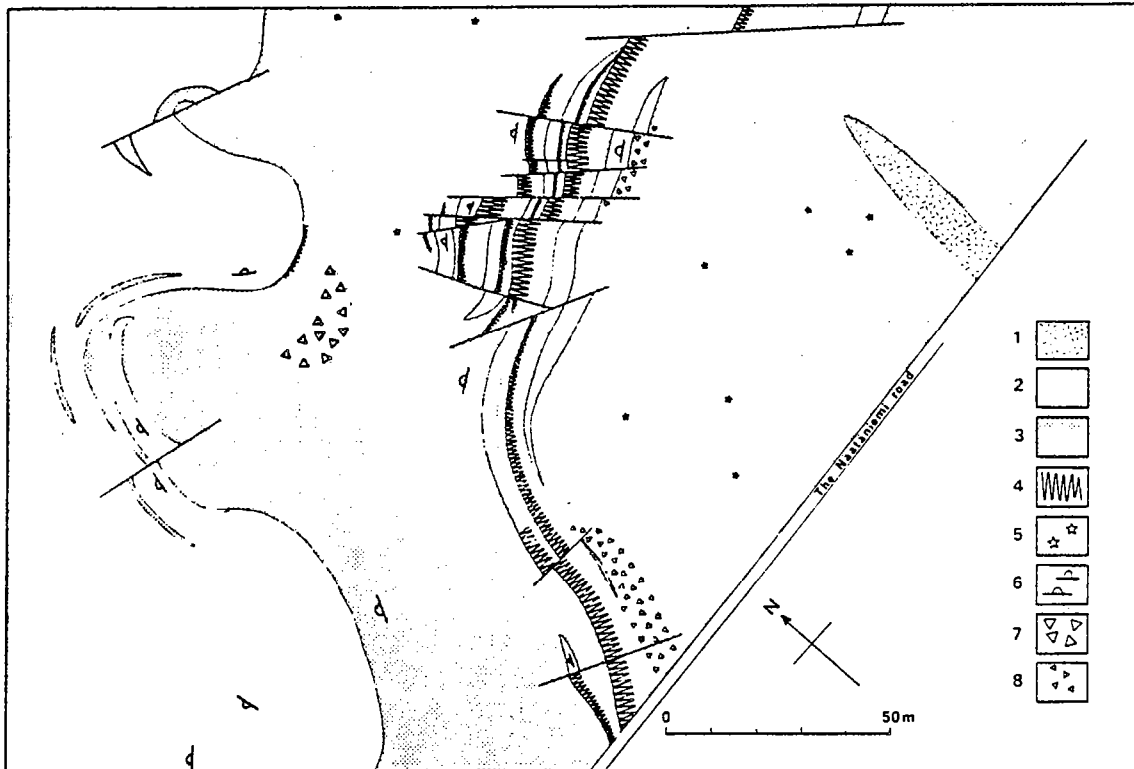


Fig. 4-13 : Carte géologique de la région de Siivikkovaara : partie située au Nord de la route de Nätäniemi ; carte extraite de Hanski (1980).

1 : filon doléritique ; 2 : pyroxénite et basalte komatiitiques ; 3 : péridotite komatiitique ; 4 : texture spinifex ; 5 : texture microspinifex ; 6 : lave en coussin ; 7 : brèche volcanique à clastes de grande taille ; 8 : brèche volcanique autoclastique.

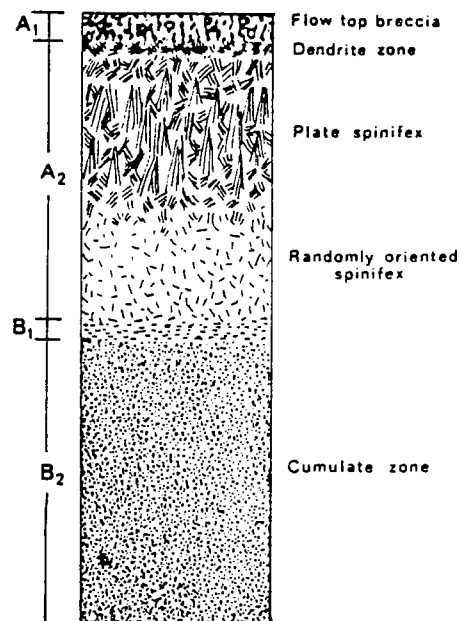


Fig. 4-14 : Coupe idéalisée d'une coulée de lave à texture spinifex, région de Siivikkovaara ; d'après Hanski (1980).

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45.40 | 43.70 | 46.90 | 45.40 | 45.60 | 43.90 | 45.60 | 51.80 | 51.60 | 51.00 | 48.30 | 47.70 | 44.80 | 49.69 |
| TiO ₂ | 0.48 | 0.48 | 0.41 | 0.46 | 0.50 | 0.48 | 0.45 | 0.73 | 0.81 | 0.73 | 0.60 | 0.66 | 0.50 | 0.60 |
| Al ₂ O ₃ | 9.44 | 8.51 | 7.27 | 8.24 | 8.47 | 8.38 | 8.56 | 11.32 | 13.80 | 12.72 | 10.44 | 10.26 | 8.99 | 10.36 |
| FeO* | 12.17 | 11.40 | 10.65 | 11.55 | 12.15 | 14.07 | 12.78 | 11.08 | 11.56 | 11.79 | 11.63 | 11.92 | 12.27 | 12.14 |
| MnO | 0.20 | 0.19 | 0.15 | 0.19 | 0.19 | 0.21 | 0.23 | 0.23 | 0.19 | 0.21 | 0.24 | 0.27 | 0.25 | 0.21 |
| MgO | 19.00 | 20.90 | 21.50 | 20.70 | 18.80 | 19.20 | 19.00 | 10.40 | 7.70 | 9.00 | 14.30 | 15.30 | 18.80 | 16.73 |
| CaO | 7.38 | 7.24 | 7.28 | 7.25 | 7.70 | 7.50 | 8.20 | 8.62 | 8.27 | 8.81 | 8.75 | 9.00 | 8.29 | 8.34 |
| Na ₂ O | 0.62 | 0.11 | 0.15 | 0.18 | 0.58 | 0.28 | 0.40 | 3.79 | 4.62 | 3.96 | 2.24 | 1.93 | 0.53 | 1.79 |
| K ₂ O | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.13 | 0.20 | 0.19 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.08 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.06 |
| Ign. loss | 5.00 | 5.58 | 5.48 | 6.01 | 5.13 | 5.32 | 4.78 | 1.23 | 1.05 | 1.33 | 2.82 | 3.05 | 4.60 | |
| Total | 99.83 | 98.17 | 99.85 | 100.04 | 99.22 | 99.43 | 100.08 | 99.63 | 99.87 | 99.83 | 99.47 | 100.22 | 99.14 | |
| Co (ppm) | 90 | 80 | 80 | 70 | 90 | 90 | 80 | 50 | 40 | 50 | 70 | 80 | 70 | 70 |
| Cr | 1970 | 2590 | 2670 | 2210 | 990 | 1590 | 4490 | 1000 | 270 | 540 | 1340 | 1440 | 1490 | 1660 |
| Cu | 270 | 0 | 100 | 50 | 140 | 210 | 0 | 0 | 50 | 20 | 0 | 0 | 0 | 60 |
| Ni | 1110 | 980 | 940 | 850 | 850 | 740 | 360 | 130 | 80 | 130 | 480 | 480 | 580 | 600 |

Tab. 4-16 : Analyses chimiques d'une coulée à texture spinifex, région de Siivikkovaara ; d'après Hanski (1980).

1-7 : zone cumulat ; 8-10 : "randomly oriented spinifex" ; 11-12 : "dendrite zone" ; 13 : brèche supérieure ; 14 : moyenne des analyses 1 à 13 (recalculée anhydre à 100 %).

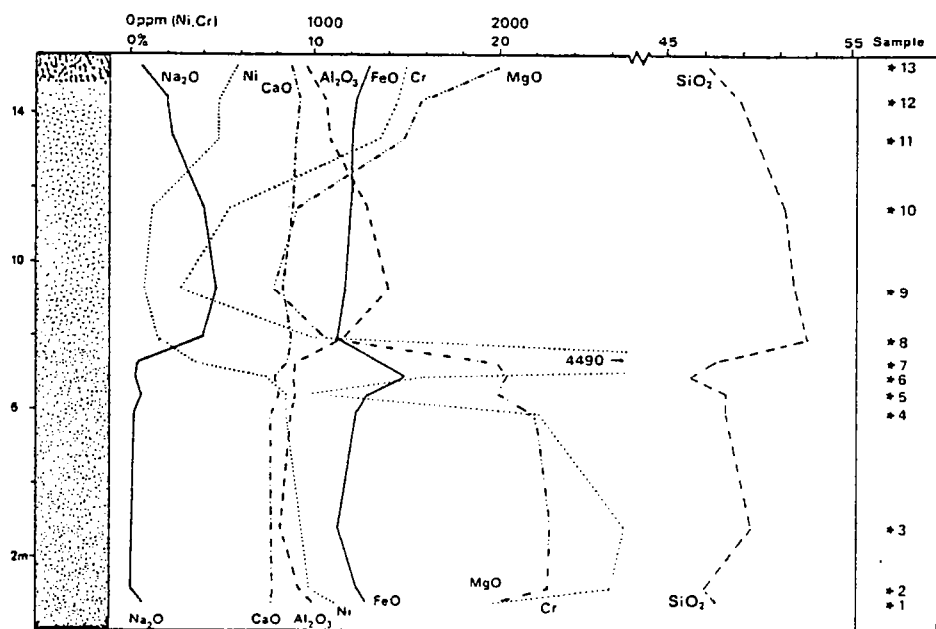


Fig. 4-15 : Variations chimiques au sein de la coulée à texture spinifex, région de Siivikkovaara, données extraites de Hanski (1980).

des formes d'olivine ont été reconnues dans cette zone B et Hanski estime que l'olivine ne doit pas, dans cette partie basale, représenter plus du tiers de la roche.

Enfin, occasionnellement, on peut trouver dans la partie supérieure de la zone B des fragments à texture spinifex de forme irrégulière, de taille variable (de quelques centimètres à plusieurs décimètres) qui semblent provenir de la zone A2. Une telle observation est importante car elle tend à démontrer que la partie supérieure à spinifex était donc solide alors que la lave s'écoulait encore dans la partie inférieure de la coulée.

A partir d'une coulée puissante de 15,60 m, Hanski (1980) a prélevé et analysé 13 échantillons dont les résultats sont reportés dans le tableau 4-16 et figure 4-15. Les analyses 1 à 7 proviennent de la zone cumulat inférieure et la n°13 correspond à la zone bréchique. La texture spinifex (correspondant aux analyses 8-9 et 10) est constituée par des aiguilles de hornblende orientées au hasard ("randomly-oriented hornblend needles") et est située sous une "dendrite zone" épaisse de 1,5 m (analyses 11 et 12). Les 13 analyses donnent une valeur moyenne en MgO (base anhydre) de 16,73% (analyse 14); mais, comme le fait remarquer l'auteur, cette moyenne ne tient pas compte des proportions de chacune des parties de la coulée, aussi la valeur de 19,89% (anhydre, FeO*) correspondant à la brèche supérieure, doit être plus proche de la teneur moyenne en magnésium de cette unité. Cette valeur est moindre que celle obtenue pour les coulées décrites à Tipasjärvi.

Les variations chimiques des divers éléments en fonction de la position au sein de la coulée sont reportées dans la figure 4-14 extraite de Hanski (1980). MgO, Ni et Cr augmentent dans la zone basale. Cependant, à la partie supérieure de la zone cumulat, le chrome présente une valeur très élevée due à la présence de grains de chromite. Na₂O et Al₂O₃ ont un comportement opposé à celui de MgO et la figure 4-15 montre les valeurs élevées de ces 2 éléments à la base de la zone spinifex traduisant la présence de feldspath albite dans cette partie. Pour Hanski (1980), la seule explication pour une telle richesse en sodium semble être une métasomatose sodique se produisant juste après la cristallisation de la coulée, l'addition de sodium étant obtenue à partir de l'eau de mer.

Là encore, en comparant avec les résultats obtenus à Tipasjärvi, si il y a quelques points communs entre les 2 coulées, de nombreuses différences - dont la teneur initiale en MgO - existent.

L'étude des processus de différenciation au sein de la coulée a été effectuée par Hanski à l'aide des diagrammes de Pearce (1968) utilisant les rapports molaires d'éléments chimiques avec Al₂O₃ au dénominateur. Sans entrer dans le détail de sa démonstration, il est cependant important de noter que la différenciation de la coulée de Siivikkovaara a été causée par la chute gravitaire d'olivine et à un degré moindre par celle de clinopyroxène et de chromite. L'auteur insiste sur le fait que si un fractionnement du clinopyroxène est intervenu, ce ne fut vraisemblablement qu'en faible quantité par comparaison avec le fractionnement d'olivine. Sur des arguments chimiques et texturaux, il montre que les modalités de la cristallisation devaient être différentes dans les parties supérieure et inférieure de cette coulée à texture spinifex.

3.2. Comparaison avec des coulées komatiitiques archéennes d'autres régions du monde

Dans la ceinture de Tipasjärvi, deux types de coulées komatiitiques ont été mis en évidence : (1) - des coulées à microspinifex au sein desquelles il ne semble pas y avoir de différenciation chimique notable; (2) - une coulée décamétrique à spinifex en veines où des variations chimiques importantes interviennent au sein même de la coulée avec des évolutions différentes selon qu'il s'agit de la partie supérieure ou de la partie inférieure. Mettant ainsi une



Fig. 4-16 : Coulée komatiitique du Mont Clifford (Kalgoorlie, Australie) : diagrammes TiO_2 , $Al_2O_3 = f(MgO)$ - données brutes - d'après Barnes et al. (1974).
 Δ : A_1 = sommet bréchifié ; \blacktriangle : A_2 = texture spinifex ; \bullet : B = zone cumulat.

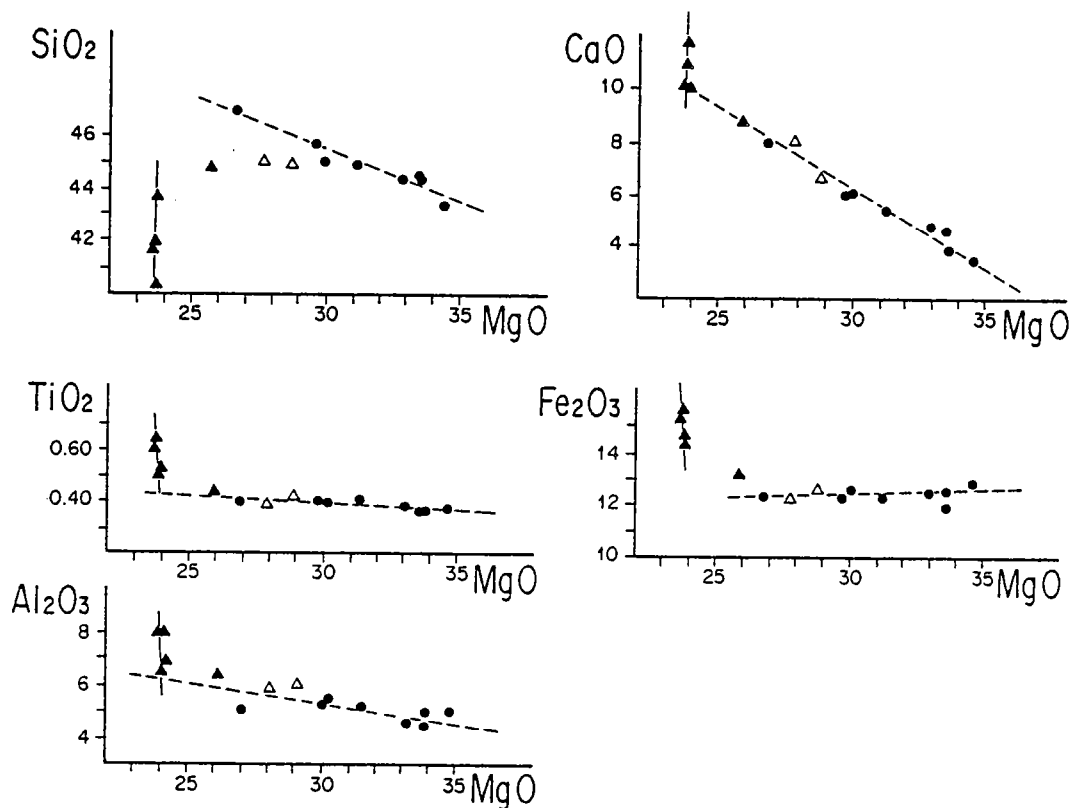


Fig. 4-17 : Coulée komatiitique de Val d'Or (partie orientale de la ceinture d'Abitibi, Canada) : variations chimiques de quelques oxydes - valeurs anhydres - en fonction de MgO, d'après Beswick (1983).

Δ : A_1 = sommet bréchifié ; \blacktriangle : A_2 = texture spinifex ; \bullet : B = zone cumulat.

évolution "bimodale" à l'intérieur de cette coulée finlandaise, nous nous sommes plus spécialement intéressés à ces variations chimiques intra-coulées et nous avons voulu vérifier si une telle évolution se retrouvait dans d'autres coulées komatiitiques archéennes. Pour cela, nous avons fait appel aux données publiées par d'autres auteurs sur des coulées chimiquement proches et d'âge semblable et nous pouvons vérifier que :

(a) certaines coulées komatiitiques présentent des fractionnements proches, voire similaires à ceux que nous présentons et que nous appellerons évolutions "bimodales".

(b) d'autres coulées montrent des variations chimiques internes mais selon une évolution "linéaire".

3.2.1. Les évolutions "bimodales".

Parmi les divers exemples qui figurent dans la littérature, nous en rappellerons simplement ici deux traités par Barnes et al. (1974) et par Beswick (1983). Barnes et al. (1974) ont étudié les variations chimiques à l'intérieur d'une coulée komatiitique archéenne au Mont Clifford (Australie), coulée dont l'épaisseur est de 1,24 m. La teneur en MgO du magma, estimée à partir de la composition des bordures figées de la coulée est de 25%. 11 échantillons ont été analysés (1 éch. A₁ = sommet bréchifié ; 4 échantillons à texture spinifex A₂ ; 6 échantillons provenant de la zone cumulat inférieure B). La figure 4-16 montre, à titre d'exemple, les variations relatives de TiO₂ et Al₂O₃ en fonction de MgO dans cette coulée. Comme dans le cas de la Finlande, on retrouve ici une double évolution correspondant à deux processus de fractionnement différents : une partie supérieure (A₁ + A₂) où le fractionnement est contrôlé principalement par la cristallisation du clinopyroxène ; une partie inférieure (B) où l'olivine est la phase déterminante de l'évolution.

Plus récemment, Beswick (1983) a étudié les phénomènes de fractionnement primaire et d'altération secondaire au sein d'une coulée komatiitique archéenne de la région de Val d'Or, Abitibi, Canada. Cette coulée est épaisse de 4m ; 15 échantillons y ont été prélevés (2 échantillons de la brèche sommitale A₁ ; 5 de l'unité à spinifex A₂ et 8 de la zone basale B) ; l'estimation de la teneur en magnésium de la lave donnée par la teneur en MgO de la brèche est de l'ordre de 28,5%. La figure 4-17 montre les variations de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO et Fe₂O₃ en fonction de MgO dans cette coulée. Là aussi, les évolutions de la partie sommitale (A₂) et de la partie basale (B) se séparent nettement. L'échantillon ayant une teneur en MgO de 25,8% a été prélevé à la partie la plus inférieure de la zone à spinifex A₂. Nous pouvons voir nettement sur les divers diagrammes de la figure 4-17 que cet échantillon appartient à la partie basale B contrôlée par l'olivine. Si la partie basale de cette coulée semble bien être contrôlée là aussi par l'olivine, la partie sommitale semble quant à elle présenter des lignées d'évolution différentes qui confèrent à cette coulée un caractère bimodal.

3.2.2. Les évolutions "linéaires".

Pour illustrer cet autre type de fractionnement, nous faisons appel aux résultats publiés par Arndt et al. (1977) et Arndt (1986 b) sur deux exemples de coulées komatiitiques des ceintures archéennes de roches vertes d'Abitibi (Canada).

La puissante coulée (Fred's flow) épaisse de 120 m contient les unités suivantes (du sommet à la base) : une brèche sommitale de composition ultrabasique (19 % MgO), des roches à texture spinifex (12-16,8% MgO), un gabbro (7 % MgO), des cumulats à pyroxènes (16-25 % MgO) et des cumulats à olivine (32-35 % MgO) surmontant une zone basale (22,5 % MgO). Les résultats de Arndt et al. (1977) sont reportés dans la fig. 4-18a, où, toujours en fonction de MgO, sont consignées les valeurs de Al₂O₃ et TiO₂ pour les huit échantillons analysés. L'évolution de cette coulée est linéaire, unimodale et principalement contrôlée par l'olivine.

Un autre exemple tiré des travaux de Arndt (1986 b) se rapporte à une coulée

komatiitique de la région d'Alexo toujours dans la ceinture d'Abitibi, coulée dont l'épaisseur est de 16m et la teneur en MgO de la brèche sommitale de 29%. Dans cette formation, les niveaux de laves à spinifex surmontent la moitié inférieure de la coulée interprétée comme correspondant à un cumulat à olivine. Dans la figure 4-18 b sont reportées les valeurs de Al_2O_3 et TiO_2 en fonction de MgO. Là aussi, une évolution unique, linéaire est mise en évidence, les échantillons analysés se disposant sur une droite coupant l'axe des abscisses à des valeurs de l'ordre de 50% ce qui correspond bien aux teneurs en MgO des olivines de ce type de lave.

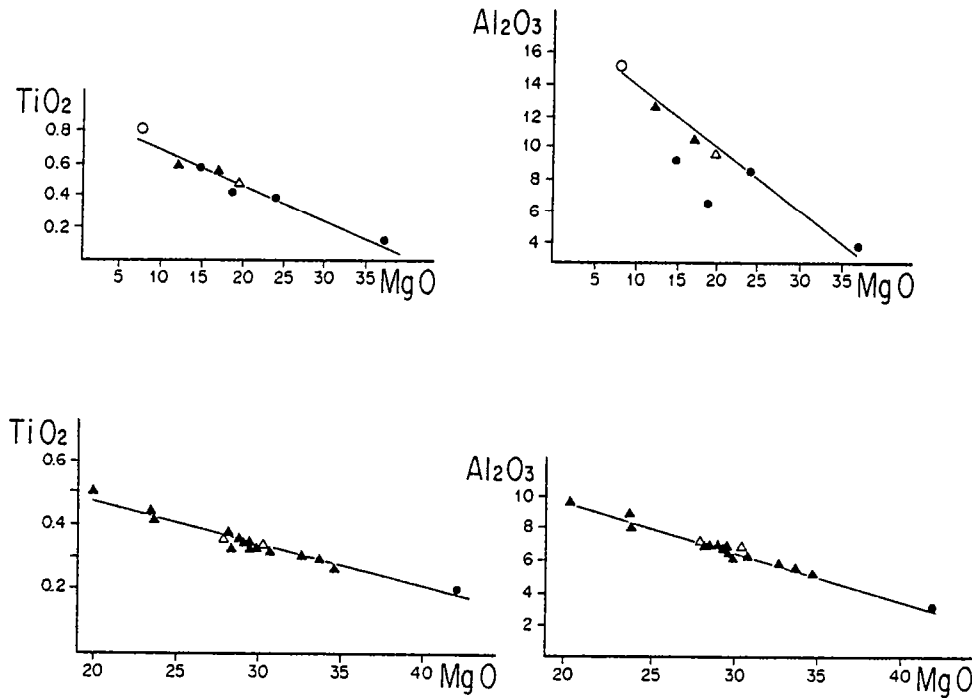


Fig. 4-18 : Coulées komatiitiques de la partie occidentale de la ceinture d'Abitibi, Canada: diagrammes TiO_2 , $Al_2O_3 = f(MgO)$ - valeurs anhydres.

(a) : "Fred's Flow", Munro Township, d'après Arndt (1977).

(b) : Coulée de la région d'Alexo, d'après Arndt (1986b).

Δ : A_1 = sommet bréchifié ; \blacktriangle : A_2 = texture spinifex ;

\bullet : B = zone cumulat ; \circ : gabbro.

En conclusion, il faut signaler que ces types d'évolution différents sont peut être reliés aux épaisseurs des coulées; les plus fines ($e < 10$ m - 1,24 m : MT Clifford ; 4m : Val d'Or; 9,30m : Finlande -Tipasjärvi) présentant une évolution de type "bimodal", les plus puissantes ($e > 10$ m - 16 m : Alexo, 120 m : coulée Fred) étant caractérisées par une évolution "linéaire".

4. L'apport des Terres Rares:

Bien qu'un chapitre ultérieur leur soit consacré, il est important dès maintenant d'annoncer les résultats des terres rares concernant la coulée décamétrique à spinifex en veines. Les spectres de Terres Rares des 7 échantillons de cette coulée komatiitique peuvent être séparés

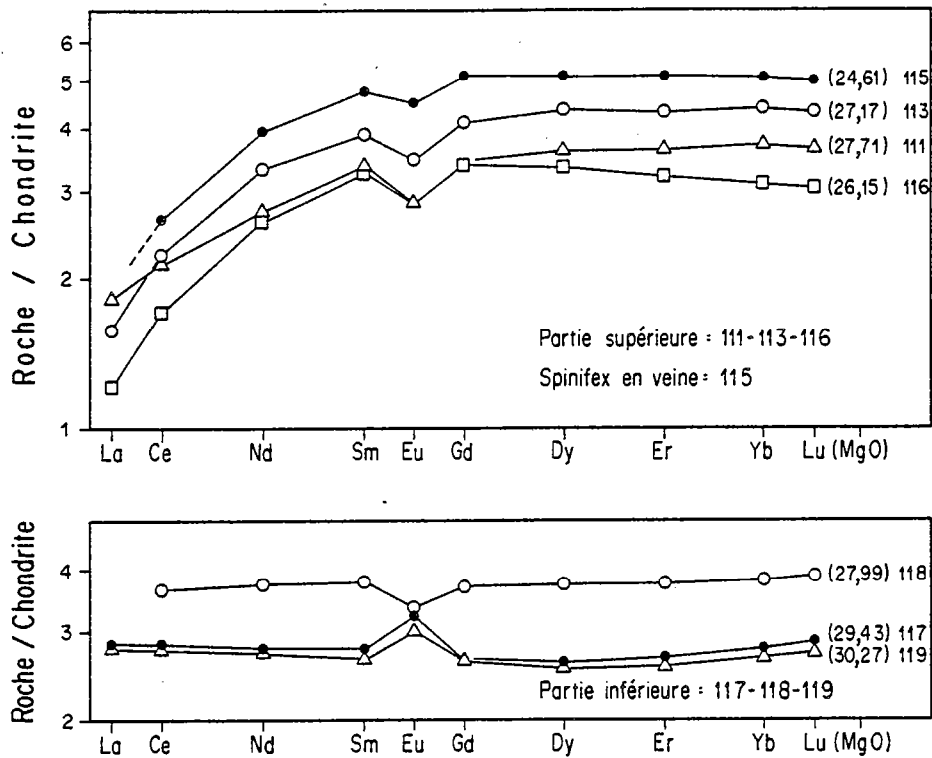


Fig. 4-19 : Spectres de Terres Rares des échantillons de la coulée différenciée à spinifex en veines.

Les chiffres entre parenthèses correspondent aux teneurs en MgO.

| | 111 | 113 | 115 | 116 | 117 | 119 | 118 |
|-------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| La | 0,574 | 0,492 | - | 0,380 | 0,899 | 0,878 | - |
| Ce | 1,751 | 1,805 | 2,156 | 1,383 | 2,292 | 2,270 | 2,931 |
| Nd | 1,650 | 1,994 | 2,393 | 1,559 | 1,637 | 1,647 | 2,220 |
| Sm | 0,652 | 0,756 | 0,925 | 0,622 | 0,527 | 0,506 | 0,729 |
| Eu | 0,209 | 0,251 | 0,330 | 0,209 | 0,233 | 0,217 | 0,240 |
| Gd | - | 1,070 | 1,329 | 0,881 | - | 0,674 | 0,947 |
| Dy | 1,192 | 1,432 | 1,672 | 1,099 | 0,837 | 0,816 | 1,209 |
| Er | 0,785 | 0,929 | 1,092 | 0,682 | 0,563 | 0,537 | 0,813 |
| Yb | 0,780 | 0,924 | 1,057 | 0,642 | 0,578 | 0,548 | 0,790 |
| Lu | 0,122 | 0,139 | 0,159 | 0,098 | 0,092 | 0,087 | 0,125 |
| $(La/Sm)_N$ | 0,54 | 0,40 | (0,40) | 0,37 | 1,04 | 1,06 | (0,95) |
| $(Gd/Yb)_N$ | (0,95) | 0,93 | 1,01 | 1,10 | (0,97) | 0,99 | 0,96 |

Tab. 4-17 : Teneurs en Terres Rares (ppm) des échantillons de la coulée à spinifex en veines.

en deux groupes (Fig. 4-19 et tableau 4-17).

(1) les spectres des 3 échantillons de la partie supérieure, ainsi que le spectre obtenu pour les spinifex en veines sont caractérisés par un fort appauvrissement des LREE $(La/Sm)_N = 0,37 - 0,54$ et présentent des spectres plats au niveau des HREE $(Gd/Yb)_N = 0,95 - 1,10$. Les Terres Rares Lourdes ont des teneurs de l'ordre de 3 à 5 fois les chondrites. Les anomalies négatives en Europium existent pour les 4 spectres étudiés.

(2) les spectres des 3 échantillons de l'ensemble basal sont quant à eux caractérisés principalement par des spectres plats : $(La/Sm)_N = 1,06 - 0,95$ et $(Gd/Yb)_N = 0,96 - 0,99$. Les teneurs en Terres Rares de ces échantillons sont comprises entre 2,5 et 4 fois les chondrites. Les anomalies en Europium sont variables mais existent toujours. Pour cet ensemble basal, on peut noter la relation inverse entre la teneur en MgO de la roche et sa richesse en Terres Rares.

L'allure générale de ces spectres se retrouve pour d'autres roches de la ceinture de Tipasjärvi (Jahn et al. 1980) et est connue dans d'autres ceintures archéennes de roches vertes (Arth et al. 1977 ; Sun et Nesbitt 1978 ; Whitford et Arndt 1978 ; Jahn et Sun 1979 ; Barnes, 1985) mais n'a jamais été décrite au sein d'une même coulée komatiitique différenciée. Les coefficients de partage de l'olivine et du clinopyroxène étant très faibles ou faibles, à partir d'un liquide komatiitique à spectre de Terres Rares plat (118), on ne peut pas obtenir un liquide fortement appauvri en LREE (partie supérieure de la coulée). Devant l'impossibilité de passer ainsi d'un type de spectres de Terres Rares à l'autre, nous devons donc envisager l'existence de deux venues magmatiques différentes correspondant vraisemblablement à un même degré de fusion partielle du manteau supérieur (les échantillons 111 et 118 ont à peu près les mêmes teneurs en MgO et SiO_2) mais qui proviennent de deux régions sources ayant des caractéristiques géochimiques initiales différentes. Ainsi, l'hypothèse formulée par les géologues de terrain décrivant, au sein d'une même et unique coulée, une évolution magmatique distincte pour la partie basale et pour la partie sommitale ne peut plus être supportée. Les Terres Rares montrent qu'il faut envisager l'existence de deux coulées ou deux venues magmatiques, superposées au sein d'un même empilement de laves sans qu'il y ait de critère géologique de terrain permettant de séparer ces deux venues (absence de zones bréchiques, pas de bordure refroidie au niveau de ce qui serait la limite entre les deux venues komatiitiques). La venue komatiitique supérieure montre des Spectres appauvris en LREE : ceci est compatible avec la cristallisation et l'accumulation de clinopyroxène. Connaissant les spectres de Terres Rares des gneiss gris constituant le socle environnant (Martin et al. 1983b ; Martin 1985) très enrichis en Terres Rares Légères - $(La/Yb)_N$ variant de 37 à 103 - nous pouvons aussi éliminer l'hypothèse de contamination crustale de ces coulées komatiitiques : les roches les moins riches en MgO sont les plus appauvries en Terres Rares Légères alors que toute trace de contamination crustale aurait un effet inverse. De la même façon, connaissant les spectres enrichis en LREE des tholéiites régionalement associées aux komatiites (Jahn et al. 1980), nous pouvons là aussi éliminer tout phénomène de contamination ou de mélange pour ces roches. Le spectre de Terres Rares pour l'échantillon à texture spinifex (115) semble bien s'intégrer dans cet ensemble supérieur. Nous aborderons ultérieurement les problèmes liés à sa genèse.

N'ayant pas ou peu de données de Terres Rares sur les coulées à spinifex pour lesquelles nous montrons une évolution bimodale pour les éléments majeurs (Barnes et al. 1974 ; Beswick 1983), nous ne pouvons donc dans ces cas-là, vérifier ce schéma.

Par contre, Whitford et Arndt (1978) ont mesuré les teneurs en Terres Rares de 7 échantillons de la coulée Fred (Abitibi - Canada) dans laquelle nous avons observé une évolution linéaire unimodale. Les spectres caractérisés par un léger appauvrissement en Terres Rares Légères et également un faible appauvrissement en Terres Rares Lourdes, sont parallèles entre eux. Ces spectres peuvent être reliés les uns aux autres par des processus de cristallisation fractionnée simple à partir du magma initial (composition de la brèche supérieure) ayant 20 % de MgO. De

même, l'étude détaillée de Barnes (1985) portant sur des coulées komatiitiques de la ceinture verte d'Abitibi a montré que la cristallisation fractionnée d'olivine et de sulfures peut expliquer les variations chimiques à l'intérieur de ces coulées. Les quarante spectres de Terres Rares publiés correspondant aux diverses zones des différentes coulées ne montrent en aucun cas la complexité que nous avons reconnue pour les spectres de la coulée de Tipasjärvi.

5° - Conclusion :

A partir des différents exemples traités se rapportant à des coulées komatiitiques : (a) de régions archéennes différentes mais d'âge similaire (2,6 - 2,7 Ga) ; (b) d'épaisseurs variables ; et (c) de teneur initiale en MgO de l'ordre de 25% et plus (seule la Fred's flow n'a qu'une valeur initiale en MgO = 20 %), nous mettons en évidence des évolutions différentes :

- des coulées macroscopiquement homogènes, massives pour lesquelles il n'y a pas de différenciation chimique notable et où seules des modifications morphologiques interviennent (cas des coulées komatiitiques à microspinfex de Tipasjärvi - Finlande);
- des coulées macroscopiquement différenciées présentant d'importantes variations chimiques où le modèle simple de Arndt et al.(1977) lié à la cristallisation constante d'une même phase minérale est confirmé par les Terres Rares (Whitford et Arndt, 1978) ;
- des coulées macroscopiquement différenciées mais dans lesquelles les variations chimiques peuvent s'expliquer par une double évolution affectant les parties sommitale et basale de la coulée. Ce type d'évolution, mis en évidence dans une coulée de la partie centrale de la ceinture de Tipasjärvi a été retrouvé dans d'autres coulées komatiitiques archéennes.

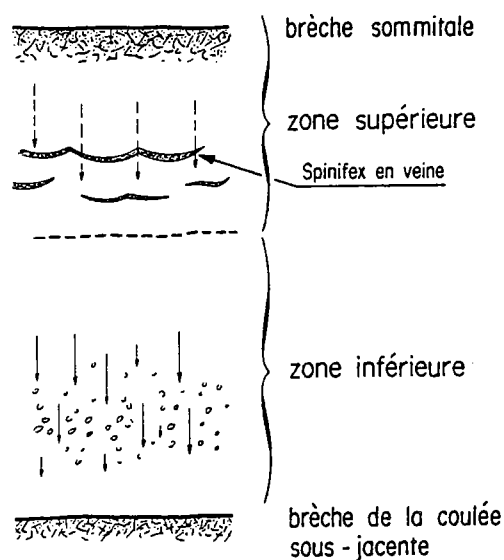


Fig. 4-20 : Schéma d'évolution de la coulée komatiitique différenciée à spinifex en veines de Tipasjärvi (Finlande orientale) ; d'après Blais et Auvray (1984).

Les flèches symbolisent la cristallisation et l'accumulation d'olivine (zone inférieure) et de pyroxène (zone supérieure).

Au vu des éléments majeurs et de quelques éléments en traces, nous avons proposé (Blais et Auvray, 1984) pour ce type de coulée l'évolution schématisée par la figure 4-20. En bref, par suite de l'existence de deux fronts thermiques (refroidissement) se propageant à partir du sommet et de la base de la coulée se développe une cristallisation fractionnée qui se traduit par la cristallisation et l'accumulation d'olivine vers la base alors que dans la partie sommitale cristallise et s'accumule le clinopyroxène. Si nous considérons les Terres Rares comme étant immobiles lors de l'altération et du métamorphisme, les contraintes introduites par ces éléments semblent nous conduire vers une interprétation quelque peu différente : les évolutions observées dans les zones A et B résulteraient, en dépit de ce qui est visible sur le terrain, de l'empilement sans doute rapide dans le temps (pas de bordure refroidie) de deux venues successives (dans le cas étudié) présentant au moins au niveau de certains éléments traces des caractéristiques spécifiques (Spectres appauvris ou non en LREE) - ou de la mise en place, en même temps, de deux liquides d'origines différentes et non miscibles.

En ce qui concerne les veines de spinifex, elles peuvent être interprétées comme le remplissage de craquelures apparaissant dans la coulée lors de son refroidissement. Les éléments majeurs et les éléments en traces semblent toutefois conduire à des interprétations contradictoires; en effet, les éléments majeurs permettent de considérer ce liquide comme le liquide résiduel de la partie inférieure de la coulée (Fig. 4-11) ; à l'inverse, les Terres Rares (Fig. 4-19) montrent que ce liquide ne peut être que le liquide résiduel de la partie supérieure dans laquelle intervient le clinopyroxène. Il nous est donc impossible en l'état actuel des données de résoudre ici ce problème. Ajoutons enfin qu'il n'est pas exclu, en ce qui concerne les spinifex, qu'il s'agisse aussi d'un remplissage plus tardif par un magma différencié ou non au cours d'un épisode effusif bien postérieur à celui qui donne la masse essentielle de l'unité étudiée ici.

Pour terminer et à la lumière des observations faites ici, j'insisterai sur un certain nombre de questions importantes dans le cas du fractionnement intra-coulées et pour la plupart desquelles je n'ai encore à l'heure actuelle que des réponses partielles.

(1) le rôle de la puissance des coulées : l'épaisseur a peut être un rôle déterminant quant au mode de refroidissement de la formation lavique; les coulées à évolution qualifiée de "bimodale" semblent être moins épaisses que celles à évolution "linéaire".

(2) le rôle de la température de mise en place : les travaux récents de Huppert et al. (1984) ont montré que la température élevée (1400 - 1700°C) de mise en place des laves komatiitiques archéennes pouvait provoquer la fusion des roches environnantes (komatiites, tholéiites ou sédiments) en creusant des chenaux d'érosion lors de l'écoulement et contaminer ainsi le magma. Il est bien certain que ceci doit influencer considérablement sur les mécanismes de fractionnement, ne serait-ce que sur la nature des minéraux qui fractionnent et sur les caractères géochimiques, en particulier les teneurs en Terres Rares (Dupré et al. 1984).

(3) le rôle de la viscosité du magma : liée pour une part importante au facteur précédent, cette viscosité a un rôle essentiel dans les processus d'écoulement (régime laminaire ou turbulent), par conséquent dans le caractère plus ou moins homogène d'une coulée et donc dans son aspect plus ou moins fractionné.

(4) le rôle du métamorphisme : la mise en évidence du processus de fractionnement repose pour une bonne part sur la mise en évidence de variations chimiques au sein des coulées. Or, dans bien des cas, y compris dans celui étudié ici, les roches ont été métamorphosées et les paragenèses primaires ont totalement disparu. On sait que les avis sont très partagés sur la mobilité ou non des éléments au cours de ce métamorphisme. Beswick (1982, 1983) a montré la mobilité de certains éléments chimiques (Si, Ce, Lu, Ca, Sr) lors de l'altération d'une coulée komatiitique. Piquet (1982), dans son étude sur les métacumulats archéens de la région de Kuhmo, conclut que seules des variations mineures interviennent au cours du métamorphisme dans le faciès schiste vert (addition

de CaO par carbonatation, perte de Al_2O_3 au cours de la trémolitisation du clinopyroxène magmatique, dispersion des teneurs en TiO_2 , par exemple); le problème des Terres Rares n'est toutefois pas soulevé dans cette étude. La mobilité des Terres Rares, notamment des LREE, au cours des phénomènes d'altération et de métamorphisme (Ludden et Thompson, 1979) s'oppose, au contraire, à la démonstration de leur relative immobilité (Menzies et al; 1979).

En conclusion, si le processus de cristallisation fractionnée est le phénomène majeur expliquant les différenciations à l'intérieur des coulées komatiitiques, les modalités de ce fractionnement sont par contre variables d'une coulée à l'autre et étroitement dépendantes des conditions physico-chimiques de la mise en place. Les quelques exemples traités ici le rappellent clairement.



CHAPITRE 5

LES ROCHES BASIQUES

Dans ce chapitre, je décrirai les principaux groupes de roches magmatiques basiques caractérisés par une grande variété de composition et une extrême diversité de texture et de composition minéralogique. Sans entrer dans le détail des classifications et en suivant Arndt et al. (1979), je regroupe ici toutes les roches magmatiques dont les teneurs en MgO vont de 18% (limite inférieure des roches ultrabasiques) jusqu'à environ 5% et des valeurs en SiO₂ s'étalant de à peu près 47% jusqu'à plus de 51%. Ainsi, seront décrits les anciennes coulées massives et tufs, actuellement sous la forme d'amphibolites, constituants majeurs de la ceinture, les laves en coussins, les rares formations bréchiques et les gabbros.

I - LES AMPHIBOLITES :

1° - Caractères généraux et modes d'affleurement :

Les amphibolites s.l. représentent à peu près 50% des formations constituant la ceinture étudiée. Regroupées sous le terme général de "mafic volcanites" par les collègues finlandais, ces roches métamorphiques forment la partie centrale de la ceinture de Suomussalmi, l'essentiel, avec un massif de gabbro, des volcanites de la région de Moisiovaara; elles sont un peu moins abondantes dans la région de Kuhmo et constituent, avec les coulées différenciées à spinifex, le coeur de la petite ceinture de Tipasjärvi. A quelques exceptions près, les structures volcaniques sont très rares.

Vartiainen (1970) a décrit pour la seule ceinture de Tipasjärvi, 5 types d'amphibolites :

- (1) les amphibolites à gros grain,
- (2) les amphibolites à grain fin,
- (3) les amphibolites amygdalaires,
- (4) les amphibolites litées et
- (5) les amphibolites renfermant des porphyroblastes de hornblende.

Tout en reconnaissant la diversité des types d'amphibolites, mais avec un souci de revenir à des structures volcaniques et des types pétrographiques simples, il me semble possible, sur des critères de terrain, de regrouper ces roches en 4 grands ensembles : (1) **des amphibolites litées**, à grain généralement fin, que l'on peut interpréter comme étant d'anciens tufs ou cendres volcaniques. De couleur vert-sombre, ces amphibolites montrent une foliation métamorphique bien exprimée et des microplis parfois abondants. (2) **des amphibolites massives à grain fin**, de teinte généralement vert-sombre, à grain fréquemment millimétrique ou plus, se présentant dans de rares affleurements sous la forme d'assises pouvant atteindre des épaisseurs de 2 à 4 mètres. Ces masses

amphibolitiques sont parfois associées à des parties bréchiques dont les éléments constitutifs sont centimétriques. Ces formations semblent correspondre à d'anciennes coulées massives, la déformation empêchant de déterminer de façon certaine le sommet ou la base de telles coulées. (3) **des amphibolites massives à grain moyen** pour lesquelles l'amphibole abondante, très souvent plurimillimétrique, est associée à des taches leucocrates. La structuration de ce type de roches est peu marquée et il n'y a pas de foliation clairement exprimée. L'interprétation de ces amphibolites est plus délicate. Peut-être s'agit-il d'anciens gabbros finement grenus ou de laves à gros grain.

Les amphibolites constituent le plus souvent des affleurements isolés, difficiles à interpréter en termes volcanologiques. Cependant, dans quelques cas, malgré l'intense déformation et l'érosion importante, il est possible d'observer des successions d'affleurements dans lesquels les coulées homogènes et massives, alternent avec des coulées à coussins ou sont associées à des amphibolites litées (anciens tufs) ou des brèches volcaniques, prouvant alors, sans ambiguïté, l'origine volcanique de ces formations. De même, quelques structures vacuolaires indiquant le sommet des coulées, ont pu être identifiées. (4) il faut également signaler l'existence d'un **quatrième groupe d'amphibolites vert-clair à grain fin**, représenté principalement dans la ceinture de Tipasjärvi, caractérisées macroscopiquement par leur teinte et un toucher plus onctueux que les amphibolites décrites précédemment. Nous verrons que, pétrographiquement, minéralogiquement et chimiquement, ces amphibolites sont différentes des précédentes.

2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques :

2.1. Les amphibolites litées :

Ces fines amphibolites sont caractérisées par une très belle foliation soulignée par de petits cristaux de hornblende verte constituant 70 à 80% de la roche. Ceux-ci se présentent sous la forme de petits prismes trapus à sections basales losangiques et de longueurs oscillant souvent entre 150 et 200 μ , ces prismes étant de plus caractérisés par un fort relief et un pléochroïsme dans les verts net et intense. Le fond de la roche est constitué par un assemblage microgranulaire, leucocrate, quartzo-feldspathique, auquel s'ajoutent quelques sphères globuleux, des minéraux opaques en proportions variables selon les échantillons et parfois de la clinozoïsite. Les seuls restes de structure ancienne sont de rares fantômes de cristaux de plagioclase, moulés par la foliation, et transformés actuellement en un agrégat de clinozoïsite + quartz + chlorite. Dans quelques cas, des filonnets de quelques dizaines de microns, recoupent la foliation et sont occupés par de la pennine, de la clinozoïsite ou de la calcite.

2.2. Les amphibolites massives à grain fin : que l'on peut interpréter sur le terrain comme étant d'anciennes coulées volcaniques présentent deux textures différentes :

2.2.1. Le cas le plus spectaculaire est matérialisé par une texture volcanique relativement nette, exprimée sous la forme de microlites feldspathiques rectangulaires de 100 à 200 μ de longueur, rappelant une texture fluidale, associés à de nombreuses petites baguettes fibreuses (150 μ) d'amphiboles nettement pléochroïques dans les verts et formant des gerbes rayonnantes divergentes. A ces minéraux principaux, il convient d'ajouter des granules de clinozoïsite, des biotites rectangulaires, quelques minéraux opaques, ainsi que quelques sphères.

2.2.2. L'autre texture n'est pas typiquement volcanique comme dans le cas précédent. Elle se caractérise par l'enchevêtrement nématoblastique d'amphiboles, légèrement pléochroïques dans les vert-pâles, aux extrémités effilochées, denticulées de façon caractéristique et dont la taille peut être millimétrique. L'angle d'extinction de ces minéraux ($Ng \wedge c$) est toujours faible ($\sim 10^\circ$). Il faut aussi noter la présence de quelques petites biotites (200 à 300 μ) et de chlorites magnésiennes le plus souvent disposées en nids et caractérisées par leur teinte de

polarisation vert-brun (clinocllore ?). Des plages d'épidotes granulaires ou des cristaux aciculaires (zo'isite + clinozo'isite) sont systématiquement présents. Les minéraux opaques et le sphène complètent la minéralogie. Le fond de la roche est occupé par de très petits cristaux de quartz et de plagioclases (An₁₅₋₂₀).

2.3. Les amphibolites massives à grain moyen correspondent à des roches de type grenu, plus ou moins déformées mais sans pour autant qu'il y ait apparition d'une foliation nette. La caractéristique de ces amphibolites est l'abondance -75 à 80 % de la roche- de grandes amphiboles dont la taille varie de 700 µ à plusieurs millimètres, pléochroïques selon les cas soit dans des teintes vert-pâle, soit dans des verts très soutenus et qui ont tendance à dessiner une esquisse de texture intersertale; les plages d'amphiboles s'enchevêtrent les unes dans les autres, ménageant des espaces occupés principalement par des minéraux incolores. En effet, ces espaces correspondent à un fond microgranulaire de plages de quartz et de plagioclase An₂₅ engrenées les unes dans les autres rappelant, pour certaines de ces roches des textures de cornéennes. A ces minéraux principaux, il convient d'ajouter la présence fréquente, de chlorites magnésiennes disposées en bouquet, de quelques paillettes de biotite, de clinozo'isite, de minéraux opaques et de rares granules de sphène souvent disposés autour de ces minéraux opaques. Quelques taches de calcite complètent la minéralogie.

Il est à noter que quelques amphibolites, principalement dans ce dernier type, montrent des textures de cornéification, de recuit thermique se traduisant par une texture granoblastique du "fond" des amphibolites avec développement, dans de rares cas, de hornblende en petits prismes losangiques automorphes et blastèse de nombreuses tourmalines millimétriques à plurimillimétriques. Cette cornéification est sans doute à mettre en relation avec la mise en place de plutons granitiques tardifs (Querré, 1985).

2.4. Les amphibolites vert-clair à grain fin, sont caractérisées par l'extrême abondance d'amphiboles incolores, souvent alignées et soulignant une forte foliation. Il s'agit de cristaux de trémolite-actinote se présentant sous la forme de baguettes automorphes, parfois aciculaires auxquelles sont associés des phénocristaux d'amphiboles plus trapus (dont la taille oscille de 700 µ au millimètre), légèrement pléochroïques dans les vert-pâle (anciennes hornblendes ?). Des cristaux fibreux de chlorite très légèrement pléochroïque de vert-pâle à incolore, auxquels il faut ajouter des minéraux opaques en cristaux généralement automorphes, viennent compléter cette minéralogie. Très rarement, il est possible d'observer quelques paillettes de talc et de serpentine.

Le métamorphisme et la tectonique ont, le plus souvent, masqué toute texture primitive. Malgré tout, mais avec beaucoup de précautions, certaines de ces textures peuvent être interprétées comme correspondant à d'anciennes roches volcaniques avec mésostase et phénocristaux où seuls les fantômes de phénocristaux d'amphiboles trapus semblent appartenir à une paragenèse ancienne.

3° - Composition chimique :

Les analyses montrent que les trois premiers groupes d'amphibolites sont chimiquement relativement homogènes, aussi ai-je présenté en annexe ces résultats sous la forme de tableaux établis selon un critère régional (amphibolites de Suomussalmi, de Kuhmo et de Tipasjärvi). La localisation des échantillons analysés est reportée en figure 5-1 et les moyennes des compositions chimiques dans le tableau 5-1. Les analyses de ces trois premiers types d'amphibolites sont relativement groupées et forment un ensemble assez homogène (MgO varie de 7 à 10% et SiO₂ de 47 à 52% environ) reflétant leur composition basaltique. Trois échantillons plus pauvres en MgO

| | AMPHIBOLITES A COMPOSITION BASALTIQUE | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------------|--------|--------|--------|------------|--------|
| | Suomussalmi | | Kuhmo | | Tipasjärvi | |
| | n = 9 | (√) | n = 9 | (√) | n = 12 | (√) |
| SiO ₂ | 49,35 | (1,17) | 49,98 | (1,32) | 50,29 | (1,91) |
| Al ₂ O ₃ | 15,38 | (0,60) | 13,89 | (0,63) | 14,75 | (0,66) |
| Fe ₂ O ₃ | 12,72 | (1,13) | 13,02 | (0,76) | 12,94 | (1,39) |
| MnO | 0,20 | (0,04) | 0,23 | (0,04) | 0,21 | (0,02) |
| MgO | 8,18 | (1,37) | 8,52 | (0,84) | 7,52 | (1,19) |
| CaO | 10,94 | (1,77) | 11,29 | (2,21) | 10,78 | (0,73) |
| Na ₂ O | 1,95 | (0,69) | 2,09 | (0,74) | 2,44 | (0,63) |
| K ₂ O | 0,33 | (0,21) | 0,14 | (0,06) | 0,12 | (0,06) |
| TiO ₂ | 0,85 | (0,12) | 0,74 | (0,09) | 0,85 | (0,19) |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | (0,02) | 0,10 | (0,02) | 0,11 | (0,01) |
| (PF) | (2,08) | | (2,04) | | (1,03) | |
| Zr | 50 | (8) | 45 | (7) | 55 | (16) |
| Y | 23 | (5) | 22 | (3) | 24 | (6) |
| Sr | 126 | (40) | 122 | (32) | 113 | (36) |
| Rb | 8 | (6) | 5 | (3) | 4 | (4) |
| Co | 53 | (3) | 63 | (9) | 61 | (3) |
| V | 278 | (28) | 281 | (42) | 310 | (35) |
| Ni | 152 | (180) | 488 | (278) | 270 | (162) |

Tab. 5-1 : Moyenne des compositions chimiques des amphibolites à chimisme basaltique de la ceinture de Suomussalmi (9 analyses), Kuhmo (9 analyses) et Tipasjärvi (12 analyses).

| | Finlande | | (1) | (2) | (3) |
|--------------------------------|----------|--------|--------|-------|------|
| SiO ₂ | 49,91 | (1,59) | 51,5 | 51,32 | 51,6 |
| Al ₂ O ₃ | 14,68 | (0,86) | 11,2 | 14,67 | 13,3 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,90 | (1,16) | 12,0 | 13,21 | 11,7 |
| MnO | 0,21 | (0,04) | - | 0,21 | 0,19 |
| MgO | 8,02 | (1,23) | 10,4 | 6,66 | 10,0 |
| CaO | 10,98 | (1,63) | 12,0 | 10,65 | 10,4 |
| Na ₂ O | 2,19 | (0,72) | 1,90 | 1,74 | 2,16 |
| K ₂ O | 0,19 | (0,16) | 0,17 | 0,22 | 0,11 |
| TiO ₂ | 0,82 | (0,16) | 0,61 | 0,92 | 0,65 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | (0,02) | 0,06 | - | - |
| (PF) | (1,65) | | (2,40) | | |
| Zr | 51 | (13) | 33 | - | - |
| Y | 23 | (5) | - | - | - |
| Sr | 120 | (37) | 100 | - | - |
| Rb | 6 | (5) | - | - | - |
| Co | 59 | (7) | 50 | 76 | - |
| V | 292 | (39) | 250 | - | - |
| Ni | 136 | (52) | 360 | 101 | - |
| Cr | 359 | (227) | 920 | 302 | |

Tab. 5-2 : Comparaison entre la moyenne des compositions chimiques des amphibolites de Finlande (30 analyses) et celle de roches basaltiques d'autres ceintures archéennes : (1) Komatiite basaltique (BK 1), Condie (1981). (2) Moyenne de 11 basaltes des ceintures de Lawlers et Mt Goode (Australie) d'après Naldrett et Turner (1977). (3) Moyenne des basaltes komatiitiques de Munro-Township (Canada), d'après Arndt et al. (1977).

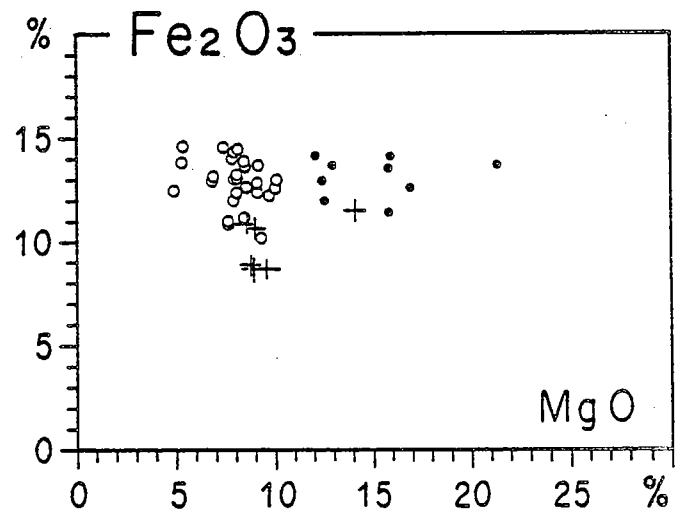
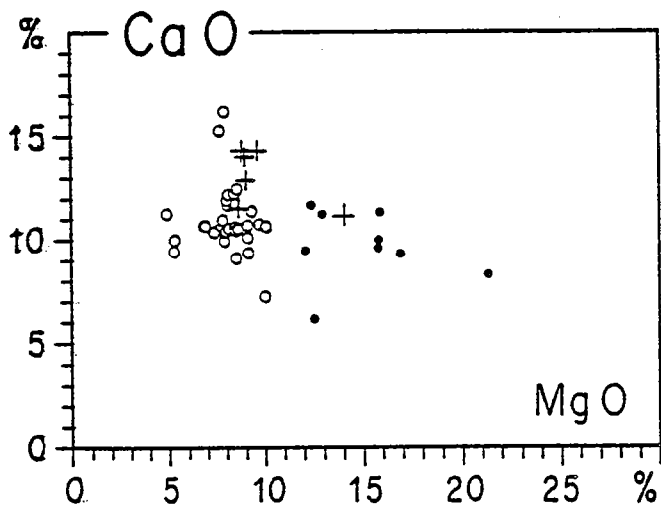
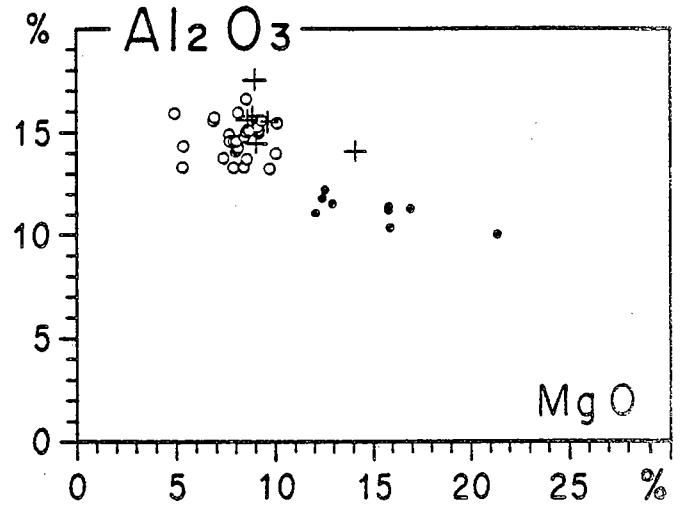
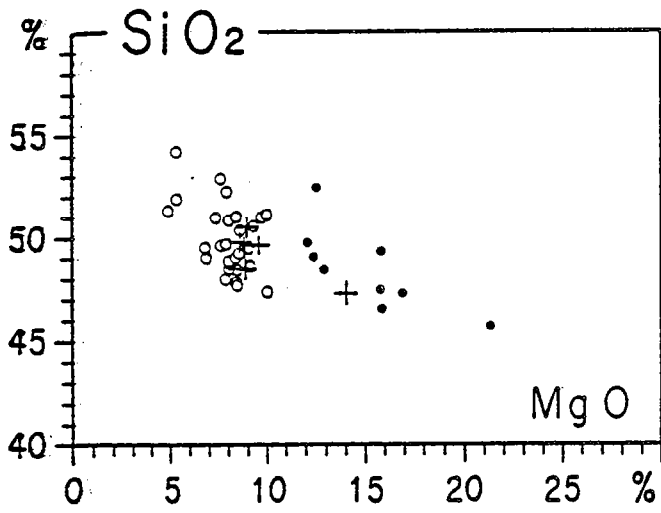


Fig. 5-2 : Diagrammes oxyde = f (MgO) relatifs aux amphibolites basaltiques (O), aux amphibolites magnésiennes (●) et au gabbro de Moisiovaara (+).

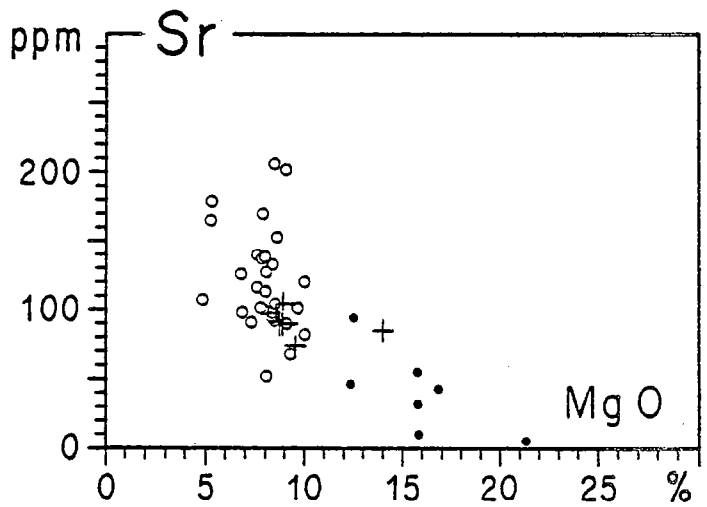
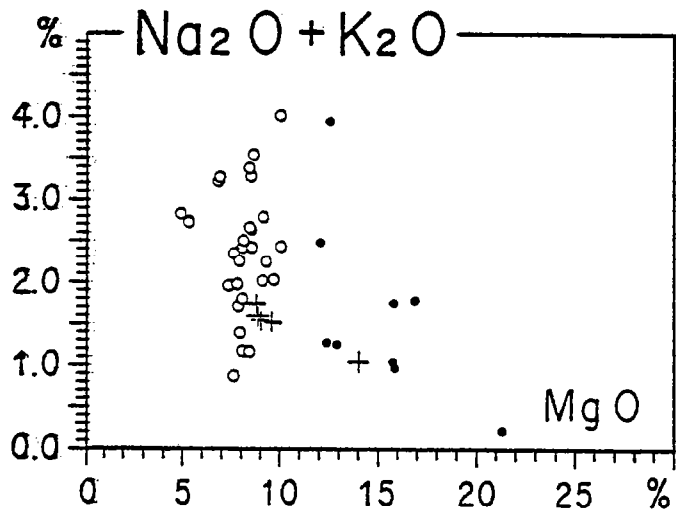
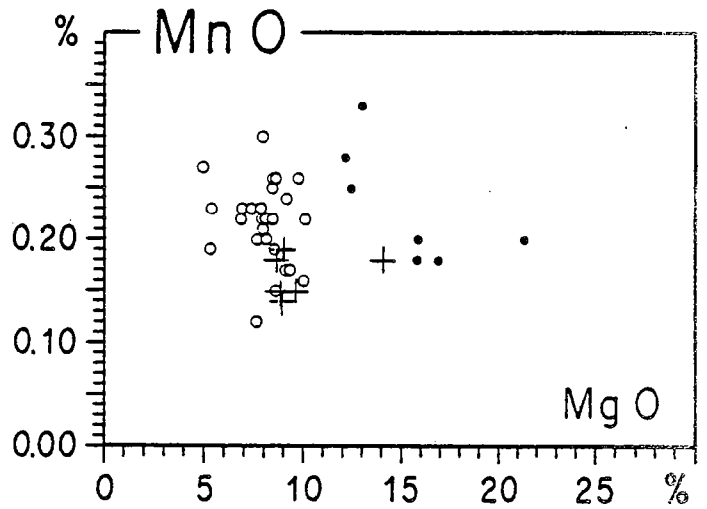
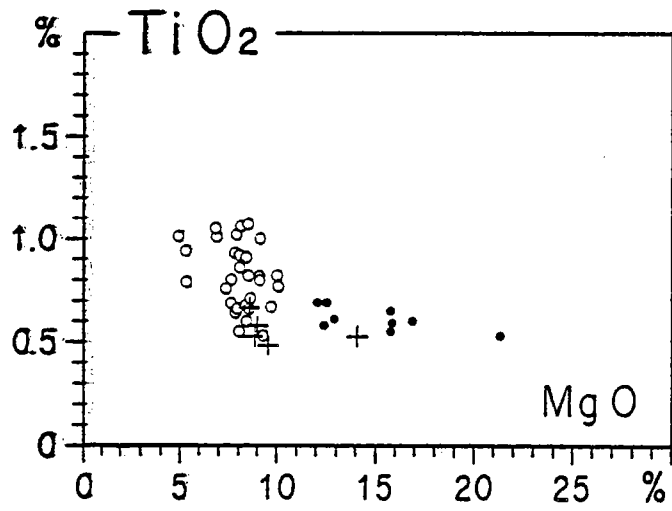


Fig. 5-2 (suite) · Diagrammes oxydes = $f(\text{MgO})$ et $\text{Sr} = f(\text{MgO})$. Mêmes symboles qu'en fig. 5-2.

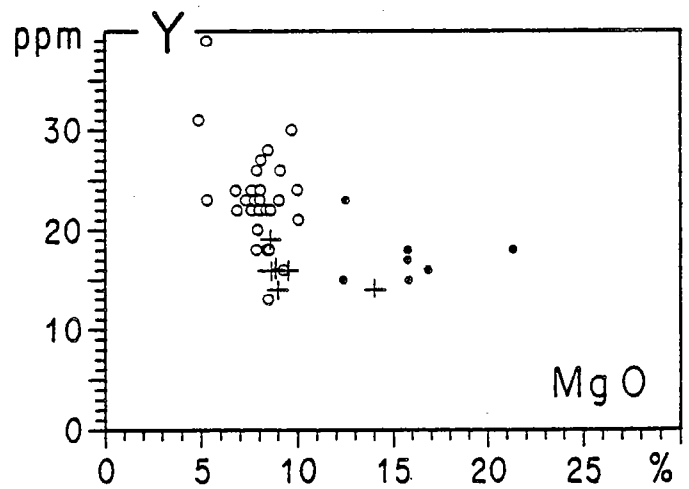
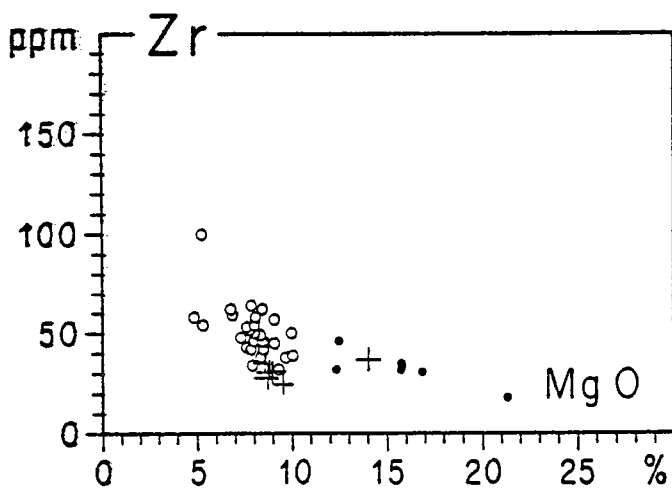
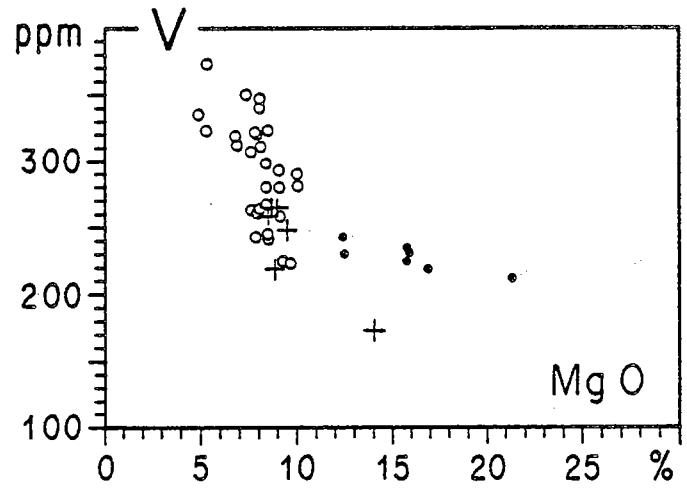
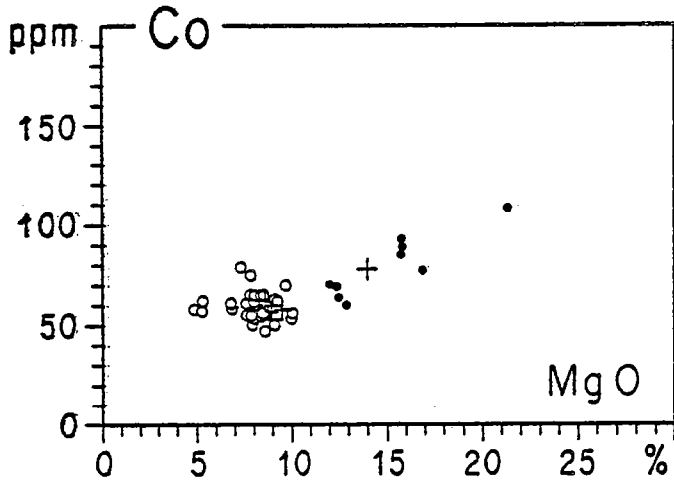
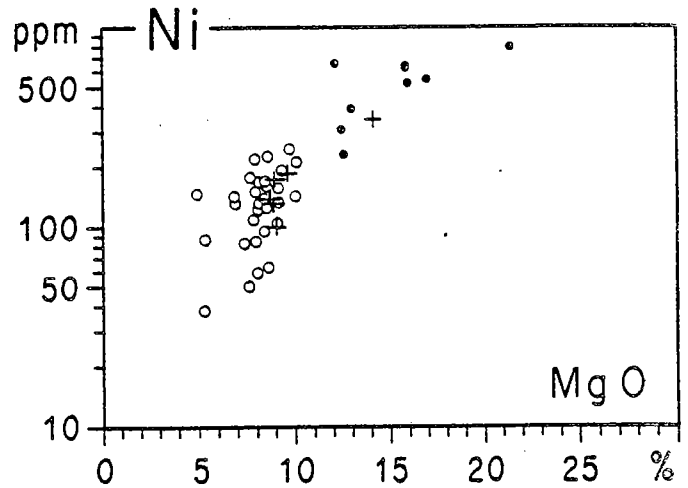
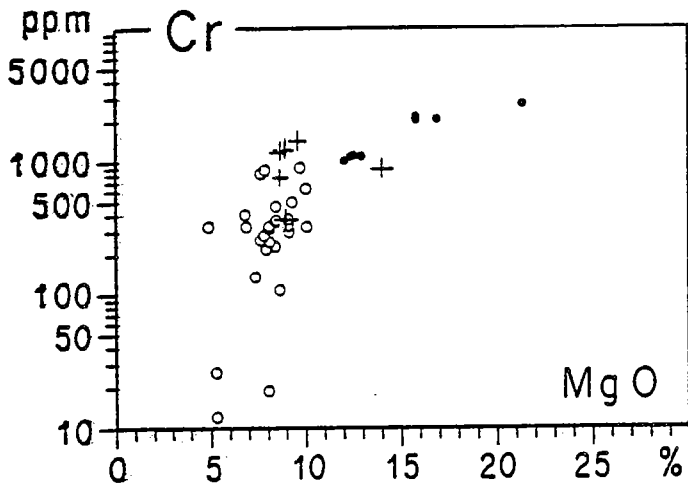


Fig. 5-3 : Diagrammes élément trace = f (MgO) relatifs aux amphibolites basaltiques (O) ; aux amphibolites magnésiennes (●) et au gabbro de Moisiavaara (+).

| Amphibolites magnésiennes | | |
|--------------------------------|----------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 48.25 | 2.08 |
| Al ₂ O ₃ | 11.17 | 0.72 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.93 | 0.90 |
| MnO | 0.17 | 0.07 |
| MgO | 15.73 | 2.78 |
| CaO | 9.49 | 1.73 |
| Na ₂ O | 1.53 | 1.09 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.05 |
| TiO ₂ | 0.60 | 0.05 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.01 |
| P.F. | (3.04) | |
| Nb | 1 | 0 |
| Zr | 33 | 8 |
| Y | 17 | 3 |
| Sr | 41 | 28 |
| Rb | 5 | 0 |
| Co | 84 | 14 |
| V | 228 | 10 |
| Ni | 524 | 181 |
| Cr | 1877 | 528 |

Tab. 5-3 : Moyenne des compositions chimiques des amphibolites magnésiennes (7 analyses).

(env. 5%) et pour l'un d'entre eux (S.823) un peu plus siliceux ($\text{SiO}_2 \sim 54\%$), s'en écartent quelque peu. La moyenne de ces amphibolites (30 analyses) est reportée dans le tableau 5-2 et est comparée : aux résultats publiés par Condie (1981) sous l'appellation de komatiite basaltique archéenne (BK 1), à la moyenne de 11 basaltes d'Australie (Naldrett et Turner, 1977) et à celle des basaltes komatiitiques de Munro Township, Canada (Arndt et al., 1977). A quelques détails près, les analyses des amphibolites de Finlande décrites précédemment sous les trois appellations amphibolites litées, massives à grain fin et massives à grain moyen, ne sont pas éloignées des analyses présentées ici, mettant en évidence leur caractère basique et leur composition globalement basaltique.

Par contre, le quatrième groupe d'amphibolites décrit sous le nom d'amphibolites vert-clair à grain fin, est chimiquement plus riche en MgO, les teneurs variant de 12 à 16% environ, l'amphibolite S. 829 dépassant même les 20%. Les analyses chimiques de ces roches, que je qualifierai d'amphibolites magnésiennes ou de basaltes magnésiens, sont reportées en annexe, la moyenne étant consignée dans le tableau 5-3.

Dans leur ensemble, les amphibolites de la région étudiée, présentent en fonction de MgO, des corrélations nettement négatives avec SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, V, Sr, Y et Zr (Fig. 5-2 et 5-3) alors que pour des éléments comme Cr, Ni et Co, ces corrélations sont positives. Les diagrammes CaO = f (MgO) et MnO = f (MgO) montrent que les amphibolites magnésiennes (MgO > 12%) dessinent une droite à corrélation négative alors que les autres amphibolites (MgO < 12%) constituent un nuage plus dispersé qui se s'aligne pas dans la lignée précédente. Lors de l'interprétation géochimique générale de la ceinture, j'aurai l'occasion de rediscuter ces diagrammes.

II - LES LAVES EN COUSSINS :

Les laves en coussins sont les manifestations évidentes d'un volcanisme sous-marin. Les observations de terrain, associées aux données cartographiques des collègues finlandais, montrent une répartition relativement régulière des affleurements de ces laves en coussins avec cependant une plus grande densité d'affleurements dans la région de Siivikkovaara, au Nord du lac Ontojärvi (Fig. 5-1 en annexe).

1° - Caractères généraux et modes d'affleurement :

Ces formations volcaniques sous-marines sont très variées tant du point de vue morphologique que du point de vue de leurs relations mutuelles.

De quelques dizaines de centimètres pour certaines, sans différence importante entre le grand et le petit axe, la taille est, pour d'autres laves en coussins au contraire, caractérisée par des dimensions plus grandes et très différentes selon l'axe mesuré. De telles variations ont été également signalées pour des laves en coussins dans des terrains archéens par Nisbet et al. (1977), Pyke et al. (1973).

Morphologiquement, certaines de ces laves en coussins sont fortement dissymétriques (face inférieure concave moulant le coussin inférieur - face supérieure convexe, bombée régulièrement, recouverte par le coussin sus-jacent), permettant ainsi de déterminer la polarité de la pile volcanique. Dans d'autres affleurements au contraire, la tectonique a intensément déformé les coussins, provoquant un allongement général leur donnant alors une forme en fuseaux (Planche VII). Cette déformation tend parfois, comme je l'ai déjà signalé pour les laves ultrabasiques en coussins, à faire disparaître les caractères propres aux coussins, rendant ainsi leur détermination sur le terrain parfois délicate et imprécise. D'une façon générale, il faut noter qu'il y a peu de matrice entre les coussins, que certains d'entre eux sont entourés d'une couronne externe de 1 à 5 centimètres d'épaisseur, de couleur différente et à grain plus fin que la partie centrale. Ceci, de façon classique, correspond à une bordure figée. Quelquefois (Ech. 77-50, Pahakangas), une matrice bréchique de teinte noire entoure les coussins rappelant l'aspect des hyaloclastites. La présence d'une couronne externe constituée de varioles blanchâtres de 3 à 7 millimètres de diamètre est à signaler dans quelques affleurements. De telles laves riches en varioles sont fréquentes dans les ceintures archéennes (Viljoën et Viljoën, 1969 c; Hallberg et Williams, 1972 ; Nisbet et al., 1977 par exemple).

2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques :

Contrairement aux pillow-lavas ultrabasiques, les laves basiques en coussins (MgO < 13%), présentent sur le terrain une couleur vert sombre caractéristique, due à la présence dominante de hornblende. Ce minéral dominant, fortement pléochroïque dans les vert-pâle à vert soutenu, constitue un fin feutrage et présente généralement une disposition en gerbe.

Les plagioclases, de forme squelettique, longs de 400 μ ou moins, sont, quand ils existent, creux à leurs extrémités, présentant une morphologie fourchue caractéristique d'un refroidissement rapide. La taille des plagioclases est légèrement plus importante vers le coeur du coussin.

A cette minéralogie principale, il convient d'ajouter de nombreux granules d'épidotes, du sphène, des minéraux opaques, parfois quelques cristaux de biotite, le tout reposant sur un fond leucocrate, granoblastique de très petite taille. Pour les coussins qui s'avèreront être chimiquement les plus magnésiens (MgO proche ou légèrement supérieur à 12%), l'amphibole est généralement une

| PILLOWS BASALTIQUES | | |
|--------------------------------|---------|-------|
| | Moyenne | sigma |
| SiO ₂ | 50.77 | 1.91 |
| Al ₂ O ₃ | 14.93 | 1.22 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.89 | 1.45 |
| MnO | 0.20 | 0.05 |
| MgO | 7.43 | 1.27 |
| CaO | 11.36 | 1.78 |
| Na ₂ O | 2.32 | 0.98 |
| K ₂ O | 0.25 | 0.25 |
| TiO ₂ | 0.77 | 0.06 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.05 |
| P.F. | (1.30) | |
| Nb | 2 | 1 |
| Zr | 45 | 9 |
| Y | 21 | 3 |
| Sr | 121 | 47 |
| Rb | 10 | 16 |
| Co | 63 | 21 |
| V | 277 | 12 |
| Ni | 189 | 69 |
| Cr | 519 | 256 |

Tab. 5-4 : Moyenne des compositions chimiques des laves en coussins à chimisme basaltique (11 analyses).

| PILLOWS MAGNESIENS | | |
|--------------------------------|---------|-------|
| | Moyenne | sigma |
| SiO ₂ | 48.73 | 0.85 |
| Al ₂ O ₃ | 11.14 | 1.10 |
| Fe ₂ O ₃ | 13.33 | 1.02 |
| MnO | 0.27 | 0.03 |
| MgO | 12.73 | 0.84 |
| CaO | 11.65 | 1.05 |
| Na ₂ O | 1.18 | 0.45 |
| K ₂ O | 0.30 | 0.20 |
| TiO ₂ | 0.60 | 0.11 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.03 |
| P.F. | (2.09) | |
| Nb | 1 | 0 |
| Zr | 31 | 9 |
| Y | 16 | 3 |
| Sr | 87 | 36 |
| Rb | 11 | 8 |
| Co | 68 | 7 |
| V | 246 | 27 |
| Ni | 315 | 74 |
| Cr | 1264 | 331 |

Tab. 5-5 : Moyenne des compositions chimiques des laves en coussins plus magnésiennes (8 analyses).

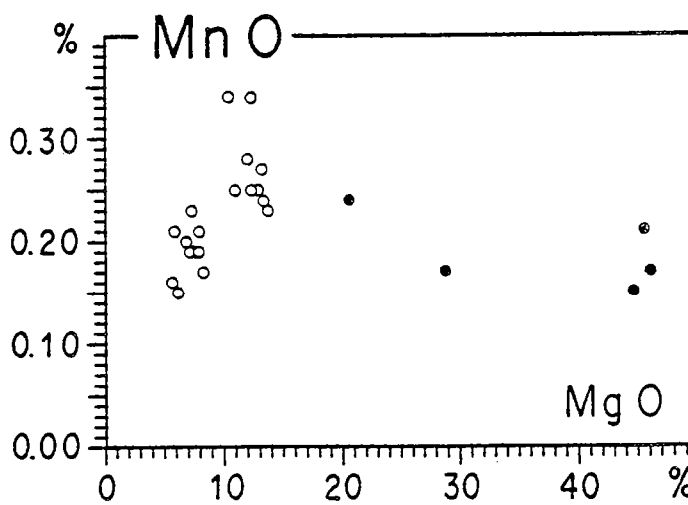
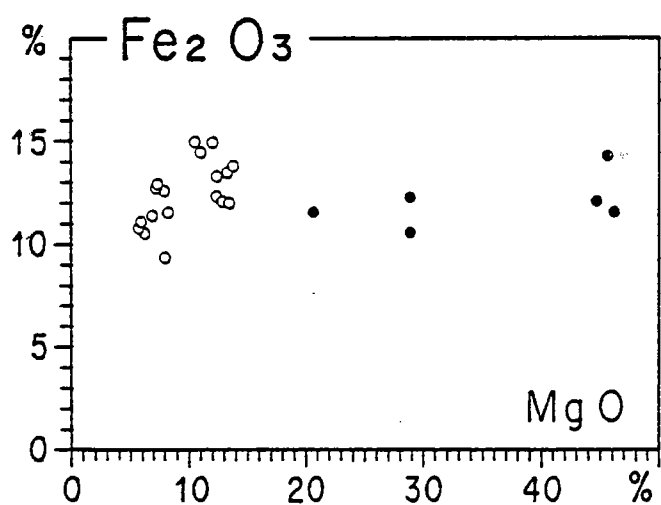
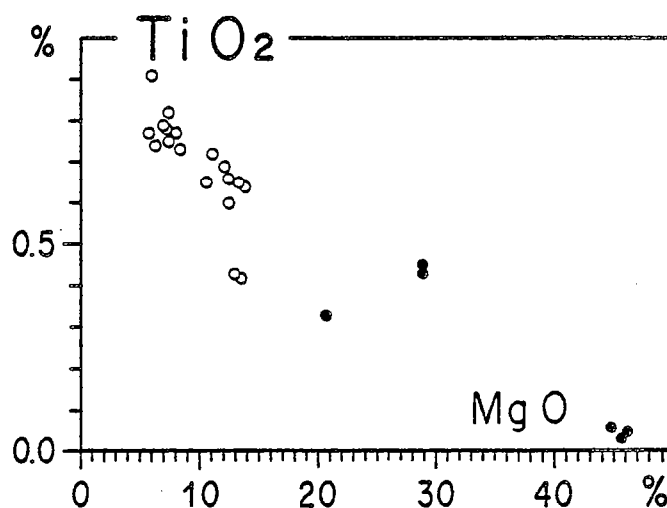
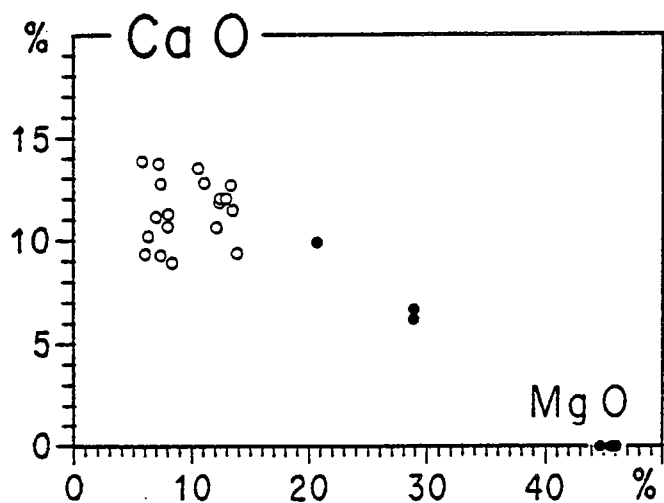
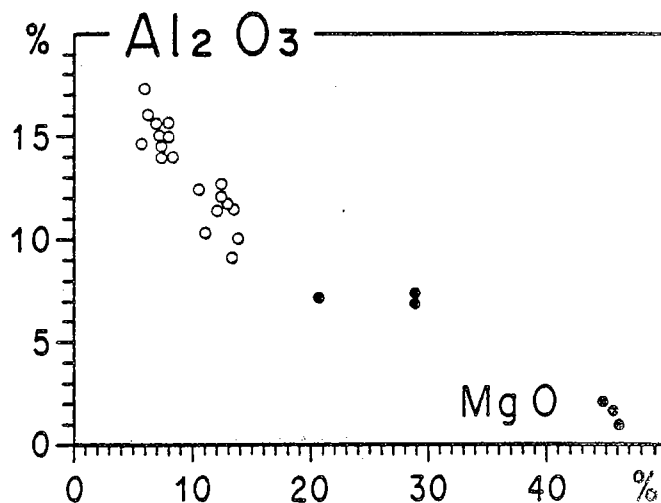
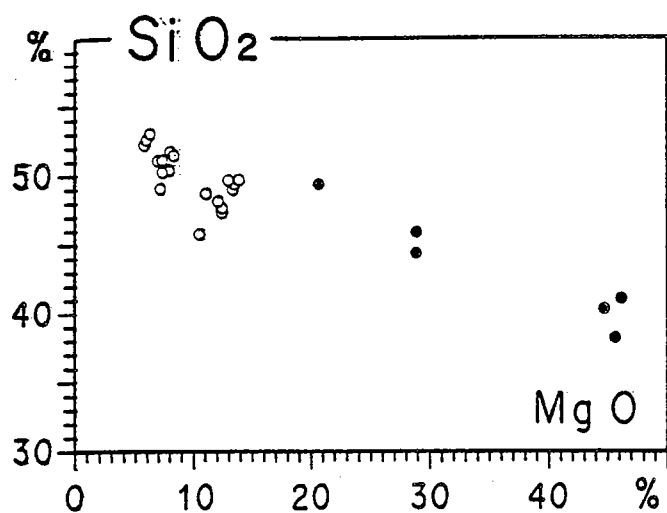


Fig. 5-4 : Diagrammes oxyde = f (MgO) montrant l'évolution des laves en coussins ultra-basiques (●), magnésiennes et basiques (○).

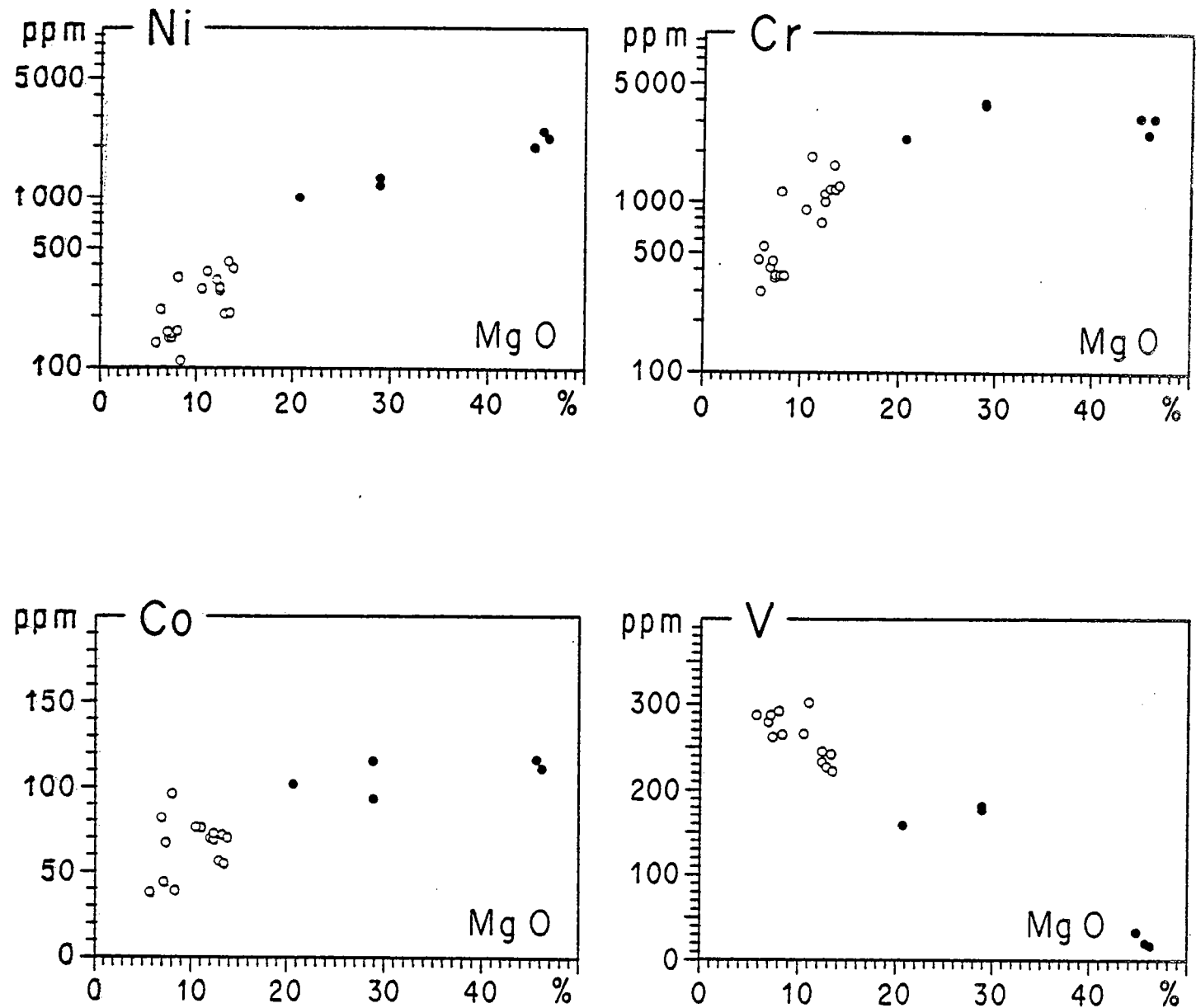


Fig. 5-5 : Diagrammes élément trace = f (MgO) montrant l'évolution des laves en coussins ultrabasiques (●), magnésiennes et basiques (○).

clino-amphibole incolore, présentant des contours denticulés peu nets aux extrémités, $Ng \wedge C = 15-17^\circ$, de type trémolite-actinote alors que la chlorite magnésienne polarisant dans des teintes brun-cuivre caractéristiques est présente. Les varioles, quand elles existent, sont constituées d'un assemblage de plagioclases granoblastiques associés à de nombreuses épidotes, quelques biotites brunes, des hornblendes disposées en gerbes auxquelles s'ajoutent quelques rares sphènes et minéraux opaques.

3° - Composition chimique :

Les analyses chimiques des laves en coussins sont consignées en annexe avec les analyses chimiques de pillow-lavas publiées par Hanski (1980). Les moyennes des compositions sont reportées dans les tableaux 5-4 et 5-5. Ces données sont reportées dans les diagrammes rectangulaires en fonction de MgO (Fig. 5-4 et 5-5). Sur ces diagrammes sont également placées les valeurs des pillow-lavas ultrabasiques dont la chimie avait été très rapidement discutée dans le chapitre 4. En considérant l'ensemble de ces formations (basiques et ultrabasiques), ce qui caractérise avant tout ces laves en coussins, c'est la large gamme de composition puisque les coussins basiques ont des compositions basaltiques ($MgO \sim 7\%$, $SiO_2 \sim 51\%$); d'autres présentent des valeurs plus élevées en MgO, supérieures à 12% et que je regroupe sous le nom de coussins magnésiens; pour aller jusqu'à des compositions d'ultrabasites discutées dans le chapitre précédent. Les diagrammes des figures 5-4 et 5-5 montrent clairement, en fonction des variations en MgO, une corrélation inverse pour SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , V et CaO. Dans ce dernier cas, on peut noter un certain étalement des valeurs de CaO pour les laves en coussins à chimisme basaltique. Par contre, toujours dans ces mêmes diagrammes, les corrélations avec Cr, Ni et Co sont nettement positives. Le fer ne montre pas quant à lui de variation systématique. Les valeurs obtenues pour P_2O_5 ne semblent pas significatives et celles pour MnO montrent une corrélation négative en fonction du MgO mais avec une chute non négligeable des valeurs en MnO pour les termes les plus basaltiques.

Sur trois échantillons de laves en coussins, des couples coeur-bordure ont été prélevés : S 263 b - S 264 c ; S 100 b - S 99 c et S 375 b - S 374 c. Les variations du coeur vers le bord peuvent se résumer ainsi :

- enrichissement en SiO_2
 - enrichissement global en alcalins, surtout net en ce qui concerne Na_2O .
- Les autres éléments ne semblent pas présenter de variation systématique et régulière.

III - LE GABBRO DE MOISIOVAARA :

Le gabbro de Moisiavaara constitue une suite d'affleurements assez régulièrement répartis dans la partie centrale de la ceinture, principalement selon une bande orientée Nord-Sud, au Nord de cette localité (Fig.5-1).

1° - Caractères généraux et mode d'affleurement :

Sur le terrain, la roche est caractérisée par son aspect massif, homogène à grain plurimillimétrique à centimétrique. Cette texture largement grenue laisse place à des passées également homogènes mais à grain légèrement plus fin, ne dépassant pas 2 à 3 mm. Dans d'autres cas, les passées homogènes, massives jouxtent les zones où la roche est déformée selon des structures grossièrement orientées Nord-Sud ou proches de cette direction. De plus, existent des affleurements où la structuration n'est apparemment soulignée que par un alignement des

amphiboles, toujours en direction méridienne.

Une autre caractéristique macroscopique de cette roche grenue, est de présenter des sortes de "fissures de retrait", que l'on peut rapprocher de structures de refroidissement donnant à la roche un aspect craquelé, la débitant ainsi selon des blocs parallélépipédiques ou dans d'autres cas sous la forme de lentilles plus ou moins ovoïdes. Peut être pouvons-nous voir ici les indices d'un refroidissement certes lent pour que la texture grenue puisse se développer, mais à un niveau de mise en place assez superficiel pour que de telles structures puissent apparaître.

| MOISIOVAARA | | |
|--------------------------------|----------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 49.60 | 0.66 |
| Al ₂ O ₃ | 15.79 | 0.98 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.59 | 1.00 |
| MnO | 0.16 | 0.02 |
| MgO | 8.96 | 0.32 |
| CaO | 13.43 | 1.10 |
| Na ₂ O | 1.78 | 0.43 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.03 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.06 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.01 |
| P.F. | (2.43) | |
| Zr | 30 | 3 |
| Y | 16 | 2 |
| Sr | 91 | 10 |
| Co | 58 | 3 |
| V | 251 | 17 |
| Ni | 147 | 31 |
| Cr | 995 | 380 |

Tab. 5-6 : Moyenne des compositions chimiques du gabbro de Moisiovaara (5 analyses). L'échantillon 77-143, plus magnésien, n'a pas été pris en compte pour cette moyenne.

2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques :

La principale caractéristique microscopique de ce gabbro à texture grenue est d'être très intensément altéré, tout minéral magmatique ayant pratiquement disparu. Le seul indice de minéral magmatique antérieur est la présence, dans quelques rares cas, de lattes plurimillimétriques

de plagioclase où sont encore reconnaissables des traces de mâcles polysynthétiques ($An_{30-35}?$). Dans la majorité des lames étudiées, ce qui peut être interprété comme un fantôme de plagioclase n'est en fait qu'un mélange de minéraux où dominent les épidotes principalement (clinozoïsite + pistachite), associées à de petits sphènes et quelques minéraux opaques. Le deuxième constituant important de ce métagabbro est une amphibole incolore, de 2 à 4 mm et dont les extrémités sont très effilochées. Les caractéristiques optiques permettent de rapprocher cette amphibole de la famille des trémolites-actinotes.

Le reste de la roche est constitué par de petits cristaux de chlorite magnésienne, de rares cristaux de quartz interstitiel dans le fond de la roche auxquels s'associent dans certains cas de rares paillettes de biotite et quelques taches de carbonate. Dans l'échantillon le plus magnésien (77-143), de nombreuses fines aiguilles d'amphiboles incolores (trémolite-actinote) s'ajoutent aux grandes amphiboles dessinant la trame de la texture grenue.

3° - Composition chimique :

Les analyses chimiques effectuées sur ce métagabbro sont reportées en annexe et la moyenne des compositions chimiques dans le tableau 5-6. Cinq analyses bien groupées, sont caractérisées par une composition basaltique, les teneurs en MgO de l'ordre de 8,40 - 9,30% alors que la silice varie de 47,10 à 49,70%. Par contre, un échantillon (77-143) se démarque nettement de ce groupe et n'a pas été pris en compte pour le calcul de la moyenne car il est beaucoup plus magnésien (MgO = 13,20 %), nettement moins siliceux (44,50%). Ce caractère plus magnésien se traduit également par une richesse en nickel plus importante. De plus, ce métagabbro de Moisiovaara se caractérise par des teneurs en TiO_2 relativement faibles (0,47 - 0,65 %).

En le comparant aux amphibolites précédemment décrites, ce gabbro de Moisiovaara (Fig. 5-2 et 5-3) en est chimiquement proche bien qu'un certain nombre de caractères spécifiques puissent être notés : le gabbro est un peu plus pauvre en TiO_2 , Fe_2O_3 et V mais est relativement riche en Cr, Al_2O_3 et CaO, ces deux derniers éléments chimiques traduisent vraisemblablement la richesse de la roche en plagioclase basique.

IV - LES FORMATIONS BRÉCHIQUES :

Tant par le volume qu'elles représentent que par leur signification génétique (Parsons, 1969 ; Schmid, 1981) les brèches volcaniques revêtent une grande importance dans tout édifice volcanique.

Des roches volcaniques bréchiques à chimisme ultrabasique ont été reconnues et décrites par Gélinas et al. (1977), Stamatelopoulou-Seymour et Francis (1980 a), Saverikko (1983 a et b), parmi d'autres. Les roches volcanoclastiques sont, dans ces cas, intimement associées aux coulées de laves komatiitiques. A La Motte Township, Québec, Gélinas et al. (1977) en décrivent 2 types (1) des tufs à grain fin déposés dans des chenaux entre les coulées à pillow-lavas, et (2) des brèches contenant des fragments anguleux résultant de la bréchification de coulées de laves ultrabasiques. A ces fragments typiquement volcaniques, ces auteurs précisent également que doit intervenir une composante sédimentaire.

Dans la ceinture étudiée ici, la reconnaissance des brèches volcaniques est très délicate car les affleurements reconnus sont très peu nombreux, l'érosion ayant vraisemblablement dégagé ces produits volcaniques initialement très friables. De plus, le chimisme des produits émis favorise plutôt les phénomènes effusifs et non la genèse de produits explosifs. Je dois cependant rappeler que de nombreuses amphibolites à grain fin ont été interprétées comme d'anciens tufs

métamorphisés.

Les formations bréchiques sont bien exprimées dans la région de Siivikkovaara (Hanski, 1980). Dans ce cas, les coulées massives basiques ou ultrabasiques, parcourues par d'abondants joints polygonaux interprétés comme fissures de retrait, alternent avec des passées décamétriques entièrement bréchifiées (Planche VIII). Ces brèches sont constituées par des éléments anguleux pour la plupart, dont la taille varie de 1 à 10 cm, de teinte vert-clair, présentant une bordure externe caractéristique de 2 à 8 mm, de couleur blanche - due à un enrichissement en talc - éléments bréchiques noyés dans une matrice à grain fin. L'association de ces brèches aux coulées massives leur confère une origine autoclastique, fragmentation locale des coulées au cours du refroidissement.

Les autres brèches volcaniques reconnues dans la ceinture sont également de type autoclastique et sont, comme nous l'avons vu précédemment, associées aux coulées différenciées à texture spinifex, constituant la partie sommitale de la coulée.

V - LES GABBROS ET AMPHIBOLITES RICHES EN TITANE :

A côté du gabbro de Moisiovaara et des amphibolites constituant l'essentiel de la ceinture, il existe d'autres types de gabbros principalement et d'amphibolites constituant un groupe homogène caractérisé par une richesse importante en TiO_2 .

1° - Caractères généraux et modes d'affleurement :

Les roches gabbroïques s.l. représentent un faible pourcentage des roches basiques constituant l'ensemble de la ceinture (5 à 10%). Sur le terrain, elles sont caractérisées par leur aspect massif et leur texture grenue plurimillimétrique à centimétrique où dominent les taches noires verdâtres d'amphiboles associées à des ensembles blanchâtres recouverts souvent d'une patine ocre-brune. Excepté le gabbro de Moisiovaara qui constitue une entité géologique bien individualisée tant du point de vue terrain que chimique, les gabbros se présentent le plus souvent en affleurements isolés ou associés à des amphibolites qui, elles, sont caractérisées par une foliation métamorphique nette. Il est parfois possible d'observer le passage, par déformation progressive, de gabbros homogènes à des amphibolites à grain gros à moyen de type "flaser-gabbro".

Les gabbros sont peu abondants dans la partie septentrionale de la ceinture (région de Suomussalmi) mais constituent dans la région de Kuhmo et dans la ceinture de Tipasjärvi, soit des massifs isolés pour lesquels, en l'absence de tout contexte géologique, il est difficile voire même impossible de reconstituer l'environnement géologique, soit des masses grenues associées à des amphibolites à grain plus fin pouvant alors évoquer une association roche plutonique, roche hypovolcanique et lave. La déformation et le métamorphisme subis par ces roches empêchent en fait toute reconstitution certaine du site de mise en place ainsi que toute spéculation sur les relations avec les roches environnantes.

2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques :

La texture grenue à tendance intersertale est dessinée par les lattes parfois parfaitement individualisées et rectangulaires de plagioclase, associées à de grands cristaux d'amphibole verte.

Les plagioclases plurimillimétriques (An_{20} à An_{40}), présentent le plus souvent des macles polysynthétiques visibles. Dans de rares cas, il a été observé un zonage rappelant le caractère

magmatique de ce minéral. Malheureusement, les effets du métamorphisme ont altéré ces minéraux les recouvrant systématiquement de nombreux petits cristaux d'épidotes. Cette surcharge d'abondants granules d'épidotes, auxquels s'ajoutent également des paillettes micacées (séricite) correspondent à la rétro-morphose des minéraux magmatiques vraisemblablement initialement plus basiques.

La hornblende, elle aussi en cristaux plurimillimétriques à centimétriques, est intensément pléochroïque, généralement dans les teintes vert-bleutées (hornblende pargasitique ?), le coeur des cristaux ayant généralement une couleur légèrement plus claire. L'examen attentif des lames montre en fait que ces amphiboles sont le résultat de l'altération d'un clinopyroxène magmatique initial, encore visible dans de rares cas. Ce pyroxène incolore à légèrement rosé est en effet systématiquement en voie ouralitisé, cette transformation étant évidente sur les franges des cristaux.

A cette trilogie principale (plagioclase - pyroxène - amphibole), il convient d'ajouter un certain nombre de minéraux accessoires de taille plus réduite :

- des cristaux de biotite parfois légèrement chloritisés, longs de 300 à 400 μ sont dans certains gabbros régulièrement répartis dans la roche.
- les sphènes se présentent sous la forme de granules, généralement de 300 à 400 μ de diamètre, dépassant dans quelques cas le millimètre. Ces minéraux sont très souvent recouverts de minéraux opaques.
- les minéraux opaques (ilménite - pyrite) sont donc soit plaqués sur les sphènes, soit répartis isolément dans la roche.
- les épidotes recouvrent abondamment les cristaux de plagioclase mais existent sous la forme de globules (clinozoïsite) de 150 à 200 μ de diamètre, entre les cristaux principaux.
- il faut signaler également la présence de rares zircons inclus dans les biotites; de rares cristaux d'apatite, ayant des longueurs de 350 à 400 μ complètent la minéralogie.
- Le quartz, dans certaines roches gabbroïques, est présent dans le "fond" de la roche sous la forme de petits cristaux disposés telle une mosaïque, cristaux dessinant une texture granoblastique nette aux contours hexagonaux. Ces quartz sont alors souvent associés à de petites hornblendes poeciloblastiques hexagonales. Une telle texture n'est pas sans évoquer un phénomène de recuit, une influence thermique tardive sur ces roches.

L'échantillon 77-37 correspondant à une amphibolite à grain fin, a été prélevé à proximité de l'échantillon 77-36 qui, lui, est un gabbro. Microscopiquement, cette amphibolite est constituée de petits cristaux de hornblende verte dont la taille oscille de 150 à 350 μ , cristaux associés à de belles baguettes rectangulaires de plagioclase de 400 à 600 μ de longueur, parfois zonées. La particularité de cette association est de présenter au microscope une orientation nette pouvant évoquer un litage magmatique. A cette minéralogie principale, il convient d'ajouter la présence de minéraux opaques, de sphènes et de cristaux d'épidote. Cette amphibolite, en raison de son association avec un faciès gabbroïque plus grenu et du fait de sa texture à grain fin, peut-être interprétée, malgré l'absence de contact et d'affleurement démonstratif sur le terrain, comme une bordure refroidie à grain fin d'un massif gabbroïque.

D'autres amphibolites que je rattache à ce groupe pour uniquement des raisons chimiques, se présentent sur le terrain sous la forme de passées de type tuffacé, non distinguables des amphibolites "classiques" décrites précédemment. Microscopiquement, ces roches sont caractérisées par la présence de nombreux cristaux de hornblende verte, en sections basales ou sous la forme d'aiguilles de 200 à 500 μ de longueur, disposés sur un fond microcristallin quartzo-feldspathique et associés à quelques petits cristaux de biotite. De nombreux cristaux de minéraux opaques sous la forme de granules dont le diamètre oscille autour de 200 à 300 μ , sont abondants et régulièrement répartis dans la lame.

Ce groupe de roches que je vais maintenant caractériser chimiquement est donc constitué surtout par des roches gabbroïques. Les amphibolites à grain fin correspondant soit à des faciès de bordure de massif gabbroïque, soit à d'anciennes formations tuffacées, soit à des filons, sont en quantités subordonnées.

3° - Composition chimique :

Les compositions chimiques des divers échantillons analysés sont consignées en annexe et la moyenne des compositions est reportée dans le tableau 5-7 regroupant les analyses de la région de Kuhmo et celles de la ceinture de Tipasjärvi. Dans les figures 5-6 et 5-7, les points représentatifs de ces roches constituent un groupe relativement homogène caractérisé par un chimisme globalement basaltique ($\text{SiO}_2 \sim 50\%$, $\text{MgO} \sim 5,40\%$) mais surtout par une grande richesse en Fe_2O_3 et TiO_2 .

Le tableau 5-9 compare la composition de ces roches (20 analyses) à celle de tholéiites archéennes publiées par Cattell (1985). Pour des raisons de similitude, je regrouperai ces gabbros et amphibolites riches en titane sous le nom général de **tholéiites**.

Trois remarques principales s'imposent :

(1) 4 échantillons, dont la moyenne est reportée dans le tableau 5-8, différent des tholéiites et s'individualisent nettement sur les figures 5-6 et 5-7. Toujours relativement riches en TiO_2 ($\sim 1,30\%$), leur caractère plus magnésien ($\text{MgO} \sim 13,10\%$) ne fait interpréter ces échantillons comme pouvant correspondre à des cumulats magnésiens tholéiitiques.

(2) La moyenne des tholéiites diffère fortement de celle obtenue pour les amphibolites basaltiques, lesquelles sont nettement moins riches en Fe_2O_3 et TiO_2 mais plus riches en MgO et CaO . Toutes ces différences marquées dans le tableau 5-9 sous la forme de moyennes, se retrouvent clairement dans les figures 5-6 et 5-7 où, en plus des points représentatifs des tholéiites, et des cumulats magnésiens tholéiitiques sont reportées les amphibolites basaltiques et les laves en coussins basiques. Les tholéiites sont, par rapport à ces roches, beaucoup plus riches en Fe_2O_3 et TiO_2 mais également en P_2O_5 , Zr, Y et, dans une moindre mesure en alcalins. Par contre, elles sont moins riches en Ni et Cr. Je reviendrai ultérieurement sur ces différences (4ème partie).

(3) La moyenne des 20 analyses des tholéiites peut être comparée à l'analyse de gabbro de ride médio-atlantique (Kay et al., 1970) notamment en ce qui concerne SiO_2 et TiO_2 , mais en diffère vis à vis de Fe_2O_3 , MgO et CaO .

| THOLEIITES - KUHMO | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 49.50 | 3.07 |
| Al ₂ O ₃ | 13.66 | 1.34 |
| Fe ₂ O ₃ | 16.79 | 2.43 |
| MnO | 0.26 | 0.07 |
| MgO | 5.51 | 1.13 |
| CaO | 8.39 | 1.40 |
| Na ₂ O | 3.06 | 0.97 |
| K ₂ O | 0.55 | 0.44 |
| TiO ₂ | 2.05 | 0.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.09 |
| P.F. | (0.60) | |
| <hr/> | | |
| Nb | 10 | 3 |
| Zr | 122 | 44 |
| Y | 37 | 14 |
| Sr | 164 | 74 |
| Rb | 22 | 20 |
| Co | 59 | 10 |
| V | 432 | 119 |
| Ni | 55 | 24 |
| Cr | 75 | 55 |

| THOLEIITES - TIPASJARVI | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 50.85 | 2.85 |
| Al ₂ O ₃ | 13.64 | 0.33 |
| Fe ₂ O ₃ | 15.56 | 1.47 |
| MnO | 0.22 | 0.02 |
| MgO | 5.69 | 0.87 |
| CaO | 8.92 | 1.64 |
| Na ₂ O | 2.93 | 0.81 |
| K ₂ O | 0.29 | 0.22 |
| TiO ₂ | 1.79 | 0.35 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.09 |
| P.F. | (0.42) | |
| <hr/> | | |
| Nb | 5 | 5 |
| Zr | 101 | 46 |
| Y | 32 | 6 |
| Sr | 158 | 58 |
| Rb | 7 | 5 |
| Co | 62 | 8 |
| V | 796 | 471 |
| Ni | 53 | 18 |
| Cr | 68 | 64 |

Tab. 5-7 : Moyenne des compositions chimiques des tholéiites de Kuhmo (15 analyses) et de Tipasjärvi (5 analyses).

| THOLEIITES : cumulats mg | | |
|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 48.92 | 1.71 |
| Al ₂ O ₃ | 8.45 | 2.31 |
| Fe ₂ O ₃ | 13.41 | 0.91 |
| MnO | 0.24 | 0.03 |
| MgO | 13.12 | 1.51 |
| CaO | 12.53 | 2.60 |
| Na ₂ O | 1.30 | 0.54 |
| K ₂ O | 0.59 | 0.58 |
| TiO ₂ | 1.31 | 0.14 |
| P ₂ O ₅ | 0.13 | 0.03 |
| P.F. | (1.60) | |
| <hr/> | | |
| Zr | 89 | 20 |
| Y | 21 | 2 |
| Sr | 90 | 26 |
| Rb | 4 | 4 |
| Co | 71 | 13 |
| V | 267 | 12 |
| Ni | 401 | 175 |
| Cr | 1185 | 770 |

Tab. 5-8 : Moyenne des compositions chimiques des cumulats magnésiens tholéitiques (4 analyses).

| | Tholeiites - Finlande (20 analyses) | | Tholéiites riches en fer (Cattell, 1985) | Basaltes komatiitiques Finlande (30 analyses) | | Gabbro Ride médio atlantique Kay et al (1970) |
|--------------------------------|--|--------|--|---|--------|--|
| | (1) | (2) | | (3) | (4) | |
| SiO ₂ | 49,84 | (3,07) | 49,1 | 49,91 | (1,59) | 49,50 |
| Al ₂ O ₃ | 13,66 | (1,18) | 13,5 | 14,68 | (0,86) | 14,69 |
| Fe ₂ O ₃ | 16,48 | (2,29) | 18,6 | 12,90 | (1,16) | 12,80 |
| MnO | 0,25 | (0,07) | nd | 0,21 | (0,04) | nd |
| MgO | 5,56 | (1,07) | 5,2 | 8,02 | (1,23) | 7,50 |
| CaO | 8,52 | (1,48) | 8,2 | 10,98 | (1,63) | 10,78 |
| Na ₂ O | 3,03 | (0,94) | 2,7 | 2,19 | (0,72) | 2,61 |
| K ₂ O | 0,49 | (0,41) | 0,3 | 0,19 | (0,16) | 0,17 |
| TiO ₂ | 1,99 | (0,32) | 2,10 | 0,82 | (0,16) | 1,80 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | (0,09) | 0,31 | 0,10 | (0,02) | 0,15 |
| (PF) | (0,56) | | | (1,65) | | |
| Rb | 18 | (18) | - | 6 | (5) | - |
| Sr | 163 | (70) | - | 120 | (37) | - |
| Ni | 55 | (23) | 67 | 136 | (52) | - |
| Cr | 73 | (58) | - | 359 | (227) | - |
| Co | 60 | (10) | - | 59 | (7) | - |
| V | 523 | (302) | 419 | 292 | (39) | - |
| Nb | 8 | (5) | - | - | - | - |
| Zr | 117 | (45) | 128 | 51 | (13) | - |
| Y | 36 | (13) | - | 23 | (5) | - |

Tab. 5-9 : Comparaison des moyennes des compositions chimiques des (1) tholéiites étudiées dans ce travail (20 analyses) ; (2) tholéiites riches en fer - Gowagamak Lake Group (Canada) ; Cattell, 1985; (3) basaltes komatiitiques étudiés ici (30 analyses) et (4) gabbro de ride médio-atlantique, éch. GE 260 (Kay et al.1970).

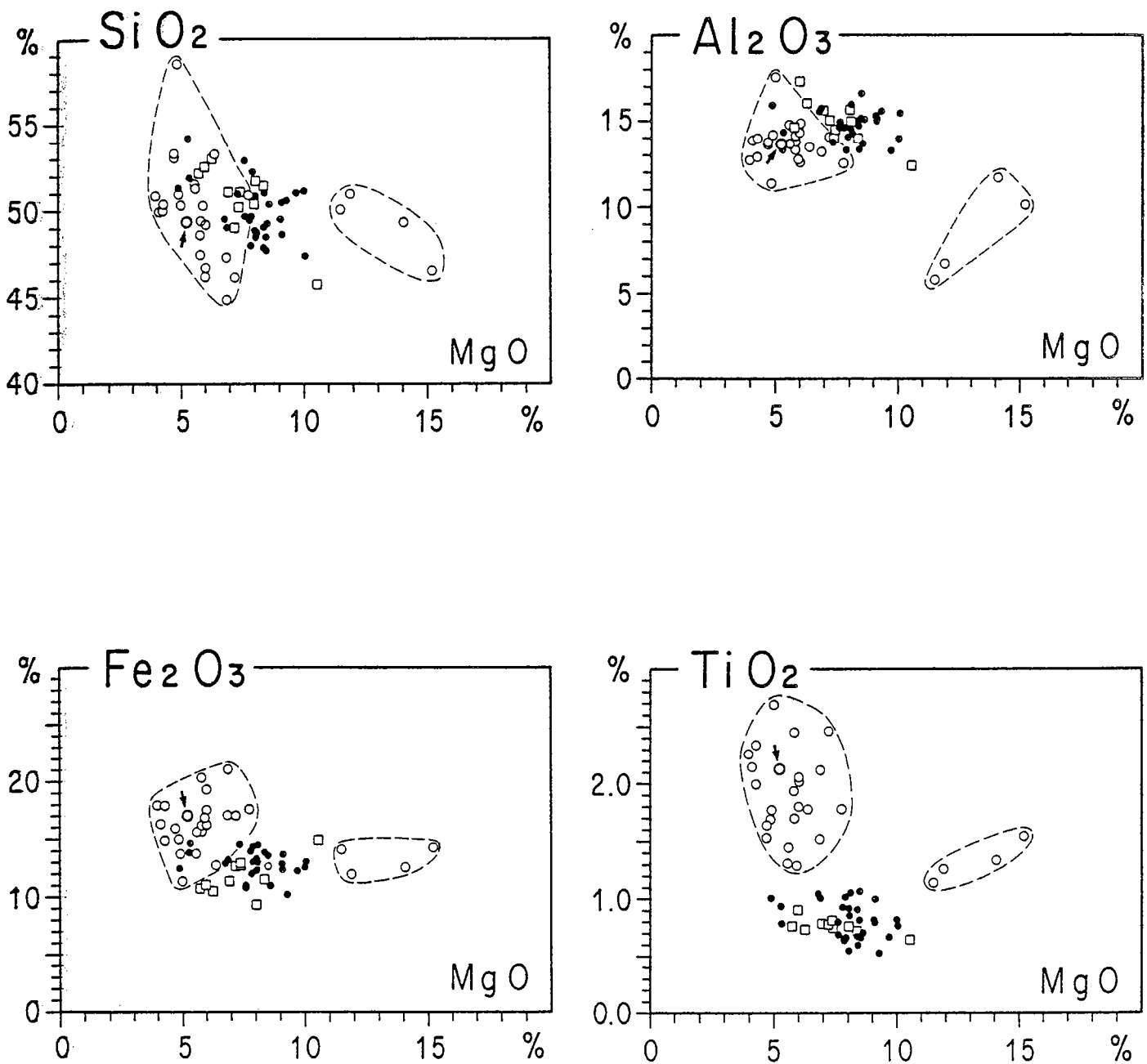


Fig. 5-6 : Diagrammes oxyde = f (MgO) montrant l'évolution des tholéiites et des cumulats magnésiens (O).

A des fins de comparaison, les valeurs des amphibolites basaltiques (●) et des laves en coussins (□) ont également été reportées. Le (O) souligné d'une flèche indique la valeur moyenne des basaltes tholéiitiques riches en fer publiée par Cattell (1985).

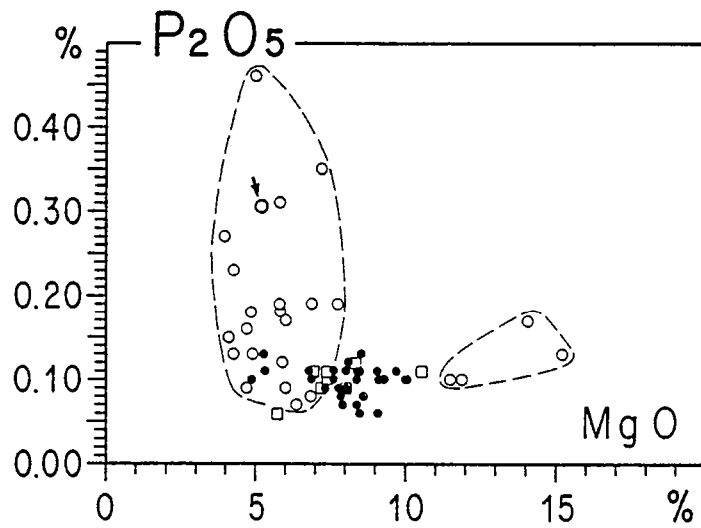
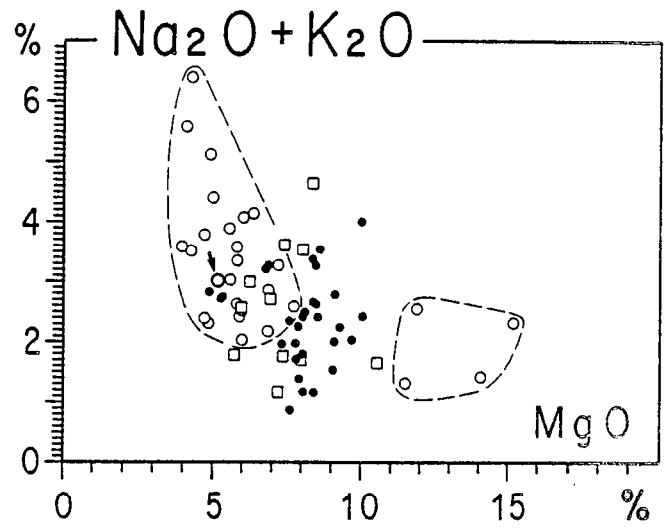
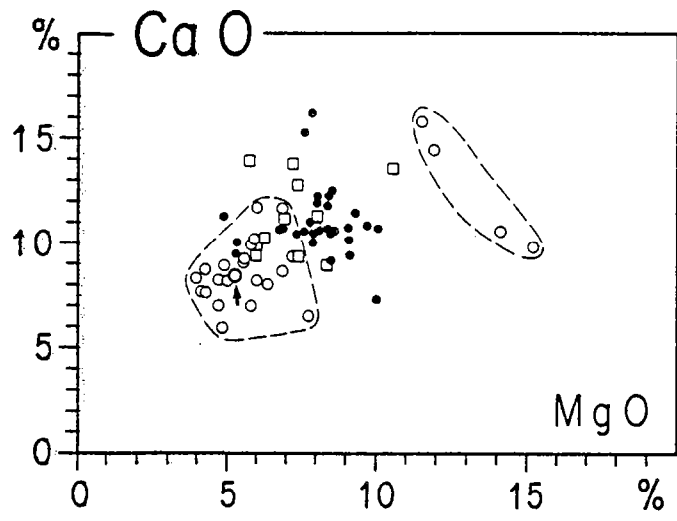


Fig. 5-6 : suite.

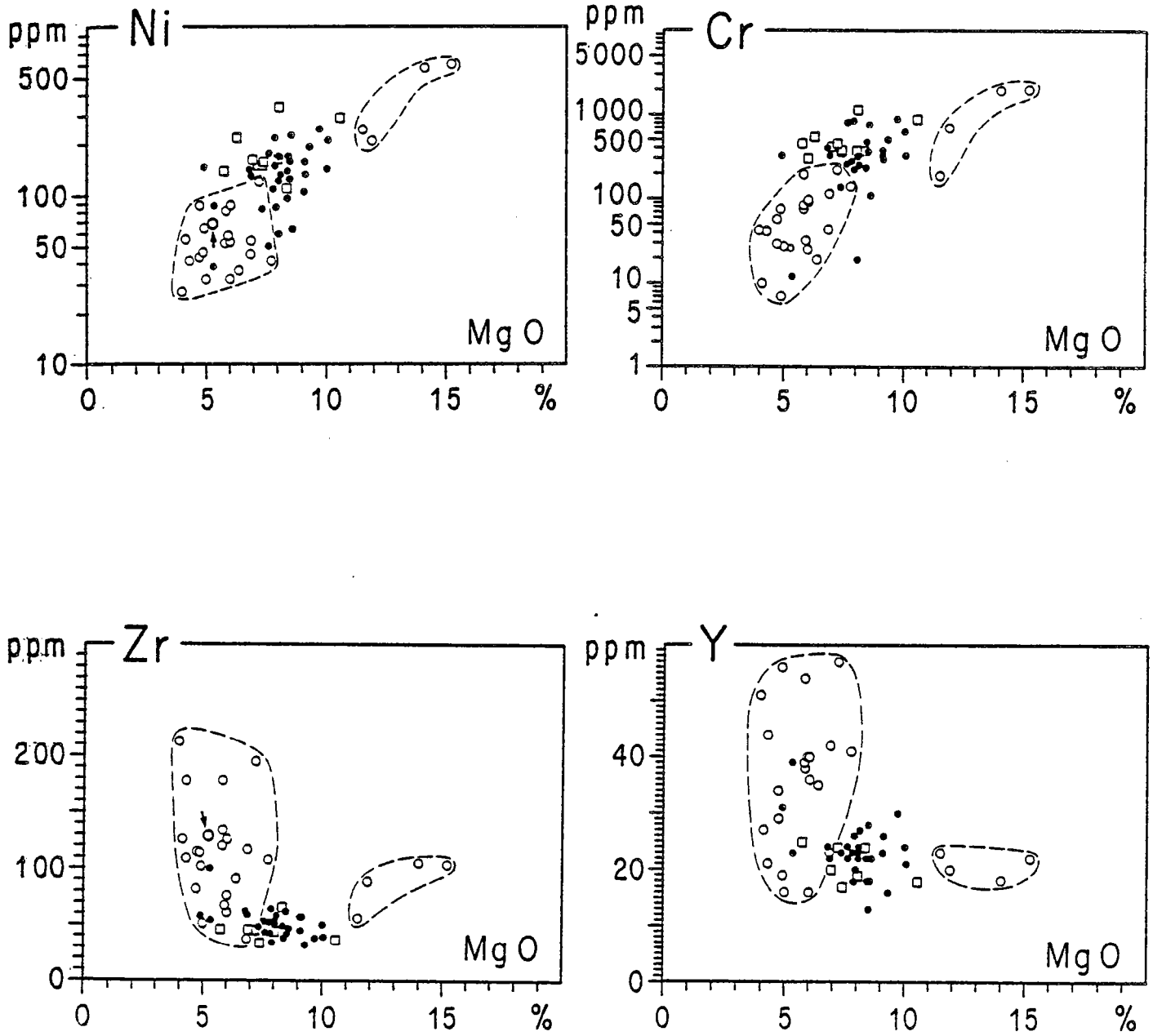


Fig. 5-7 : Diagrammes élément en trace = f (MgO) montrant l'évolution des tholéiites et cumulats tholéiitiques magnésiens (O).

Mêmes symboles qu'en fig. 5-6.

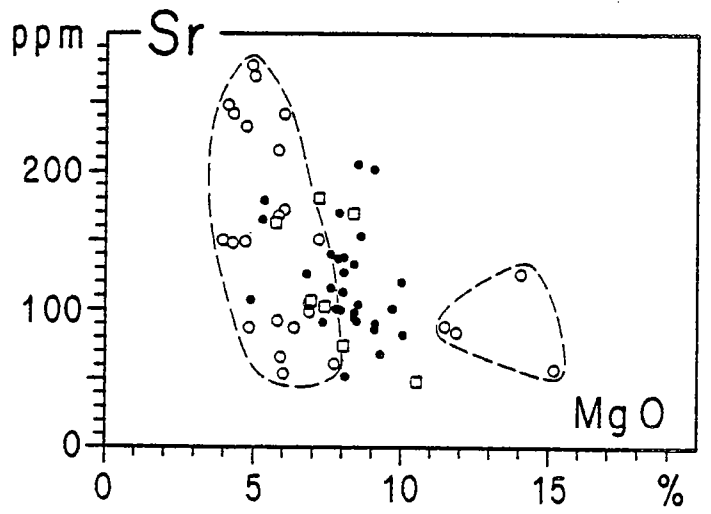
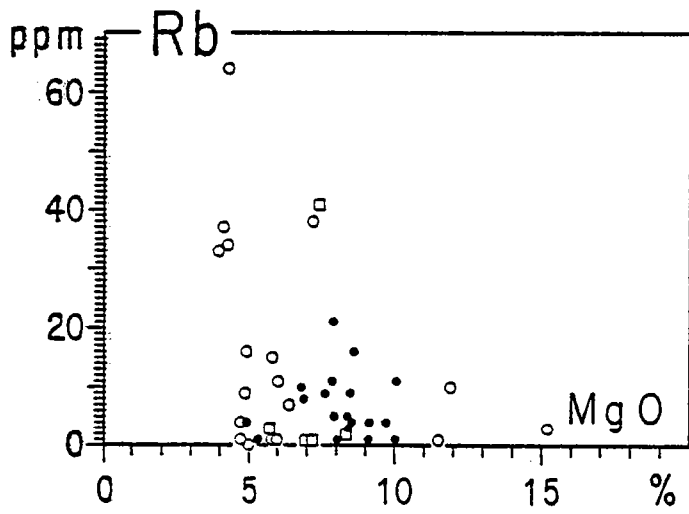
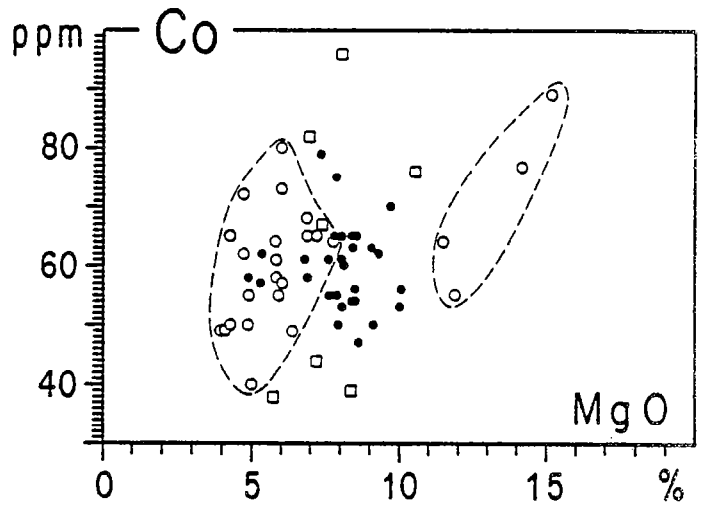
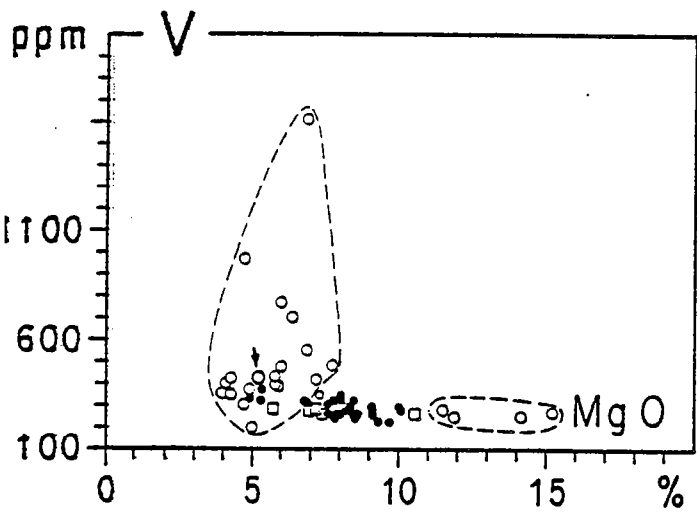


Fig. 5-7 : suite.

*

CHAPITRE 6

LE VOLCANISME FELSIQUE*

Les andésites, dacites, rhyodacites et rhyolites sont des composants importants des ceintures archéennes de roches vertes et ont été, depuis quelques années déjà, abondamment décrites dans divers terrains archéens (Condie, 1976, 1980 ; Goodwin, 1977 ; Hallberg et al., 1976 ; Tasse et al., 1978 ; Viljoen et Viljoen, 1969 e parmi d'autres). Grâce à ce type de matériaux, des reconstitutions paléogéographiques ont pu, dans certaines régions, être tentées et des résultats de paléovolcanisme décrivant la dynamique des volcans, les variations granulométriques des produits émis, les distances par rapport aux centres d'émission etc... ont été obtenus. Il s'agit le plus souvent d'unités pyroclastiques, plus rarement de hyaloclastites, dont un des gisements les plus célèbres est représenté sur la coupe donnée par Viljoen et Viljoen (1969 e) concernant la partie volcanique supérieure de la ceinture de Barberton, (Formation de Hoogenoeg).

Dans la ceinture archéenne de Finlande orientale, les volcanites intermédiaires à acides correspondent à environ 20% des matériaux de la ceinture.

Deux régions ont été étudiées : d'une part les volcanites affleurant dans la partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi et que nous avons appelées : "volcanisme de Luoma" (Blais et al., 1977 a ; Taipale et al., 1980 ; Martin et Querré, 1984); d'autre part les formations felsitiques situées au sud-ouest de la ceinture méridionale de Tipasjärvi, volcanites regroupées sous le nom de "formation de Koivumäki" (Taipale, 1983). D'autres affleurements épars sont signalés au sein ou sur les marges de la ceinture, notamment dans la région de Jumalisjärvi au Nord-Nord Est de Moisiovaara (Taipale et Tuokko, 1981), mais n'ont pas été étudiés dans ce travail.

I - LES VOLCANITES DE LUOMA

1° - Caractères généraux et mode d'affleurement :

La partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi est caractérisée par la présence de volcanites à chimisme intermédiaire et acide, se présentant sous la forme d'affleurements limités s'étendant le long de la route 916 reliant la nationale 5 à Juntusranta, ainsi qu'à l'Ouest du lieu-dit Saarikyla, principalement autour des lacs Luoma (Carte hors texte, Fig. 1-4).

Dans le chapitre 3, j'ai rappelé le désaccord entre l'équipe de l'Université de Oulu d'une part et l'équipe de l'Université de Rennes d'autre part, quant à la place de ce volcanisme dans la stratigraphie générale de la ceinture. Constituant la base de l'édifice volcanique pour les premiers (Taipale et al., 1980), ces volcanites de Luoma sont interprétées, quant à nous, comme représentant la partie sommitale et terminale de cet ensemble (Blais et al., 1977a, et b ; Bertrand et al., 1978 ; Jahn et al., 1980 ; Vidal et al., 1980 ; Martin et Querré, 1984 ; Martin et al., 1984). Sur des arguments divers (données de terrain, résultats géochronologiques, étude géochimique etc...) on peut conclure, comme l'a déjà écrit Martin (1985) que les résultats géochronologiques "permettent sans aucune ambiguïté de confirmer la chronologie relative établie par l'équipe de Rennes :

(1) un cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique dont l'âge est de 2,65 Ga

* Le terme felsique est utilisé ici dans un sens très large, recouvrant les compositions de dacite, rhyodacite et rhyolite (Condie, 1981).

(2) un cycle volcanique supérieur acide et intermédiaire dont l'âge est de 2,50 Ga

Il faut noter que les I_{Sr} des volcanites de Luoma ($0,7050 \pm 0,0004$ (2σ m)), sont nettement plus élevés que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ du manteau à la même époque. Ils indiquent donc la participation de composants crustaux anciens dans la genèse des rhyolites et andésites de Luoma".

De plus, Martin et Querré (1984), Martin (1985) et Querré (1985) ont montré que, au regard des résultats géochronologiques et de la géochimie isotopique du Sr, ces volcanites ont, d'une part le même âge et, d'autre part le même I_{Sr} que les granodiorites à phénocristaux localisées le plus souvent en bordure de la ceinture. Ceci a permis à ces auteurs de conclure qu'il était tout à fait possible qu'il s'agisse là de deux expressions différentes d'un même magmatisme.

Sur le terrain, ces roches se présentent sous deux faciès principaux différents :

- ou bien il s'agit de formations pyroclastiques pouvant être interprétées comme d'anciens tufs, finement lités, caractérisés par une granulométrie variable avec, parfois, une linéation de crénulation très nette. Dans certains cas, ces tufs, auxquels sont également associées des passées laviques, laissent place à des niveaux fins pélitiques prenant alors l'aspect de schistes tuffacés. Dans quelques cas même, on peut noter la présence de faciès de schistes noirs, ampéliteux, riches en cubes pyriteux millimétriques. Dans d'autres affleurements les pyroclastites constituent des niveaux plus grossiers au sein desquels les feldspaths plurimillimétriques, plus ou moins arrondis, sont nettement visibles.

- ou bien il s'agit de filons leucocrates, de puissance variable (le plus épais mesurant 80 cm), intrusifs dans les amphibolites appartenant au cycle volcanique inférieur. Dans un cas, il a été possible d'observer (échantillon S.518) des bordures à grain fin représentant les bordures figées du filon. Si l'on considère ces filons comme les cheminées d'alimentation du volcanisme sus-jacent, ils montrent bien la postériorité du volcanisme de Luoma par rapport aux amphibolites.

A ces deux faciès principaux, il convient d'ajouter la présence de passées plus sombres, amphiboliques, à grain plus gros millimétrique. Ces roches affleurent dans de très mauvaises conditions : il s'agit seulement de quelques rares petits affleurements qui ne permettent pas d'observer les relations de terrain entre ces roches et les séries avoisinantes. En conséquence, il s'avère impossible de déterminer si celles-ci appartiennent au cycle volcanique inférieur, au cycle volcanique supérieur ou bien au magmatisme karélien.

Dans nos publications antérieures (Blais et al., 1977 a ; Blais et al., 1978 ; Jahn et al., 1980), nous avons considéré ces roches à chimisme basaltique comme appartenant à l'ensemble de Luoma. En fait, de nombreux arguments géochimiques (éléments majeurs et en traces, isotopes) s'ajoutant aux considérations de terrain montrent l'absence de lien génétique entre ces roches et les volcaniques de Luoma. C'est pour ces raisons que ces échantillons seront exclus de la suite de cet exposé.

2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques :

Les textures caractéristiques de ces roches sont variées. Les plus fréquentes peuvent être rattachées, malgré les recristallisations métamorphiques ultérieures, à des types porphyroclastiques dans lesquels de grands cristaux de plagioclase, associés ou non à des cristaux de quartz, reposent sur une matrice à tendance microgrenue. Parfois des phénoclastes, actuellement représentés par des agrégats polycristallins de hornblende verte, de biotite et d'épidote, représentent d'anciens minéraux ferro-magnésiens et calciques. La matrice microgrenue, quant à

elle, est souvent très abondante, riche en minéraux colorés, avec de nombreux cristaux de phyllites soulignant la foliation métamorphique, qui moule les phénoclastes. Dans les termes plus leucocrates, cette matrice est moins riche en éléments colorés alors que les phénoclastes de plagioclase et de quartz sont plus abondants. La matrice à texture microgrenue est constituée par l'association de microcristaux de biotite + quartz + épidotes (zoïsite, clinozoïsite et pistachite) + sphène + plagioclase (An₂₀₋₂₅) + chlorite + hornblende verte + opaques. Quelques très rares apatites et zircons viennent compléter cette minéralogie alors que la calcite est très fréquente dans ces roches, sous la forme de taches disséminées, de filonnets tardifs ou de rares vacuoles.

D'autres échantillons, reconnus et décrits comme tufs sur le terrain, ont une texture de gneiss finement lités avec une forte foliation soulignée par l'alternance de petits niveaux quartzo-plagioclasiques leucocrates et de passées mélanocrates dans lesquelles dominent hornblende verte et biotite.

Les roches filoniennes, quant à elles, sont dans de rares cas, caractérisées par une texture de type trachytique dans laquelle les microlites feldspathiques, alignés et serrés les uns contre les autres, peuvent présenter des indices de blastèse. Les phénocristaux sont généralement du plagioclase (An₂₀₋₃₀) et plus rarement du quartz ou du feldspath potassique. Associés aux microlites, se développent également des cristaux de hornblende légèrement verte, de chlorite et des granules d'épidote.

3° - Composition chimique :

Les analyses chimiques correspondant à ce volcanisme de Luoma sont reportées dans les annexes. A l'exception d'un filon leucocrate (S.518) provenant de la partie centrale de la ceinture de Kuhmo, tous les échantillons ont été prélevés dans la partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi.

Les analyses sont classées par teneur en SiO₂ croissante ce qui permet de constater un assez grand étalement des valeurs puisque les termes les plus basiques montrent des valeurs en SiO₂ de l'ordre de 57,50% et les termes les plus acides de l'ordre de 73%.

Reportées dans le diagramme rectangulaire alcalins-silice de Le Maître (1984) (Fig.6-1), on peut voir que les roches volcaniques analysées appartiennent à 2 groupes que sont : un groupe relativement homogène (4 analyses) andésitique et un ensemble plus acide à chimisme de dacite et de rhyolite (9 analyses).

On retrouve les mêmes subdivisions terminologiques dans le diagramme normatif (Fig.6-2) de Irvine et Baragar (1971) avec là aussi une certaine dispersion notamment pour les points les plus différenciés proches du pôle normatif albite.

La moyenne des 4 échantillons de composition andésitique ainsi que l'écart-type, sont donnés en tableau 6-1. Cette moyenne, sans être strictement similaire, est fort proche de ce que Condie (1981, 1982) appelle les andésites de type II (Tab. 6-2), que l'auteur caractérise et définit à l'aide des données géochimiques : éléments majeurs, éléments traces et surtout Terres Rares. Nous verrons ultérieurement que, également en ce qui concerne ces dernières, les résultats sont pratiquement identiques.

Pour les roches à chimisme rhyo-dacitique, la moyenne des 9 analyses, reportée dans le tableau 6-1, montre des écart-types relativement plus importants indiquant une relative dispersion de SiO₂, Fe₂O₃ et CaO notamment. Cependant, malgré cet étalement des valeurs, cette moyenne est proche de celle publiée par Condie (1981) pour les dacite-rhyodacites archéennes (Tab. 6-2). Les quelques différences notables portent principalement sur CaO, Fe₂O₃ et quelques éléments traces comme Sr et Zr. Là encore, nous verrons ultérieurement, que les spectres de Terres Rares

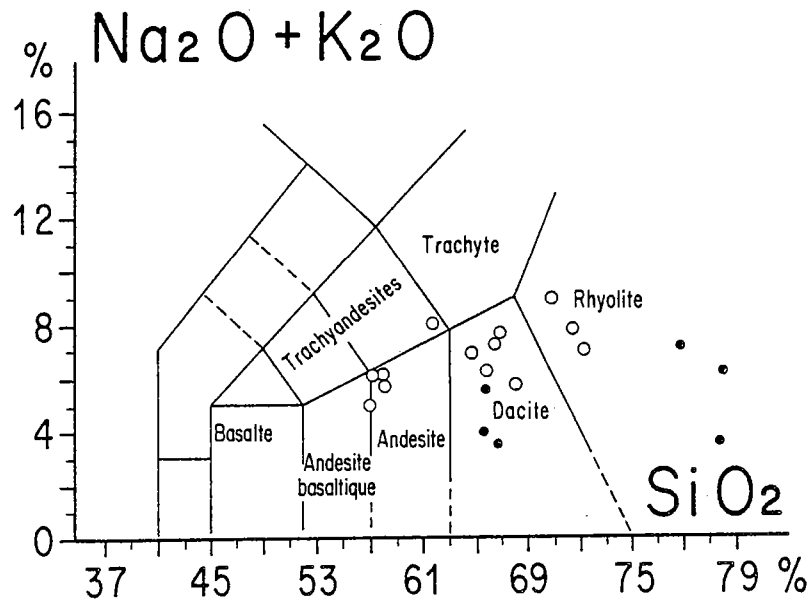


Fig. 6-1 : Nomenclature des volcanites de Luoma (O) et de Koivimäki (●) dans la classification de Le Maître (1984).

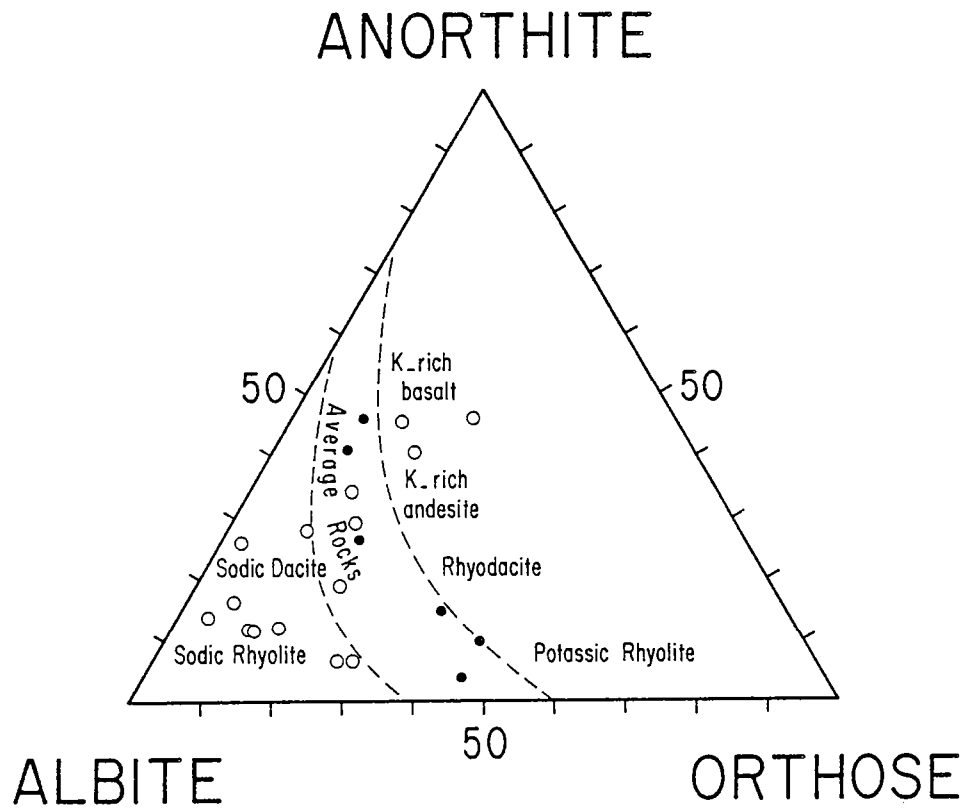


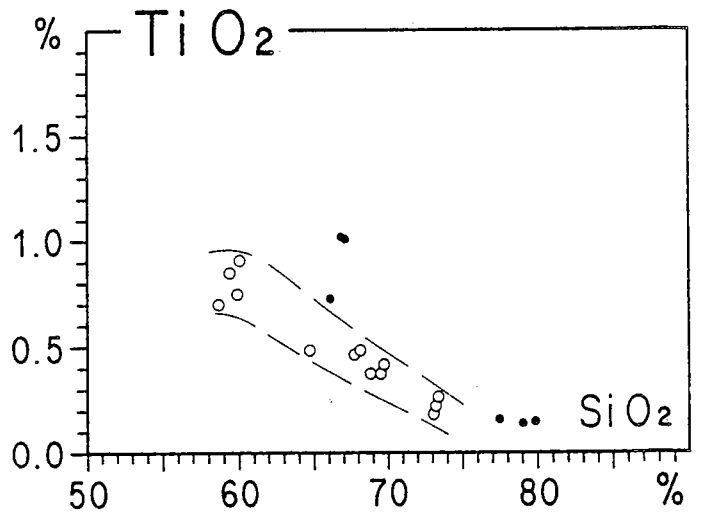
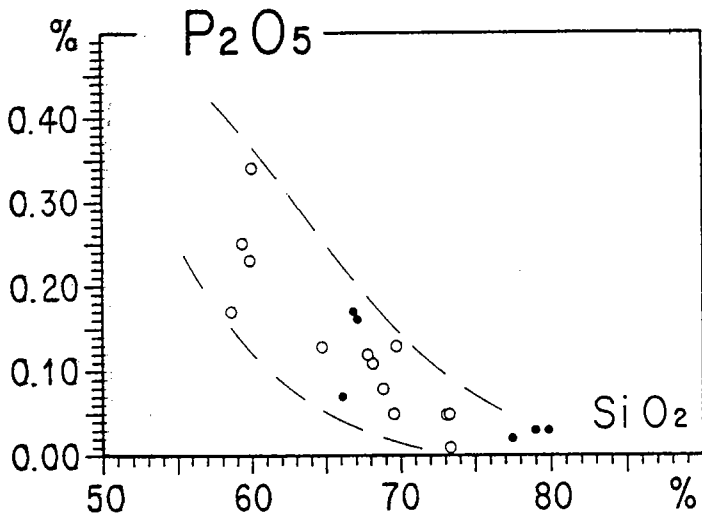
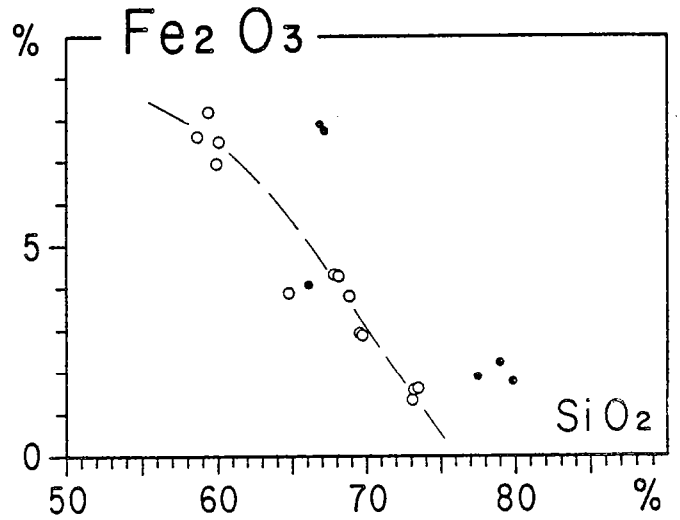
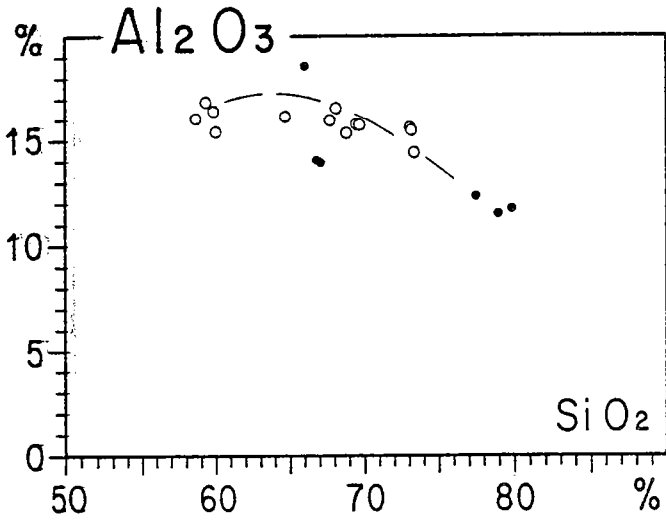
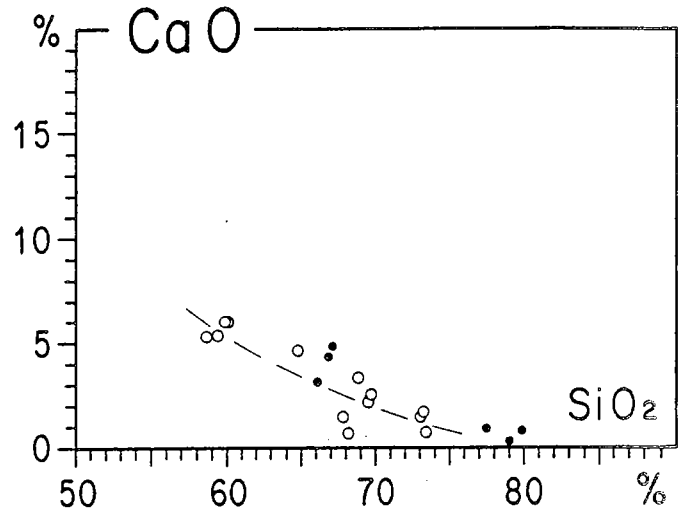
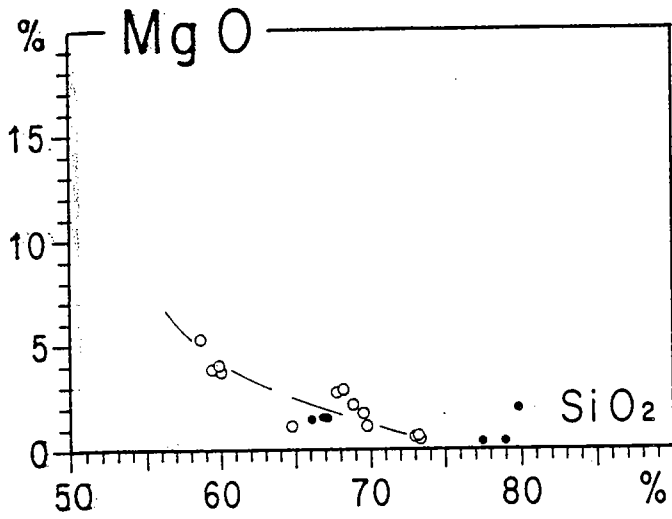
Fig. 6-2 : Volcanites de Luoma (O) et de Koivimäki (●) dans le diagramme d'Irvine et Baragar (1971).

| ANDESITES LUOMA | | | RHYOLITES LUOMA | | |
|--------------------------------|---------|-------|--------------------------------|---------|-------|
| | Moyenne | sigma | | Moyenne | sigma |
| SiO ₂ | 58.20 | 0.57 | SiO ₂ | 68.28 | 3.38 |
| Al ₂ O ₃ | 15.83 | 0.51 | Al ₂ O ₃ | 15.38 | 0.54 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.38 | 0.41 | Fe ₂ O ₃ | 2.91 | 1.09 |
| MnO | 0.12 | 0.01 | MnO | 0.05 | 0.03 |
| MgO | 4.09 | 0.63 | MgO | 1.52 | 0.81 |
| CaO | 5.53 | 0.34 | CaO | 2.07 | 1.15 |
| Na ₂ O | 3.88 | 0.65 | Na ₂ O | 5.52 | 0.79 |
| K ₂ O | 1.75 | 0.31 | K ₂ O | 1.58 | 0.90 |
| TiO ₂ | 0.79 | 0.08 | TiO ₂ | 0.36 | 0.10 |
| P ₂ O ₅ | 0.24 | 0.06 | P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.04 |
| P.F. | 1.38 | 0.42 | P.F. | 1.91 | 1.18 |
| Tot. | 99.18 | | Tot. | 99.66 | |
| Zr | 157 | 22 | Zr | 96 | 25 |
| Y | 26 | 2 | Y | 12 | 3 |
| Sr | 414 | 78 | Sr | 224 | 86 |
| Rb | 52 | 13 | Rb | 34 | 16 |
| Co | 10 | 0 | Co | 18 | 5 |
| V | 124 | 3 | V | 44 | 20 |
| Cr | 182 | 52 | Ni | 18 | 9 |
| | | | Cr | 89 | 77 |

Tab. 6-1 : Moyenne des compositions chimiques des andésites (4 analyses) et des dacites et rhyolites (9 analyses) de la série volcanique de Luoma. (L'échantillon S 518 de Kuhmo a été intégré au calcul de cette moyenne).

| | Andésite (1) | Dacite - Rhyodacite (2) |
|--------------------------------|-----------------|-------------------------------|
| SiO ₂ | 58,9 | 67,1 |
| Al ₂ O ₃ | 15,5 | 16,5 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,5 | 0,94 |
| FeO | 4,5 | 1,02 |
| MnO | nd | nd |
| MgO | 4,5 | 1,60 |
| CaO | 5,1 | 3,90 |
| Na ₂ O | 4,0 | 5,23 |
| K ₂ O | 1,9 | 1,72 |
| TiO ₂ | 0,65 | 0,28 |
| H ₂ O | 3,0 | 0,65 |
| Zr | 190 | 160 |
| Y | 35 | 12 |
| Sr | 580 | 500 |
| Rb | 75 | nd |
| Co | 23 | 20 |
| V | nd | 35 |
| Cr | 88 | 70 |

Tab. 6-2 : Composition chimique moyenne (oxydes en %, traces en ppm) des :
 1 - andésites archéennes (groupe II de Condie, 1981).
 2 - dacites- rhyodacites archéennes (groupe F I de Condie, 1981).



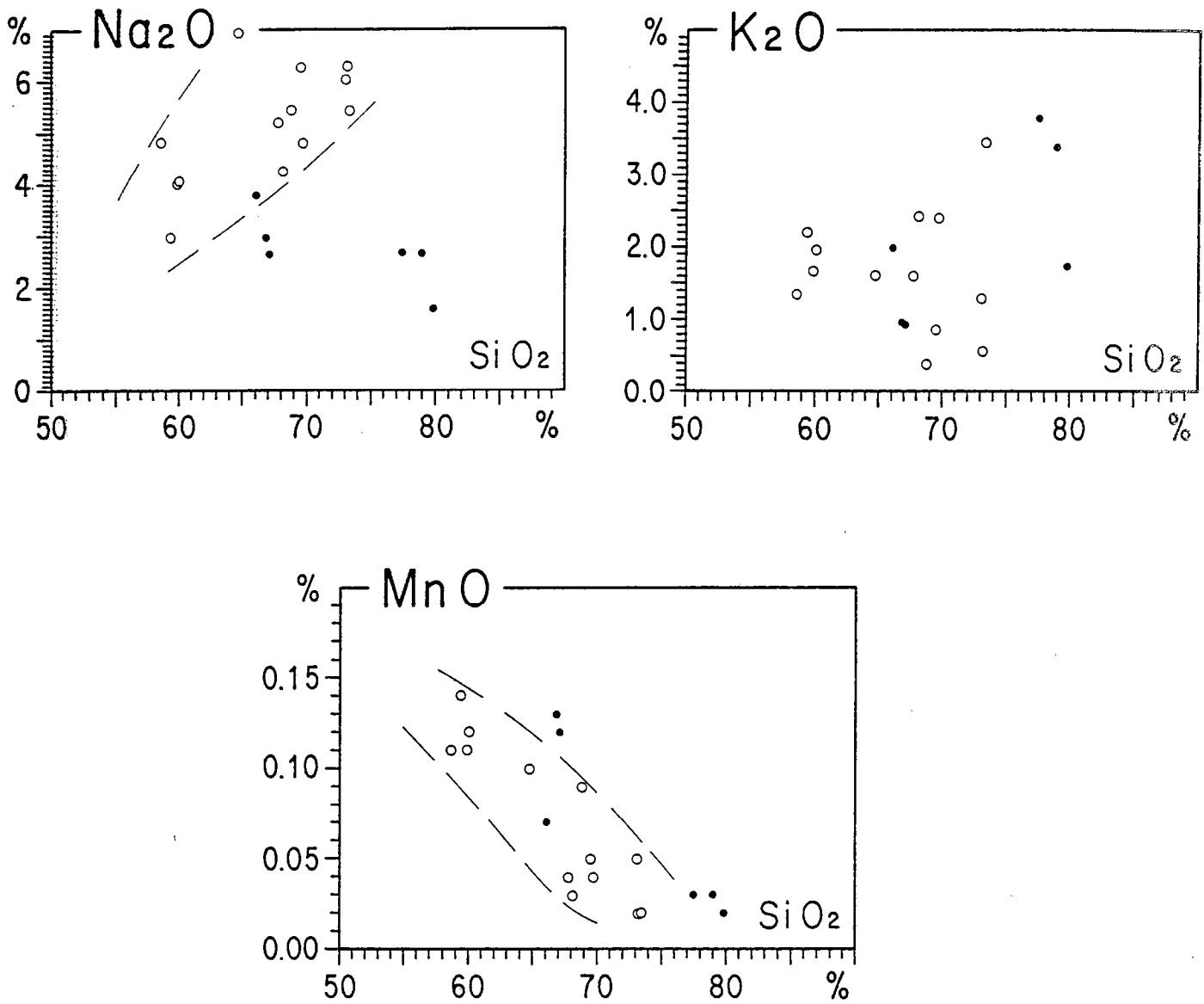


Fig. 6-3 : Diagrammes oxydes = f (SiO_2) montrant l'évolution géochimique des volcanites de Luoma (○) et de Koivumäki (●).

sont identiques.

Les figures 6-3 et 6-4 représentent les graphes oxyde = f (SiO_2) sur lesquels les volcanites de Luoma dessinent une série différenciée depuis les termes andésitiques ($\text{SiO}_2 \sim 59\%$) jusqu'aux termes rhyolitiques les plus différenciés ($\text{SiO}_2 \sim 73\%$). Le fer, le magnésium, le vanadium, le manganèse, le titane et le calcium diminuent régulièrement en fonction de la différenciation. CaO se caractérise également par une dispersion des teneurs dans les termes les plus acides matérialisant, comme je l'ai évoqué lors de l'étude microscopique, une certaine contamination aléatoire par de la calcite. Les alcalins (K_2O et Na_2O) ainsi que Rb et Sr se caractérisent par une dispersion importante des valeurs ou dessinent des tendances évolutives mais alors de façon très grossière et imprécise, tout comme Zr et Y.

Connaissant la mobilité de certains éléments chimiques (alcalins notamment) et sachant également que ce matériel est surtout d'origine tuffacée, pyroclastique et donc vraisemblablement hétérogène, la caractéristique chimique importante est que, dans son ensemble, cette série dessine une lignée évolutive relativement continue pouvant, au vu des principaux diagrammes, s'interpréter en termes de cristallisation fractionnée.

Martin (1985) et Querré (1985) ont montré que cette tendance évolutive dessinée par les volcanites de Luoma se superposait à celle définie par les granodiorites à phénocristaux que ces auteurs caractérisent comme étant les granodiorites de type C. Ces plutonites affleurent à proximité de la ceinture de roches vertes et contiennent de la calcite; ce minéral étant absent dans celles dites du groupe A, plus éloignées de la ceinture. L'étude géochimique effectuée par ces auteurs a clairement montré que, à proximité des ceintures de roches vertes, le magma initial de composition granodioritique se contaminait également par assimilation de roches de la ceinture. Par comparaison, ces auteurs (Fig.6-5) concluent au caractère contaminé des volcanites de Luoma par des roches komatiitiques.

4° - Conclusion :

Les volcanites de Luoma constituent une série essentiellement pyroclastique, tuffacée avec quelques filons. Cet ensemble, allant depuis des termes andésitiques à des rhyolites, peut constituer une série évolutive continue. Cependant, il faut noter un étalement non négligeable de certains éléments dont les causes peuvent être variées : contamination par des roches komatiitiques de la ceinture sous-jacente, degré de calcitisation variable, présence d'une fraction sédimentaire dans les volcanites, altération météorique. Néanmoins, à la lumière des quelques analyses chimiques reportées sur les diagrammes de type Harker, la lignée de différenciation continue de cette série semble être en faveur d'une cristallisation fractionnée. D'autre part, il faut retenir que les granodiorites à phénocristaux contaminées et ces volcanites étudiées ici montrent un certain nombre d'affinités :

- (1) elles ont le même âge (2,50 à 2,55 Ga pour les granodiorites et 2,50 Ga pour les volcanites de Luoma).
- (2) dans les deux cas, la constitution isotopique du Sr est la même ($I_{\text{Sr}} = 0,703$ à $0,705$ pour les granodiorites et $0,705$ pour les volcanites) et atteste une origine crustale (Martin et Querré, 1984).
- (3) enfin, les tendances géochimiques, aussi bien au niveau des éléments majeurs, qu'au niveau des éléments en traces (Martin, 1985 ; Querré, 1985), définies par ces deux ensembles, sont les mêmes.

Tous ces arguments ont permis à ces auteurs de parler de cogénéisme entre ces deux formations, interprétant les granodiorites comme les équivalents plutoniques des volcanites acides de Luoma.

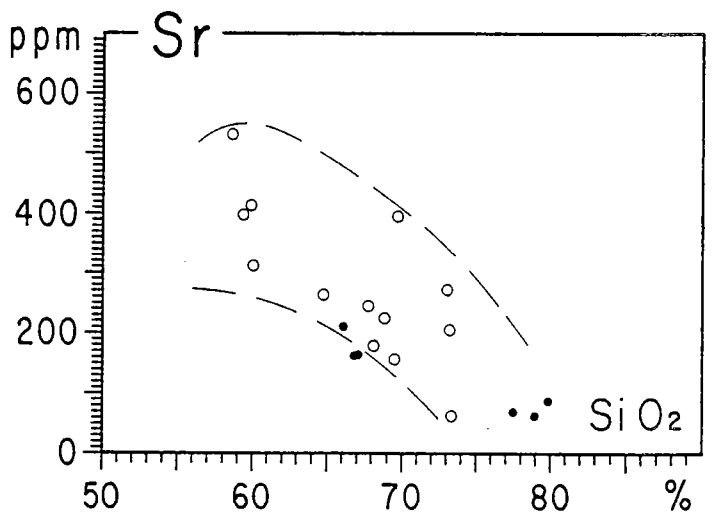
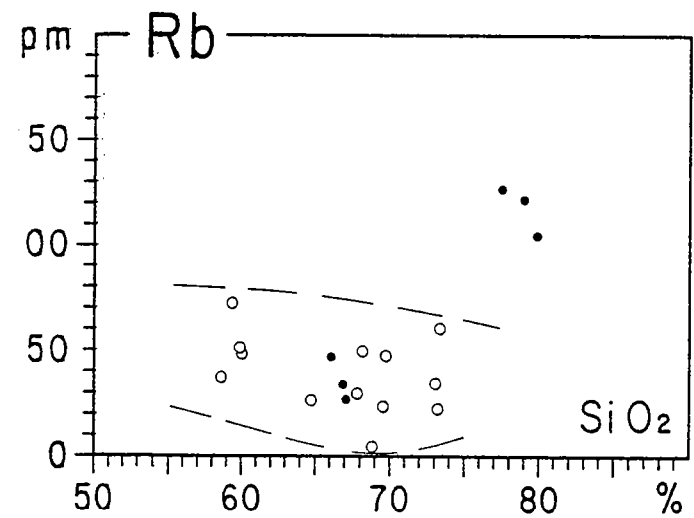
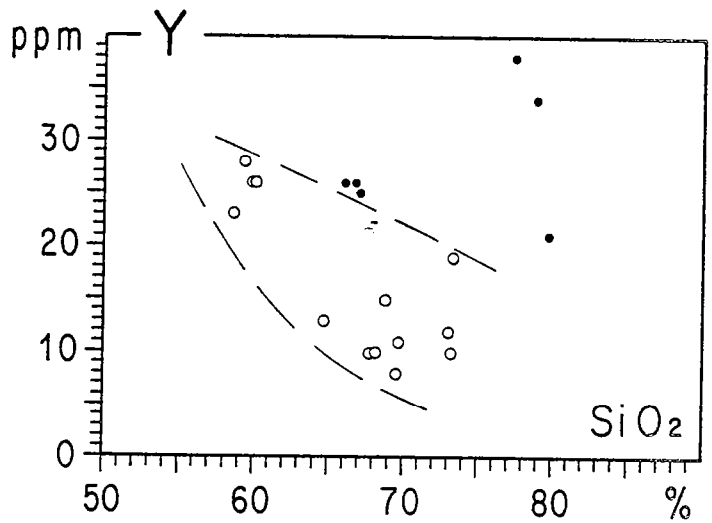
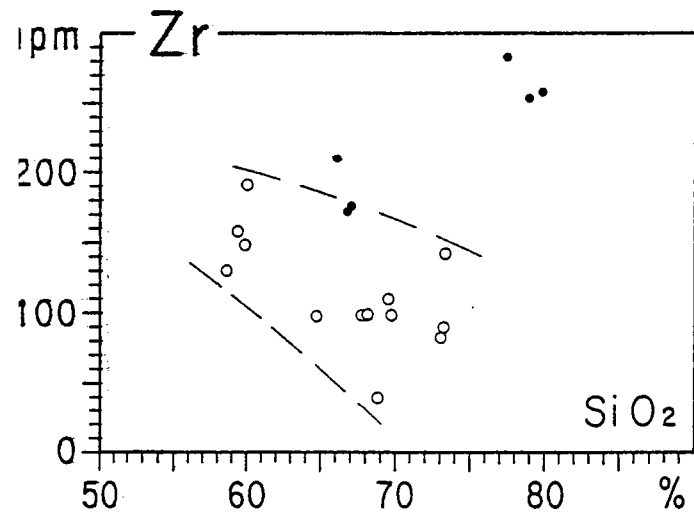
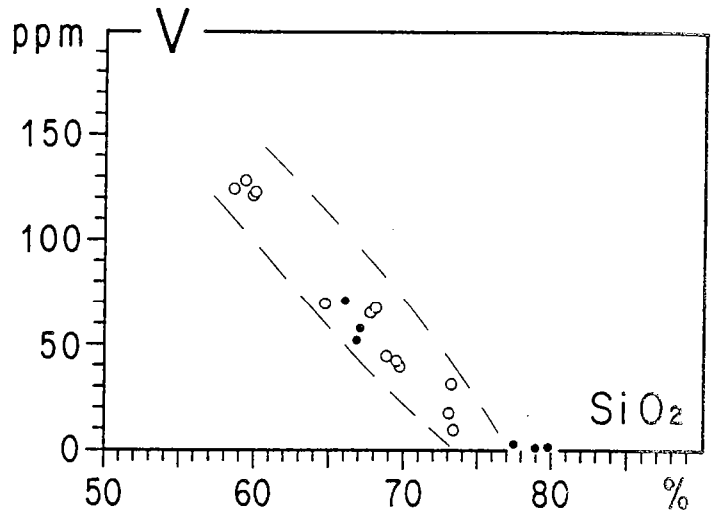
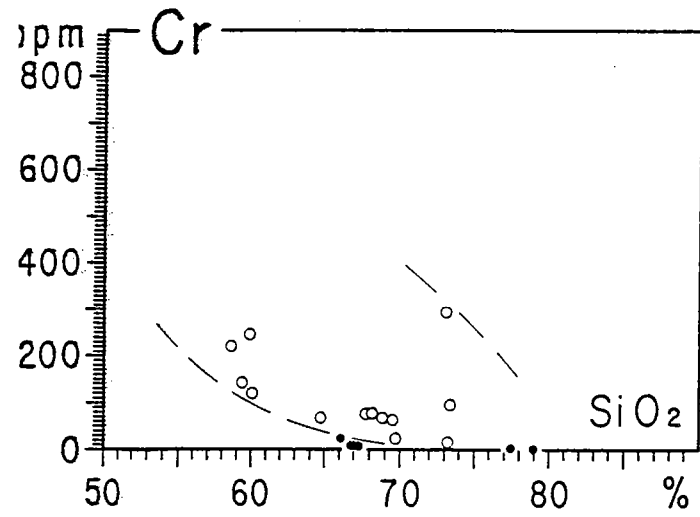


Fig. 6-4 · Diagrammes élément en trace = f (SiO₂) montrant l'évolution géochimique des volcanites de Luoma (O) et de Koivumäki (●).

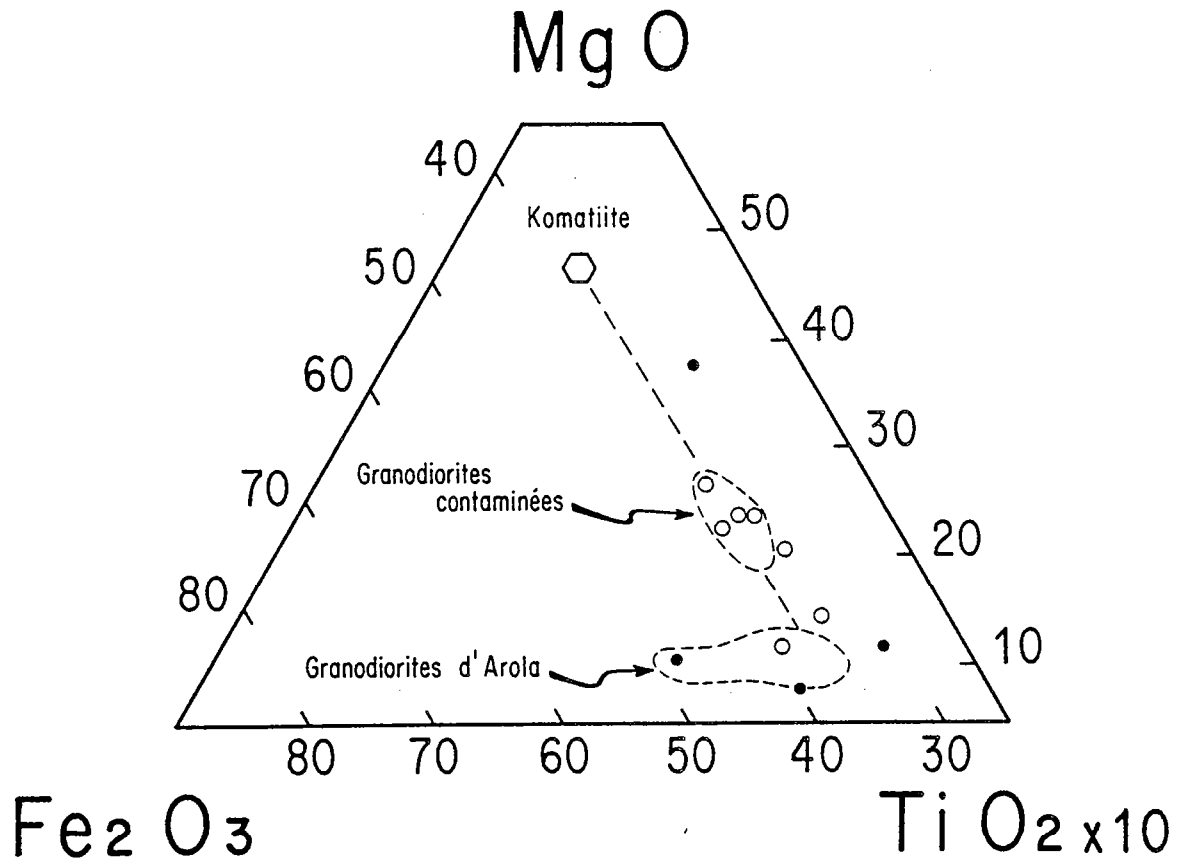


Fig. 6-5 Diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{TiO}_2 \times 10$ mettant en évidence le caractère contaminé des volcanites de Luoma (O) et de Koivumäki (●) par des roches komatiitiques (ici représentées par la moyenne des basaltes komatiites magnésiens), caractère semblable à celui observé pour les granodiorites d'Arola (d'après Quérré, 1985).

II - LES VOLCANITES DE KOIVUMAKI.

1° - Caractères généraux et mode d'affleurement :

La ceinture de Tipasjärvi présente dans sa partie méridionale un ensemble de métavolcanites acides, de passées volcano-sédimentaires et de schistes riches en alumine associés à des quartzites alumineux à disthène et staurotide. Toutes ces unités ont été regroupées par Taipale (1983) sous le nom de formation de Koivumäki. Comme pour la partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi, les collègues finlandais considèrent que cette formation constitue la base de la colonne stratigraphique.

Vartiainen (1970) avait déjà reconnu et individualisé cette formation qu'il dénommait "arénites" avec quelques passées de "breccia conglomerate". En fait, sans nier l'existence d'une composante sédimentaire importante, il me semble bien que la majeure partie de cette formation soit constituée de matériel volcanique, tuffacé ou bréchique.

L'étude de ces volcanites n'est que très fragmentaire car limitée géographiquement aux affleurements proches des roches basiques et ultrabasiques de cette région. En fait, Taipale (1983) à la suite de Vartiainen (1970) a montré que cette formation se continuait selon une branche d'une largeur kilométrique en direction Sud-Ouest. En plus des volcanites pyroclastiques proches de celles décrites ici, cet auteur a trouvé des niveaux de quartzites riches en alumine dans lesquels sont signalés des cristaux de staurotide, de disthène et même, mais beaucoup plus rarement, de sillimanite. Plusieurs formations ferrifères litées (banded-iron formations) ont été reconnues dans cette région, associées intimement aux métavolcanites felsiques.

2° - Caractères pétrographiques et minéralogiques :

L'essentiel du matériel volcanique a été prélevé dans la partie méridionale de la ceinture de Tipasjärvi, le long du chemin allant vers le sud en direction de Koivumäki. Il s'agit de formations interprétées comme étant d'anciennes brèches pyroclastiques se présentant sur le terrain sous la forme de fragments leucocrates, étirés dans la foliation, dont la longueur peut aller jusqu'à 20 cm et disposés dans une matrice légèrement plus sombre constituée d'amphibole, de plagioclase, et de chlorite. Ou bien, il s'agit de formations pyroclastiques tuffacées qui, sur le terrain, prennent l'aspect de gneiss fins, hétérogranulaires et hétérogènes avec des passées leucocrates, quartzo-feldspathiques alternant avec des niveaux plus sombres à hornblende millimétrique. De nombreux grenats irrégulièrement répartis dans la roche sont aisément reconnaissables.

Microscopiquement ces formations volcaniques ne présentent pas de textures aussi nettes et aussi tranchées que celles décrites dans les laves et tuffs de la région de Luoma. En effet, le plus souvent, il s'agit d'une texture de type microgrenue dans laquelle sont reconnaissables des phénoblastes de hornblende et de grenat à aspect d'éponge, parfois plus ou moins alignés et déformés par la foliation. La matrice, quant à elle, est constituée par un enchevêtrement de cristaux de quartz, de cristaux très pléochroïques de biotite soulignant la foliation frustrée et, en proportion moindre, des cristaux de chlorite, d'apatite, des minéraux opaques ainsi que des taches de calcite. Mais ce qui caractérise ces roches, c'est que très souvent, se surimpose l'empreinte d'un métamorphisme thermique se traduisant par une cristallisation désorientée très bien marquée par des prismes automorphes de hornblende verte ou de biotite, associée à une cornéification générale. Ce métamorphisme thermique explique sans doute pourquoi dans les échantillons récoltés, les textures volcaniques sont moins nettes ici que dans les métatuffs de la région de Luoma.

3° - Composition chimique :

Les analyses chimiques des pyroclastites étudiées sont reportées en annexe et la moyenne des compositions est donnée dans le tableau 6-3. Ces résultats ont été ajoutés à ceux des volcanites de Luoma sur les figures 6-3 et 6-4. Il est possible de noter les faits suivants : deux populations ont été analysées - l'une à chimisme dacitique ($\text{SiO}_2 \sim 66\%$) qui, à teneur en silice identique, est moins riche en alcalins (Fig.6-3) que les roches du groupe de Luoma - et l'autre, rhyolitique, caractérisée par une forte teneur en SiO_2 , beaucoup plus importante que celle rencontrée au Nord de la ceinture de Suomussalmi.

| DACITES KOIVUMAKI | | | RHYOLITES KOIVUMAKI | | |
|--------------------------------|---------|----------|--------------------------------|---------|----------|
| | Moyenne | σ | | Moyenne | σ |
| SiO ₂ | 65.90 | 0.55 | SiO ₂ | 77.94 | 0.63 |
| Al ₂ O ₃ | 15.34 | 2.12 | Al ₂ O ₃ | 11.72 | 0.39 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.50 | 1.74 | Fe ₂ O ₃ | 1.96 | 0.21 |
| MnO | 0.11 | 0.03 | MnO | 0.03 | 0.00 |
| MgO | 1.50 | 0.04 | MgO | 0.92 | 0.72 |
| CaO | 4.06 | 0.72 | CaO | 0.69 | 0.26 |
| Na ₂ O | 3.10 | 0.47 | Na ₂ O | 2.29 | 0.52 |
| K ₂ O | 1.28 | 0.48 | K ₂ O | 2.94 | 0.89 |
| TiO ₂ | 0.91 | 0.13 | TiO ₂ | 0.15 | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.13 | 0.04 | P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.00 |
| P.F. | 0.96 | 0.27 | P.F. | 1.38 | 0.29 |
| Tot. | 99.79 | | Tot. | 100.03 | |
| Nb | 9 | 2 | Nb | 14 | 0 |
| Zr | 186 | 17 | Zr | 265 | 13 |
| Y | 26 | 0 | Y | 31 | 7 |
| Sr | 179 | 23 | Sr | 73 | 10 |
| Rb | 36 | 8 | Rb | 118 | 9 |
| Co | 25 | 5 | Co | 17 | 5 |
| V | 60 | 8 | V | 2 | 1 |
| Ni | 18 | 5 | Ni | 4 | 2 |
| Cr | 13 | 7 | Cr | 3 | 2 |

Tab. 6-3 : Moyenne des compositions chimiques des dacites (3 analyses) et des rhyolites (3 analyses) de la série volcanique de Koivumäki.

D'une façon générale, au vu des graphes oxydes = f (SiO_2), les résultats obtenus s'intègrent mal dans l'évolution générale définie pour les volcanites de Luoma. Cette différence est particulièrement nette en ce qui concerne Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , Rb, Zr et Y. La tendance évolutive des volcanites de Koivumäki est schématiquement proche de celle de Luoma, mais certains points s'avèrent être différents. De tels écarts peuvent être expliqués, entre autres, par des processus génétiques différents, des phénomènes de silicification, par altération plus intense et lessivage des alcalins ou par l'existence d'une fraction sédimentaire importante masquée par le métamorphisme.

4° - Conclusion :

L'examen rapide de quelques échantillons de métatufs différenciés de la ceinture de Tipasjärvi est trop succinct pour en tirer des conclusions définitives. Les analyses effectuées ont montré qu'il s'agit de pyroclastites dacitiques et rhyolitiques, la tendance évolutive de ces volcanites s'avérant, en certains points, quelque peu différente de celle de Luoma.

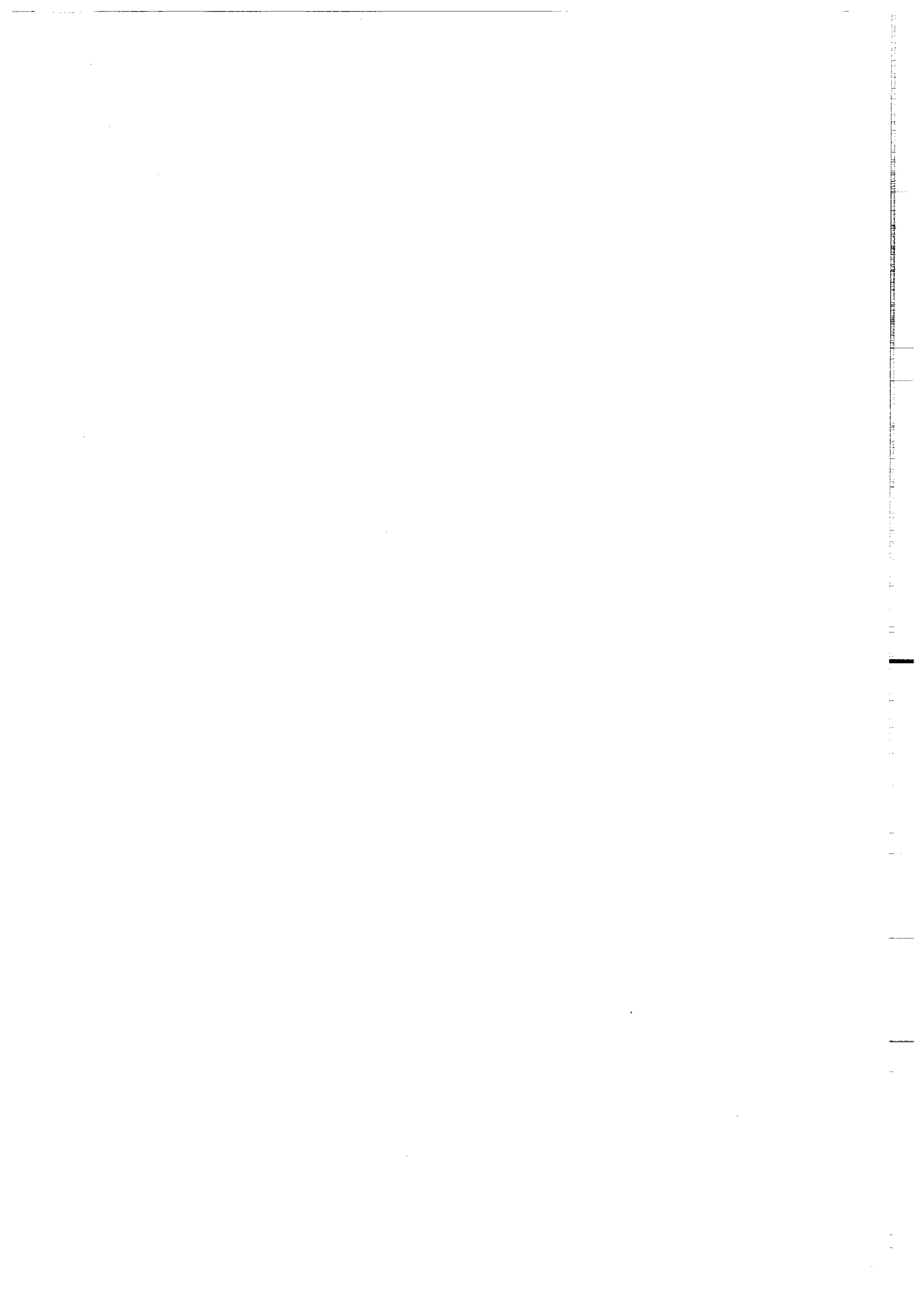
3^{ème} PARTIE

étude de quelques minéraux

*

implications métamorphiques

*



Les coulées komatiitiques différenciées présentant des textures spinifex spectaculaires et les roches associées sont, dans certaines ceintures archéennes (Arndt et al., 1977 ; Nesbitt, 1971 ; Nisbet et al., 1977 parmi d'autres). - ou dans des komatiites d'âge plus récent (Echeverria, 1980, 1982) - caractérisées par la présence de phases minéralogiques primaires, magmatiques. Cette minéralogie consiste principalement en un assemblage d'olivine (Fo_{90-95}), d'augite alumineuse et d'un verre basaltique. La chromite est habituellement présente mais en faible quantité. Même dans le cas des régions les moins métamorphisées, le verre est malgré tout plus ou moins dévitrifié en une intercroissance submicroscopique de minéraux hydroxylés et habituellement l'olivine est partiellement ou totalement remplacée par un assemblage de serpentine et de chlorite. Le pyroxène est, quant à lui, transformé en chlorite ou trémolite et la chromite a évolué en magnétite chromifère. Ces transformations peuvent aller jusqu'à une recristallisation d'enstatite ou d'olivine (Oliver et al., 1972 ; Williams, 1972 ; Binns et al., 1976).

En Finlande orientale, la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi a été métamorphisée et les minéraux initiaux ont totalement disparu. L'étude de ce métamorphisme et des mécanismes de recristallisations dans les ultrabasites a fait l'objet de la thèse de 3ème cycle de Piquet (1982), dont les premiers résultats avaient été annoncés l'année précédente (Piquet et Blais, 1981). Plus récemment, nous avons en partie repris et publié les résultats minéralogiques (Blais et Auvray, 1987) en insistant sur l'origine de l'olivine et du pyroxène présents dans les roches ultrabasiques; ces données permettent une approche de l'évolution métamorphique des ceintures.

Dans cette partie, je reprendrai pour l'essentiel les résultats déjà publiés relatifs à l'origine de ces deux minéraux : olivine et clinopyroxène et j'analyserai les diverses étapes métamorphiques subies par les roches de la ceinture à l'aide des minéraux serpentineux, en insistant sur leurs textures et les spécificités chimiques qu'ils présentent.

Olivine, clinopyroxène et minéraux serpentineux sont présents dans les deux types principaux de roches ultrabasiques décrits dans la partie précédente à savoir : (1) les cumulats et (2) les volcanites. Il est important de rappeler que, ponctuellement, dans les cumulats, on observe un litage magmatique bien marqué, souligné par l'alternance de lits clairs à serpentine et clinopyroxène et de lits sombres dans lesquels le clinopyroxène est plus abondant (Planche III). Dans d'autres cas, le litage est absent dans ces métacumulats et le clinopyroxène est dispersé dans l'ensemble de la roche. Ces cumulats sont bien représentés dans le massif de Näätäniemi situé en bordure du lac Kellojärvi. Les volcanites, quant à elles, sont souvent caractérisées par la présence de taches ocres centimétriques représentant des cristaux d'olivine, taches déformées et orientées dans un plan de foliation frustré de direction approximativement Nord-Sud.

Dans les deux grands groupes de roches, la composition minéralogique primaire magmatique a été largement modifiée. La composition minéralogique des principaux types pétrographiques qui comportent de l'olivine et/ou des minéraux serpentineux est résumée dans le tableau 7-1. Les caractères chimiques de ces roches ultrabasiques ont été exposés précédemment et bien que regroupées avec les autres analyses chimiques en annexe, j'ai reporté dans le tableau 7-2 les analyses de roches totales concernées par ce chapitre et utiles à sa compréhension.

| <u>Cumulats</u> | Numéro de l'échantillon | Minéralogie |
|------------------------------|--------------------------------------|---|
| Serpentinite à olivine | 77-73; 77-197; 79-304 | Olivine + antigorite + magnésite ou dolomite |
| Serpentinite à clinopyroxène | 77-59; 79-152; 79-153 | Diopside + antigorite + trémolite + mg-chlorite + calcite |
| Amphibolite à olivine | S-3; 79-33; 79-40 | Olivine + Ca-amphibole + mg-chlorite + carbonate |
| | Voir localisation dans la figure 7-1 | |
| <u>Volcanites</u> | | |
| Amphibolite à olivine | 77-93; 77-179 | Olivine + Ca-amphibole + mg-chlorite + calcite |
| Amphibolite à clinopyroxène | 79-165 | Diopside + Ca-amphibole + mg-chlorite + carbonate |

Tab. 7-1 : Associations minéralogiques des roches ultrabasiques komatiitiques de la ceinture de Kuhmo renfermant olivine ou clinopyroxène.

| | Cumulats | | | | | | | | Volcanites | | |
|--------------------------------|------------------------------|---------------|--------------|-----------------------|--------------|--------------|------------------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| | Serpentinite à clinopyroxène | | | Amphibolite à olivine | | | Serpentinite à olivine | | à Cpx | à olivine | |
| | 77-59 | 79-153 | 79-152 | S.3 | 79-40 | 79-33 | 79-304 | 77-197 | 79-165 | 77-179 | 77-93 |
| SiO ₂ | 40,98 | 41,74 | 38,00 | 37,60 | 40,65 | 39,81 | 35,63 | 37,98 | 43,40 | 43,53 | 41,19 |
| Al ₂ O ₃ | 3,27 | 2,40 | 2,48 | 3,39 | 4,78 | 3,85 | 1,15 | 1,59 | 8,42 | 6,57 | 6,87 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,55 | 5,53 | 6,17 | 15,30 | 5,35 | 3,56 | 9,56 | 6,40 | 4,35 | 1,51 | 3,94 |
| FeO | 6,89 | 4,92 | - | - | 4,86 | 7,45 | 3,34 | 2,66 | 4,94 | 9,98 | 6,68 |
| MnO | 0,19 | 0,18 | 0,12 | 0,23 | 0,17 | 0,17 | 0,25 | 0,22 | 0,18 | 0,22 | 0,16 |
| MgO | 28,69 | 31,72 | 38,52 | 29,87 | 29,43 | 31,52 | 38,22 | 39,70 | 20,06 | 25,15 | 26,74 |
| CaO | 6,67 | 5,33 | 0,03 | 3,42 | 4,77 | 2,21 | tr | tr | 13,14 | 7,54 | 5,78 |
| Na ₂ O | 0,02 | tr | tr | tr | 0,23 | 0,05 | tr | tr | 0,62 | 0,33 | 0,25 |
| K ₂ O | tr | tr | tr | 0,10 | tr | tr | tr | tr | tr | 0,03 | tr |
| TiO ₂ | 0,17 | 0,15 | 0,12 | 0,29 | 0,31 | 0,26 | 0,07 | 0,10 | 0,37 | 0,35 | 0,40 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,05 | 0,05 | tr | 0,05 | 0,06 | tr | tr | 0,07 | 0,08 | 0,06 |
| P.F. | 7,32 | 8,42 | 13,84 | 8,88 | 9,12 | 8,54 | 11,18 | 11,72 | 4,56 | 5,05 | 7,18 |
| Total | 99,80 | 100,44 | 99,33 | 99,13 | 99,72 | 97,48 | 99,40 | 100,37 | 100,11 | 100,34 | 99,25 |

Tab. 7-2 : Composition chimique des cumulats et des volcanites comportant de l'olivine ou de clinopyroxène (analyses brutes).



CHAPITRE 7

L'OLIVINE

I - CARACTERES TEXTURAUX :

I° - Les Cumulats :

L'olivine des cumulats est présente dans des roches transformées en serpentinites et en amphibolites. Généralement incolore en lumière naturelle, elle apparaît parfois légèrement brun-pâle dans certaines serpentinites. L'olivine et la matrice environnante présentent des aspects variés selon le type pétrographique considéré. **(I)** Dans les serpentinites, l'olivine est sous la forme de mégacristsaux riches en inclusions de petits minéraux opaques, recoupés par des filonnets de serpentine secondaire et entourés d'une matrice d'antigorite avec quelques carbonates. Parfois, au contraire, les cristaux d'olivine sont plus petits, en forme de globules ou de baguettes à extinction droite dispersés dans une matrice d'antigorite. **(II)** Dans les amphibolites, l'olivine se présente en mégacristsaux ou en petits globules bien individualisés dans une matrice non plus d'antigorite, mais d'amphibole, de chlorite et de carbonate. Les mégacristsaux renferment de rares inclusions d'amphibole et de chlorite.

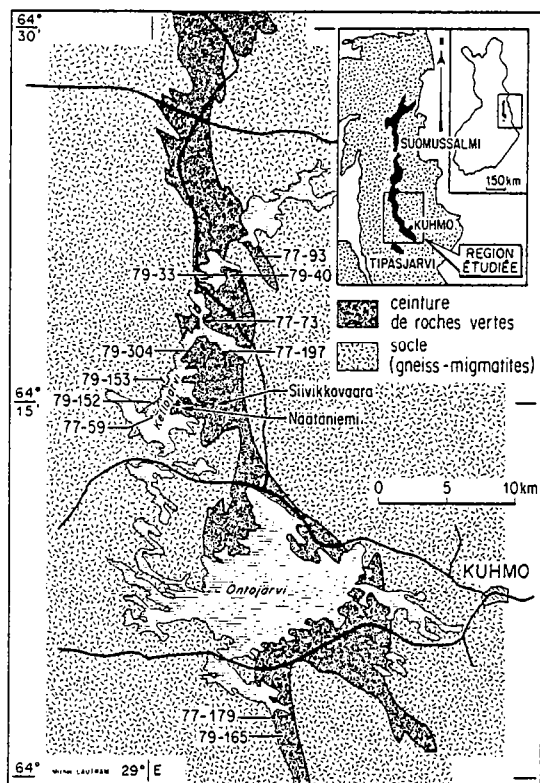


Fig. 7-1 : Carte de localisation des échantillons étudiés renfermant olivine ou clinopyroxène.

La texture de type cumulat est nettement marquée par la présence des fantômes de minéraux magmatiques jointifs, accolés les uns aux autres, dont les contours sont soulignés par des minéraux opaques (Chapitre 4, photos planche IV). Pourquoi, remettre alors en question l'origine magmatique de l'olivine ? Ce sont justement les relations entre les textures de cumulats et les cristaux d'olivine dans les serpentinites qui posent un problème. En effet, des plages plus ou moins importantes à texture de cumulat sont "incorporées" dans les mégacristsaux d'olivine de même orientation optique (Planche IX). Ce type de relation ne peut s'expliquer que si l'on admet une première étape de serpentinitisation totale de l'olivine primaire (magmatique), les minéraux opaques marquant alors les limites de ces olivines primaires (Piquet, 1982). Puis de l'olivine métamorphique s'est développée par dé-serpentinitisation "fossilisant" en quelque sorte les textures de cumulat, tout ou partie. Ce type de relation texturale montre donc simplement qu'à la cristallisation magmatique s'est surimposée une recristallisation métamorphique fossilisant les traces de la première.

De tels exemples de fossilisation de texture magmatique par des cristaux blastiques d'olivine ont été signalés par Oliver et al. (1972), Willett et al. (1978) et Stamatelopoulou-Seymour et Francis (1980 b). Dans ces exemples, les porphyroblastes d'olivine fossilisent une texture non pas de cumulat, mais de type "plate-spinifex".

2° - Les volcanites massives:

Dans le cas des volcanites massives où l'olivine se présente en mégacristsaux ocres à l'affleurement, les textures magmatiques ont été totalement effacées. La matrice de ces roches est constituée par de la chlorite et de l'amphibole dessinant une texture granoblastique hétérogranulaire ou plus rarement isogranulaire, parfois en mosaïque (Planche IX). Sur cette matrice se détachent nettement les cristaux d'olivine (riches en inclusions de chlorite et d'amphibole identiques aux minéraux constituant la matrice) dont l'aspect poeciloblastique traduit sans aucune ambiguïté une origine métamorphique.

Dans les deux cas décrits, les caractères texturaux démontrent l'origine métamorphique des olivines observées.

II - COMPOSITION CHIMIQUE :

Les analyses d'olivine obtenues à la microsonde (Tableau 7-3) proviennent de huit échantillons dont la composition chimique figure dans le tableau 7-2. La serpentinite à olivine 77-73 présentant de très beaux cristaux d'olivine a été étudiée à la microsonde mais n'a pas fait l'objet d'une analyse chimique - roche totale car l'échantillon était affecté de fissures cicatrisées par des carbonates.

En ce qui concerne FeO - fer total - la gamme de composition des olivines est très étendue : de 3,70% pour les olivines les plus magnésiennes jusqu'à 32% pour les moins magnésiennes. On peut noter dès à présent la corrélation positive entre l'olivine et la roche totale en ce qui concerne le fer et le magnésium comme le montre la figure 7-2, et dont nous discuterons la signification ultérieurement. A partir des données de Roeder et Emslie (1970) relatives à l'équilibre magmatique olivine-liquide, nous avons tracé, d'une part la ligne 1 correspondant aux valeurs qu'auraient les rapports sans olivine cumulée et d'autre part la ligne 2 dans le cas où la roche serait constituée par 100% d'olivine. Dans l'hypothèse où les roches étudiées ici renfermeraient des olivines magmatiques, les points représentatifs se situeraient entre ces deux lignes extrêmes et devraient être dispersés. L'examen de la figure 7-2 montre clairement que ces olivines sont

| N° Ech. | CUMULATS | | | | | | | | | | VOLCANITES | |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|---------------|----------------|---------------|---|---|------------|--|
| | Amphibolites | | Serpentinites | | | Amphibolites | | | | | | |
| Moyenne- Ecart-type | 79-33 n=14 | 79-40 n=14 | S-3 n=11 | 77-197 n=12 | 79-304 n=18 | 77-73 n=24 | 77-179 n=10 | 77-93 n=10 | | | | |
| | Chrysolite | Chrysolite | Chrysolite | Forstérite | Forstérite | Forstérite | Hyalosidérite | Chrysolite | | | | |
| | x | σ | x | σ | x | σ | x | σ | x | σ | | |
| SiO ₂ | 38,58 | 0,32 | 40,27 | 41,43 | 42,75 | 42,04 | 37,00 | 38,06 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,01 | 0,01 | - | 0,01 | 0,01 | 0,01 | - | - | | | | |
| FeO _T | 23,20 | 0,34 | 12,13 | 5,43 | 3,72 | 4,30 | 32,01 | 27,22 | | | | |
| MnO | 0,35 | 0,11 | 0,39 | 0,53 | 0,52 | 0,41 | 0,69 | 0,53 | | | | |
| MgO | 38,63 | 0,33 | 47,49 | 52,51 | 52,97 | 54,29 | 30,41 | 36,00 | | | | |
| CaO | 0,01 | 0,02 | - | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | - | | | | |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,02 | - | - | - | - | 0,01 | - | | | | |
| K ₂ O | 0,01 | 0,02 | - | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | - | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | - | | | | |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,01 | - | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | | | | |
| NiO | 0,17 | 0,10 | 0,17 | 0,37 | 0,24 | 0,29 | 0,14 | 0,17 | | | | |
| Total | 100,99 | | 100,48 | 100,32 | 100,26 | 101,39 | 100,32 | 101,99 | | | | |
| Si | 0,996 | 0,996 | 0,992 | 0,992 | 1,013 | 0,991 | 1,006 | 0,994 | | | | |
| Al | 0,000 | 0,000 | - | 0,000 | 0,000 | 0,000 | - | - | | | | |
| Fe ²⁺ | 0,499 | 0,453 | 0,249 | 0,108 | 0,074 | 0,084 | 0,726 | 0,591 | | | | |
| Mn | 0,007 | 0,008 | 0,008 | 0,011 | 0,010 | 0,008 | 0,016 | 0,012 | | | | |
| Mg | 1,495 | 1,537 | 1,755 | 1,887 | 1,883 | 1,918 | 1,241 | 1,408 | | | | |
| Ca | 0,000 | 0,000 | - | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | - | | | | |
| Na | 0,000 | 0,000 | - | - | - | - | 0,001 | - | | | | |
| K | 0,000 | 0,000 | - | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | - | | | | |
| Cr | 0,000 | 0,001 | 0,0001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | | | |
| Ti | 0,000 | - | - | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | - | | | | |
| Ni | 0,003 | 0,005 | 0,003 | 0,007 | 0,005 | 0,006 | 0,003 | 0,004 | | | | |
| XMg | 0,749 | 0,772 | 0,876 | 0,946 | 0,962 | 0,958 | 0,631 | 0,704 | | | | |

Tab. 7-3 : Composition chimique des olivines $X_{Mg} = Mg/Mg + Fe^{2+}$.

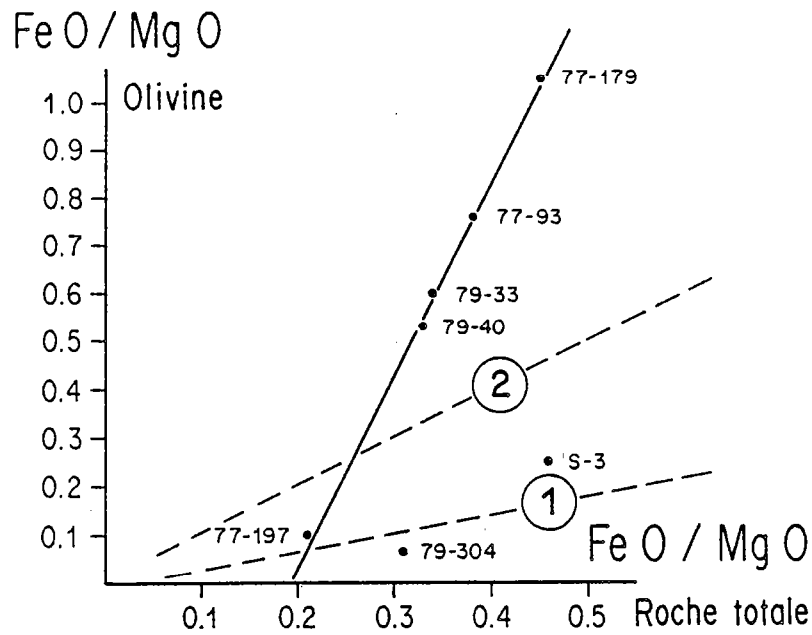


Fig. 7-2 : Rapports FeO/MgO dans les olivines métamorphiques et dans les roches totales correspondantes. Ligne 1 = roche sans olivine cumulée; ligne 2 = roche constituée par 100% d'olivine (d'après Roeder et Emslie, 1970).

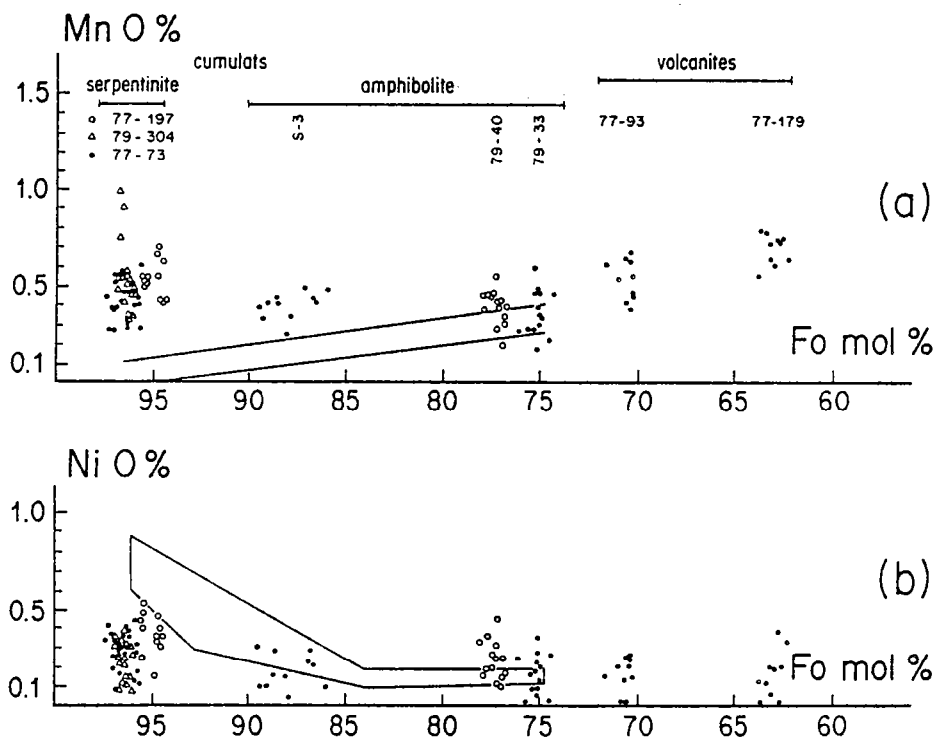


Fig. 7-3 : (a) Diagrammes des teneurs en MnO en fonction du pourcentage moléculaire de forstérite dans les olivines.

(b) Diagrammes des teneurs en NiO en fonction du pourcentage moléculaire de forstérite dans les olivines.

Les champs dessinés correspondent aux domaines de composition des olivines magmatiques analysées par Vance et Dungan (1977).

métamorphiques car il existe un bon alignement des mesures et la plupart des échantillons sont situés à l'extérieur du champ magmatique.

Si l'on considère les oxydes mineurs, seuls NiO et MnO sont en quantité significative dans l'olivine ; tous les autres oxydes, en particulier Al_2O_3 , Cr_2O_3 et CaO ont des teneurs non significatives très faibles ou nulles.

La totalité des analyses a été reportée dans le diagramme MnO et NiO en fonction du pourcentage moléculaire de forstérite (Fig. 7-3 a et b). En effet, Simkin et Smith (1970) ont montré que dans les olivines magmatiques des roches plutoniques, hypovolcaniques ou volcaniques, la teneur en NiO croît et celle en MnO décroît lorsque la teneur en MgO augmente. Plus récemment Vance et Dungan (1977) ont confirmé ces résultats et de plus ils ont dessiné les champs de variation de composition des olivines de complexes ophiolitiques : chromitites, tectonites et ensembles cumulats, c'est à dire de péridotites de haute température. Les champs ainsi dessinés correspondent à des teneurs en Fo variant de Fo₇₅ jusqu'à Fo₉₆. Ces deux diagrammes font très nettement ressortir que, en aucun cas, les olivines étudiées ici n'entrent dans les domaines de composition des olivines magmatiques analysées par Vance et Dungan (1977).

1°- Dans le groupe des cumulats :

L'examen plus approfondi de la figure 7-3 montre que :

* Les olivines des serpentinites sont très magnésiennes, jusqu'à Fo₉₈. Elles sont appauvries en NiO et très enrichies en MnO par rapport aux compositions des olivines de haute température; leurs teneurs en NiO oscillent entre moins de 0,1% et 0,55% et celles en MnO entre 0,25% et 1%. L'examen textural a montré des reliques de textures de cumulat ainsi piégées à l'intérieur des mégacristaux d'olivine ; la composition chimique très particulière des olivines confirme leur origine métamorphique : grande richesse en MgO, teneurs anormalement fortes en MnO et faibles en NiO. Des olivines métamorphiques possédant de telles caractéristiques ont déjà été décrites par Springer (1974), Arai (1975, 1980), Hietanen (1977), Pinsent et Hirst (1977), Morgan (1978) et Snoke et Calk (1978).

* Certaines olivines d'amphibolites, échantillon S-3 (Fo₈₆₋₉₀), diffèrent sensiblement des olivines magmatiques. Enrichies en MnO, elles sont par rapport aux champs dessinés, pour une partie d'entre elles, appauvries en nickel. D'autres olivines d'amphibolites de cumulat (échantillons 79-40 et 79-33) ont par contre des compositions parfaitement compatibles avec celles des olivines magmatiques, aussi bien en ce qui concerne le pourcentage en forstérite (entre 74% et 79%) que les teneurs en NiO (inférieures à 0,4%) et MnO (0,2 à 0,6%). Pour ces olivines de métacumulats amphibolitisés, les critères texturaux manquent et il est difficile sur les seules données chimiques de décider de leur origine. Un argument indirect pour rechercher cette origine peut être déduit du partage fer-magnésium entre l'olivine et les minéraux coexistants que sont l'amphibole calcique et l'antigorite (Fig.7-4) pour lesquels la composition chimique est donnée dans les tableaux 7-4 et 7-5. En effet, au cours d'une cristallisation magmatique, il y a peu de chance d'observer le même X Mg ($Mg/Mg + Fe^{2+}$) dans des minéraux qui cristallisent à des températures différentes. Par contre, lors du métamorphisme, toutes les recristallisations observées apparaissent à peu près simultanément, ce qui va avoir tendance à entraîner une corrélation linéaire entre les X Mg des différentes phases en présence. Si on observe cela dans les roches, c'est que l'origine métamorphique des minéraux est probable. Ainsi, la figure 7-4 montre une corrélation linéaire pour le partage fer-magnésium entre olivine et amphibole. Ceci signifie que toutes les olivines, y compris celles pour lesquelles les critères texturaux manquent, ont vraisemblablement une origine commune : métamorphique. Une telle distribution linéaire pour le même couple de minéraux a été signalée également par Trommsdorff et Evans (1972) et par Vance et Dungan (1977). En ce qui concerne la distribution

| N°Ech. Moyenne- Ecart-type | Amphiboles dans les cumulats | | | | | | Amphiboles dans les volcanites | | | |
|--------------------------------------|------------------------------|----------|---------------|----------|-------------|----------|--------------------------------|----------|---------------|----------|
| | 79-33 n=13 | | 79-40 n=25 | | S-3 n=11 | | 77-179 n=13 | | 77-93 n=13 | |
| | x | σ | x | σ | x | σ | x | σ | x | σ |
| SiO ₂ | 57,30 | 0,37 | 55,93 | 0,87 | 56,74 | 1,03 | 53,29 | 1,55 | 53,55 | 0,59 |
| Al ₂ O ₃ | 0,36 | 0,11 | 1,70 | 0,65 | 0,96 | 0,72 | 4,45 | 1,34 | 3,96 | 0,32 |
| P ₂ O ₅ | n.d. | | n.d. | | 0,17 | 0,09 | 0,17 | 0,04 | 0,16 | 0,06 |
| FeO _T | 3,48 | 0,62 | 3,47 | 0,28 | 2,45 | 0,34 | 4,85 | 0,30 | 4,24 | 0,22 |
| MnO | 0,10 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,11 | 0,05 | 0,15 | 0,07 | 0,05 | 0,04 |
| MgO | 23,23 | 0,25 | 22,74 | 0,40 | 23,39 | 0,35 | 20,03 | 0,86 | 20,86 | 0,21 |
| CaO | 11,88 | 0,69 | 12,40 | 0,51 | 12,32 | 0,29 | 12,52 | 0,34 | 12,48 | 0,20 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,03 | 0,87 | 0,24 | 0,23 | 0,17 | 0,83 | 0,19 | 0,77 | 0,11 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,03 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,19 | 0,10 | 0,19 | 0,05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,08 | 0,03 | 0,05 | 0,20 | 0,14 | 0,19 | 0,12 |
| NiO | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,07 |
| Total | 96,62 | | 97,43 | | 96,50 | | 96,79 | | 96,53 | |
| Si | 7,936 | | 7,735 | | 7,847 | | 7,484 | | 7,511 | |
| Al ^{IV} | 0,059 | | 0,265 | | 0,153 | | 0,516 | | 0,489 | |
| Somme | 7,995 | | 8,000 | | 8,000 | | 8,000 | | 8,000 | |
| Al ^{VI} | - | | 0,012 | | 0,003 | | 0,217 | | 0,164 | |
| P | nd | | nd | | 0,019 | | 0,020 | | 0,200 | |
| Fe | 0,402 | | 0,400 | | 0,282 | | 0,568 | | 0,496 | |
| Mn | 0,012 | | 0,008 | | 0,012 | | 0,016 | | 0,006 | |
| Mg | 4,826 | | 4,718 | | 4,851 | | 4,214 | | 4,389 | |
| Ti | 0,003 | | 0,005 | | 0,005 | | 0,020 | | 0,020 | |
| Cr | 0,004 | | 0,008 | | 0,003 | | 0,022 | | 0,021 | |
| Ni | 0,008 | | 0,007 | | 0,003 | | 0,006 | | 0,005 | |
| Somme | 5,255 | | 5,158 | | 5,178 | | 5,083 | | 5,121 | |
| Ca | 1,763 | | 1,838 | | 1,825 | | 1,884 | | 1,875 | |
| K | 0,002 | | 0,012 | | 0,003 | | 0,010 | | 0,007 | |
| Na | 0,032 | | 0,233 | | 0,061 | | 0,225 | | 0,209 | |
| Somme | 1,797 | | 2,089 | | 1,889 | | 2,119 | | 2,091 | |
| X Mg | 0,920 | | 0,919 | | 0,945 | | 0,881 | | 0,896 | |

Tab. 7-4 - Composition chimique des amphiboles.

| N° Ech. Moyenne- Ecart-type | 79-33 | | 77-197 | | 79-304 | | 77-73 | |
|-----------------------------------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|
| | n=17 | | n=14 | | n=14 | | n=7 | |
| | x | σ | x | σ | x | σ | x | σ |
| SiO ₂ | 41,31 | 0,81 | 41,39 | 0,72 | 42,41 | 1,05 | 41,20 | 1,85 |
| Al ₂ O ₃ | 2,59 | 0,54 | 2,09 | 0,56 | 1,39 | 0,41 | 1,80 | 0,19 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | - | - | | 0,01 | 0,02 |
| FeO _T | 7,43 | 0,75 | 2,32 | 0,36 | 1,54 | 0,21 | 2,04 | 0,69 |
| MnO | 0,05 | 0,07 | 0,09 | 0,11 | 0,06 | 0,05 | 0,10 | 0,15 |
| MgO | 35,57 | 1,28 | 39,89 | 0,36 | 39,38 | 0,62 | 41,44 | 1,30 |
| CaO | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,02 | - | - | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 |
| K ₂ O | - | - | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,15 | 0,11 | 0,29 | 0,24 | 0,25 | 0,19 | 0,51 | 0,19 |
| TiO ₂ | - | - | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,05 |
| NiO | 0,09 | 0,09 | 0,11 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,07 |
| Total | 87,21 | | 86,23 | | 85,16 | | 87,24 | |
| Si | 3,933 | | 3,894 | | 4,009 | | 3,849 | |
| Al ^{IV} | 0,290 | | 0,106 | | - | | 0,151 | |
| Somme | 4,000 | | 4,000 | | 4,009 | | 4,000 | |
| Al ^{VI} | 0,067 | | 0,125 | | 0,011 | | 0,046 | |
| Fe | 0,589 | | 0,182 | | 0,121 | | 0,158 | |
| Mn | 0,004 | | 0,007 | | 0,005 | | 0,008 | |
| Mg | 5,079 | | 5,630 | | 5,584 | | 5,791 | |
| Ca | 0,001 | | 0,002 | | 0,002 | | 0,001 | |
| Na | 0,002 | | - | | 0,002 | | 0,002 | |
| K | - | | 0,002 | | 0,002 | | 0,001 | |
| Cr | 0,011 | | 0,022 | | 0,019 | | 0,038 | |
| Ti | - | | 0,001 | | 0,001 | | 0,003 | |
| Ni | 0,007 | | 0,008 | | 0,005 | | 0,005 | |
| XMg | 0,896 | | 0,969 | | 0,979 | | 0,973 | |

Tab. 7-5 · Composition chimique de l'antigorite.

fer-magnésium entre olivine et antigorite, les données sont moins nombreuses et plus dispersées. Néanmoins, elles s'inscrivent globalement dans la tendance dessinée par les couples olivine-amphibole et il est raisonnable de penser que ces minéraux ont atteint un état proche de l'équilibre chimique lors du métamorphisme.

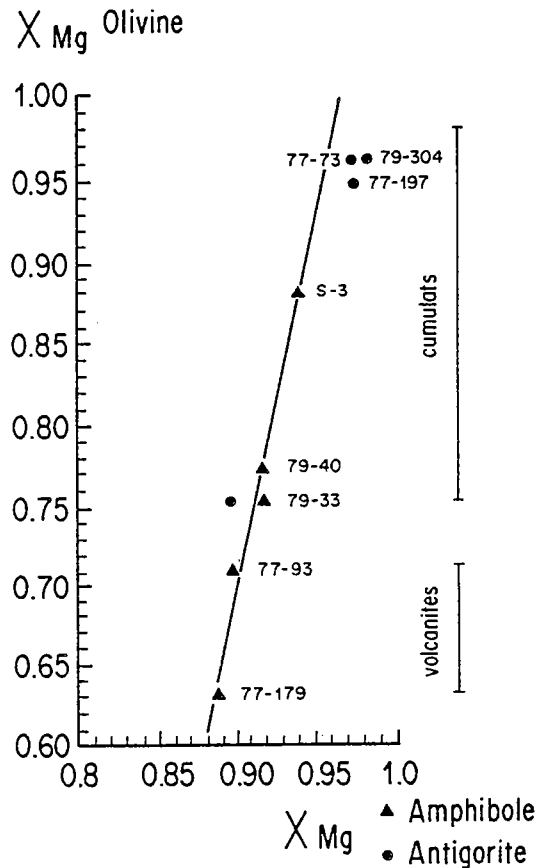


Fig. 7-4 : Diagramme $X_{Mg}^{Olivine}$ en fonction de $X_{Mg}^{Amphibole}$ et $X_{Mg}^{Antigorite}$ illustrant le partage fer-magnésium entre ces minéraux.

2° - Dans le groupe des volcanites massives : représenté dans cette étude par deux amphibolites (77-93 et 77-179), les pourcentages de forstérite des olivines, reportés en figure 7-3, sont très bas, entre 70% et 72% pour un échantillon et entre 62 et 64% pour l'autre. De ce fait, les points représentatifs des compositions minéralogiques sont bien à l'écart des domaines dessinés par Vance et Dungan, définissant le champ des olivines magmatiques mais plus ou moins dans le prolongement de ceux-ci. Les teneurs en NiO sont pour les deux échantillons très faibles, inférieures à 0,3% et celles en MnO augmentent légèrement lorsque l'olivine devient plus riche en FeO, ce qui est conforme aux variations définies par Simkin et Smith (1970). En effet, de 0,35% à 0,70% de MnO pour les olivines présentant un pourcentage en forstérite de l'ordre de 70, ces valeurs passent à 0,50% - 0,80% pour Fo = 63%. Ces olivines poeciloblastiques sont chimiquement

riches en fer et comparables à celles décrites par Oliver et Ward (1971), Oliver et al. (1972), Stamatiopoulou-Seymour et Francis (1980 b) dans des roches ultrabasiques archéennes semblables à celles étudiées ici.

Ayant montré, à l'aide des traits texturaux et des données chimiques, le caractère métamorphique des olivines étudiées, nous pouvons noter que les variations de la teneur en forstérite sont principalement liées à la matrice encaissante (Figure 7-2 et discussion ultérieure) montrant ainsi que l'on ne peut utiliser uniquement la richesse en forstérite d'une olivine pour distinguer son origine soit magmatique, soit métamorphique. Les données obtenues renforcent les conclusions établies par Oliver et al. (1972) sur des roches chimiquement proches et de même âge.

III - COMPARAISON DES OLIVINES ETUDIÉES AVEC DES OLIVINES MAGMATIQUES NATURELLES ET EXPERIMENTALES :

Un deuxième argument indirect en faveur d'une origine métamorphique des olivines étudiées est fourni par la comparaison avec des olivines typiquement magmatiques appartenant soit à des komatiites archéennes provenant d'autres régions du monde (Afrique du Sud, Australie et surtout Canada) soit aux komatiites plus récentes tertiaires de l'île de Gorgona en Colombie. Les olivines analysées, relevées dans la littérature, appartiennent soit aux textures spinifex, soit aux textures de cumulats. Reportées dans la figure 7-5, elles n'ont pas été distinguées dans les deux diagrammes déjà utilisés : NiO et MnO en fonction du pourcentage de forstérite. Cette figure montre que la gamme de composition de ces olivines naturelles est étroite, les teneurs en forstérite étant comprises entre 83% et 95% pour la majorité des analyses. Les teneurs en NiO sont en majeure partie conformes aux champs dessinés par Vance et Dungan (1977) et que nous avons définis précédemment. Il faut cependant noter que certaines olivines sont légèrement appauvries en NiO. Par contre, les teneurs en MnO se placent parfaitement dans le domaine magmatique, y compris celles qui sont légèrement appauvries en NiO. De plus, toutes ces olivines magmatiques contiennent des quantités significatives de CaO, Al₂O₃ et Cr₂O₃, alors que les olivines étudiées précédemment en étaient totalement dépourvues (Tableau 7-3).

Dans ces mêmes diagrammes ont également été replacées les compositions d'olivines obtenues expérimentalement par Arndt (1977 c), Bickle et al. (1977) et Duke et Naldrett (1978).

Arndt (1977 c) s'est intéressé au partage du nickel entre l'olivine et les liquides produits au cours de la fusion d'une komatiite contenant 25,10% de MgO (échantillon SA 3091). L'expérience s'est déroulée à une pression de 1 atmosphère. Les olivines (Fo₈₄ - Fo₈₅ - Fo₉₀) ont des compositions d'olivine magmatique. De plus, ces olivines possèdent des teneurs non négligeables en CaO (0,30% à 0,43%), Cr₂O₃ (0,07% à 0,47%) et Al₂O₃ (0,05% à 0,72%).

Dans l'étude expérimentale entreprise par Bickle et al. (1977), les compositions des olivines de komatiites de la ceinture de Belingwe (Rhodésie) ont été déterminées pour des pressions plus élevées, comprises entre 10 kbar et 40 kbar. Ces olivines, dont le pourcentage de forstérite varie entre Fo₉₂ et Fo₉₄, ont des teneurs en NiO un peu faibles (0,2% à 0,3%) par rapport aux champs définis mais les teneurs en MnO, inférieures à 0,1% sont en accord avec des compositions d'olivine de haute température ; comme dans le cas précédent, CaO, Cr₂O₃ et Al₂O₃ sont des constituants non négligeables de ces olivines.

Duke et Naldrett (1978) ont étudié les péridotites et dunites des séries komatiitiques associées à des sulfures de nickel. Ils ont simulé le fractionnement d'olivine et de ces sulfures à partir de liquides silicatés basiques et ultrabasiques. Dans le cas de magma initial sous-saturé en sulfures, les olivines obtenues se situent à la limite du domaine de composition des olivines de

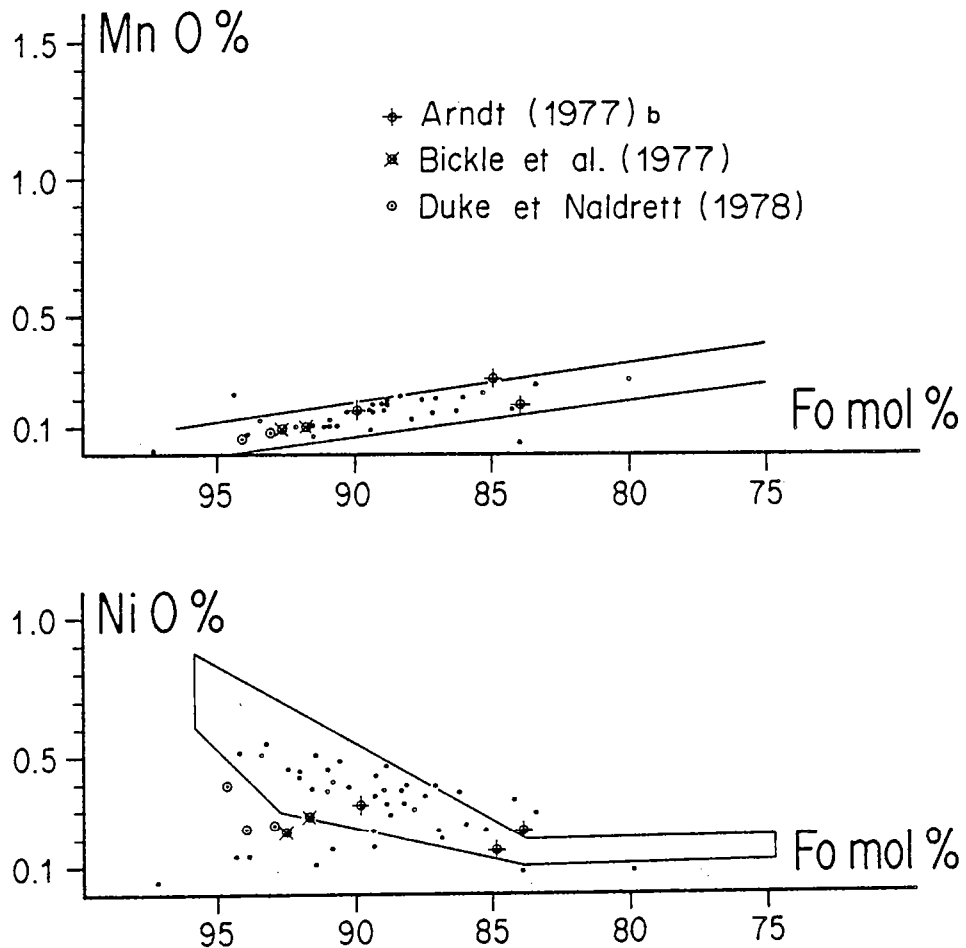


Fig. 7-5 : Diagramme MnO et NiO en fonction du pourcentage moléculaire de forstérite des olivines magmatiques de komatiites.

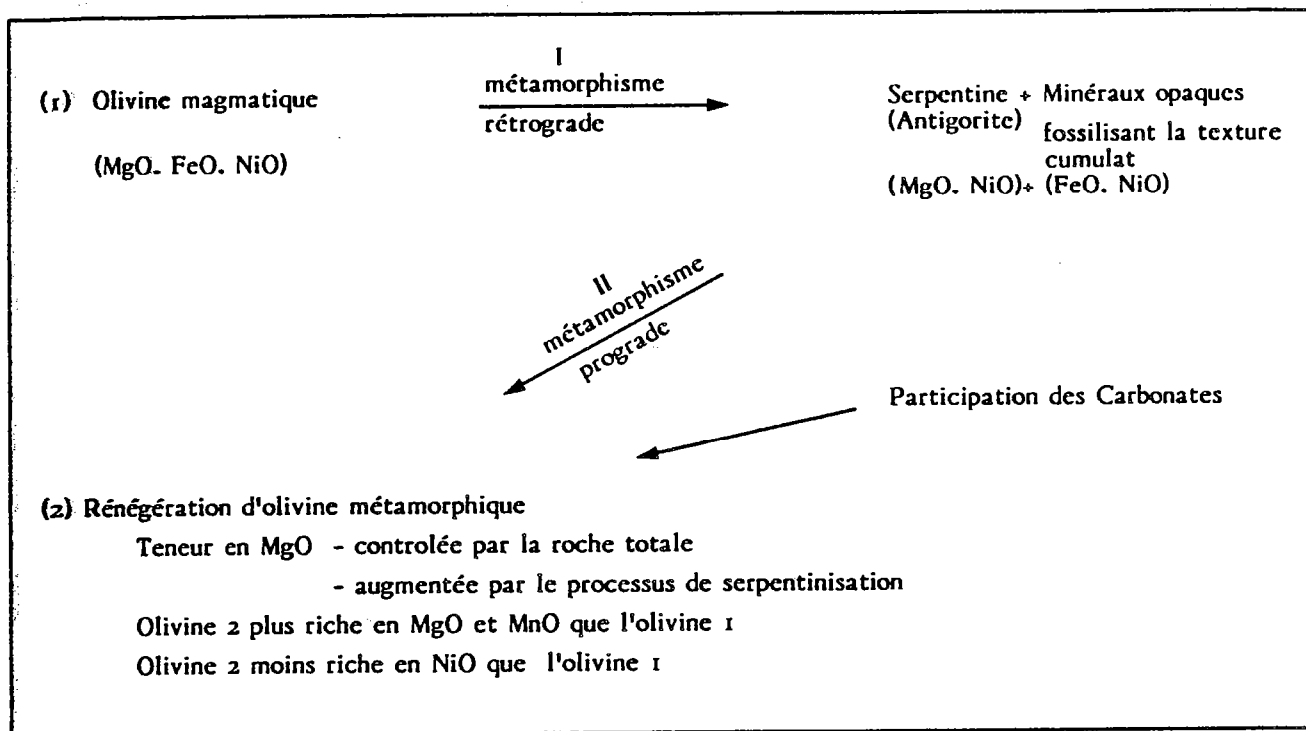
haute température (Fig.7-5). Par contre, pour ces auteurs, la faible teneur en nickel des olivines peut s'expliquer par séparation simultanée d'olivine et de sulfures si le magma initial est saturé en sulfures, ce qui provoque un appauvrissement très marqué des olivines en nickel. Un tel mécanisme magmatique pourrait effectivement expliquer les faibles teneurs en nickel observées dans certaines olivines de Finlande. Mais un certain nombre d'arguments s'opposent à cette possibilité. En effet, nous avons vu que les relations texturales entre les cristaux d'olivine et les fantômes de textures de cumulats présents dans les serpentinites indiquent clairement que l'olivine s'est développée par blastèse, même si les cas démonstratifs sont rares. Cet argument textural est, pour nous, le plus décisif. De plus, il faut signaler que dans la région de Kuhmo, il n'existe pas de gisement de sulfure de nickel actuellement connu associé aux roches vertes. Aussi, pouvons-nous conclure que les faibles teneurs en nickel des olivines présentes dans les ultrabasites de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi ne sont pas liées à la cristallisation de sulfures de nickel.

Il ressort donc de cette comparaison que les olivines étudiées dans les roches finlandaises n'ont pas une origine magmatique mais métamorphique.

IV - FACTEURS CONTROLANT LA COMPOSITION DES OLIVINES :

Comme nous l'avons déjà signalé précédemment, le principal facteur contrôlant la composition des olivines étudiées est sans aucun doute la composition chimique des roches totales. La corrélation positive entre les rapports FeO/MgO des olivines d'une part et des roches totales d'autre part (Fig.7-2) met en évidence cet effet de matrice. Mais ce n'est d'ailleurs pas l'unique facteur de contrôle. Pour les olivines les plus magnésiennes, le processus de serpentinisation a sans doute influé sur les compositions chimiques comme le suggèrent les très forts pourcentages de forstérite (jusqu'à $F_o = 98\%$). En effet, d'après Duke et Naldrett (1978), la première olivine à se développer dans un liquide hautement magnésien ($MgO = 32\%$) atteint seulement un pourcentage de forstérite d'environ 95. Il est donc vraisemblable qu'au cours de la serpentinisation de l'olivine primaire magmatique dont il ne reste plus de témoins, une partie du fer a été libérée sous forme de magnétite (Piquet, 1982). Ainsi, lors de la formation des olivines à partir de l'antigorite, il y a moins de fer disponible, ce qui donne naissance à des olivines métamorphiques très magnésiennes. Un tel mécanisme a été évoqué par Hietanen (1977) et Zhang (1981). Les faibles teneurs en nickel de certaines olivines peuvent également être reliées au processus de serpentinisation (Chapitre 9). Au cours de cette altération, le nickel, initialement contenu dans les olivines magmatiques, est redistribué dans les minéraux serpentiniteux d'une part, mais également dans les sulfures et la magnétite d'autre part ($Ni = 7070$ ppm - échantillon 77-73 de Serpentinite à olivine). Seul le nickel contenu dans l'antigorite sera incorporé dans la nouvelle olivine aboutissant ainsi à des olivines métamorphiques relativement pauvres en nickel. La source de MnO des olivines est plus délicate à rechercher et se trouve peut-être dans les carbonates. Ce sont des minéraux très communs dans pratiquement toutes les roches ultrabasiqes de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi mais l'examen minéralogique montre que, lorsqu'il y a présence d'olivine, ces carbonates sont toujours en faible quantité, voire même absents alors que dans les autres types pétrographiques ils sont systématiquement plus abondants. Seule, une serpentinite à olivine (échantillon 77-197) présente une association minéralogique où coexistent : olivine + antigorite + magnésite. Cette dernière contient un pourcentage en MnO appréciable (0,79%) alors que l'antigorite n'en contient que 0,09%. Nous pensons ainsi pouvoir expliquer par la participation des carbonates aux réactions de formation des olivines, la relative richesse en MnO des olivines métamorphiques (Figure 7-3 a).

Ces variations chimiques (MgO, FeO, NiO et MnO), entre l'olivine magmatique primaire d'une part et l'olivine métamorphique d'autre part, sont résumées dans le tableau 7-6. Par rapport à l'olivine magmatique initiale, l'olivine métamorphique secondaire est enrichie en MgO et MnO mais appauvrie en NiO. L'étude précise des minéraux et des transferts chimiques lors des diverses phases métamorphiques, ébauchée ici, sera détaillée ultérieurement.



Tab. 7-6 - Comportement de MgO - FeO - NiO au cours de la serpentinisation de l'olivine magmatique et de la régénération de l'olivine métamorphique.

*

CHAPITRE 8

LE CLINOPYROXÈNE

Ce minéral est aussi présent dans les cumulats et les volcanites ultrabasiques (Tableau 7-1). Le problème posé par ce minéral est le même que pour l'olivine : est-il magmatique, métamorphique ou bien les deux origines sont-elles possibles ?

I - CARACTÈRES TEXTURAUX :

1° - Les cumulats :

Dans ce groupe de roches représenté par des serpentinites à clinopyroxène, deux cas d'importances très différentes sont à envisager sur la base des critères texturaux :

1 - dans la majorité des roches étudiées, le clinopyroxène représente de 5 à 50% de la roche. Dans les roches où un litage magmatique décimétrique est macroscopiquement visible (Planche III), le pyroxène est en position cumulus; par contre, dans les serpentinites massives sans litage magmatique, lorsque les textures de cumulats sont encore observables, le clinopyroxène est alors en position post-cumulus associé à de l'antigorite, minéral métamorphique remplaçant l'olivine qui occupait la position cumulus. Dans les deux cas, les pyroxènes sont automorphes à sub-automorphes et l'examen microscopique montre que ces minéraux, qui sont de teinte claire, renferment parfois en inclusions des minéraux brun-foncé en lumière naturelle (Planche XI). Les caractères microscopiques de ces derniers minéraux ne permettent pas une détermination minéralogique précise, de plus les tentatives d'analyse à la microsonde n'ont jamais donné de résultats fiables et cohérents. Il est important de noter que dans quelques serpentinites où la texture cumulat conservée est matérialisée par des plages d'antigorite, ce sont ces minéraux brun-foncé entourés d'une auréole de trémolite qui sont en position post-cumulus attestant ainsi une origine magmatique (Planche IV). L'examen microscopique précis montre alors que ces minéraux brun-foncé, qu'il est possible sur des critères morphologiques d'assimiler à d'anciens clinopyroxènes magmatiques plus ou moins pseudomorphosés en amphiboles, sont tout à fait similaires aux minéraux bruns inclus dans les clinopyroxènes plus clairs. Il est donc raisonnable de penser qu'il s'agit dans les deux cas du même minéral qui serait le témoin de l'existence d'un clinopyroxène magmatique antérieur. Le clinopyroxène clair, par contre fréquent dans les serpentinites et englobant le pyroxène brun, serait métamorphique. De telles associations : Cpx 1 (brun-foncé, magmatique) entouré par un Cpx 2 (plus clair, métamorphique) ont déjà été décrites par Trommsdorff et Evans (1974), Frost (1975) et Evans (1977), essentiellement dans des serpentinites.

Le deuxième point renforçant l'hypothèse d'une origine métamorphique du pyroxène clair, a trait à la faible importance, voire l'absence totale d'amphibole et de carbonate associés à ce minéral. Il est très difficile d'imaginer que le clinopyroxène soit resté intact sous l'action d'une phase fluide tandis que l'olivine primaire était totalement serpentinisée. On ne voit pas pourquoi il y aurait systématiquement peu de carbonates dans ce type de roches alors que la carbonatation a été intense. Cette faible quantité de carbonates n'est pas due à de basses teneurs en CaO puisque les serpentinites à amphibole, qui ont des teneurs en CaO voisines de celles des serpentinites à clinopyroxène, sont beaucoup plus riches en carbonates. Par contre, cette faible quantité d'amphiboles et de carbonates devient plus aisément explicable si l'on admet qu'ils ont participé aux réactions de formation du clinopyroxène métamorphique.

| N° Ech. Moy-Ec.type | Cpx magmatique | | Cpx métamorphique | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|----------|-------------------|----------|----------------|----------|----------------|----------|---|----------|
| | 79-152 n=10 | | 77-59 n=11 | | 79-153 n=16 | | 79-165 n=18 | | | |
| | x | σ | x | σ | x | σ | x | σ | x | σ |
| SiO ₂ | 53,03 | 0,88 | 54,62 | 0,96 | 53,46 | 0,76 | 53,15 | 0,56 | | |
| Al ₂ O ₃ | 2,70 | 0,32 | 1,36 | 0,56 | 2,19 | 0,18 | 1,66 | 0,59 | | |
| FeO \uparrow | 2,39 | 0,31 | 4,15 | 0,38 | 3,92 | 0,73 | 4,16 | 0,19 | | |
| MnO | 0,05 | 0,05 | 0,21 | 0,03 | 0,14 | 0,10 | 0,21 | 0,09 | | |
| MgO | 17,79 | 1,07 | 16,75 | 0,48 | 16,07 | 0,46 | 15,85 | 0,32 | | |
| CaO | 21,93 | 1,10 | 21,34 | 0,64 | 23,11 | 0,39 | 24,46 | 0,26 | | |
| Na ₂ O | 0,45 | 0,06 | 0,38 | 0,11 | 0,31 | 0,06 | 0,03 | 0,04 | | |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | - | - | 0,01 | 0,02 | - | - | | |
| TiO ₂ | 0,42 | 0,09 | 0,17 | 0,11 | 0,24 | 0,08 | 0,18 | 0,12 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 1,10 | 0,20 | 0,53 | 0,21 | 0,85 | 0,12 | 0,06 | 0,07 | | |
| NiO | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | - | - | 0,02 | 0,03 | | |
| Total | 99,90 | | 99,53 | | 100,30 | | 99,78 | | | |
| Si | 1,923 | | 1,991 | | 1,940 | | 1,943 | | | |
| Al | 0,115 | | 0,058 | | 0,094 | | 0,071 | | | |
| Fe | 0,070 | | 0,126 | | 0,119 | | 0,116 | | | |
| Mn | 0,002 | | 0,006 | | 0,004 | | 0,006 | | | |
| Mg | 0,968 | | 0,916 | | 0,875 | | 0,869 | | | |
| Ca | 0,852 | | 0,834 | | 0,898 | | 0,958 | | | |
| Na | 0,032 | | 0,027 | | 0,022 | | 0,002 | | | |
| K | 0,001 | | - | | - | | - | | | |
| Ti | 0,011 | | 0,005 | | 0,010 | | 0,005 | | | |
| Cr | 0,031 | | 0,015 | | 0,024 | | 0,002 | | | |
| Ni | 0,001 | | 0,002 | | - | | 0,001 | | | |
| Wo | 45,97 | | 45,10 | | 47,97 | | 49,21 | | | |
| En | 50,29 | | 47,98 | | 45,62 | | 44,54 | | | |
| Fs | 3,74 | | 6,91 | | 6,41 | | 6,25 | | | |

Tab. 8-1 : Composition chimique du clinopyroxène magmatique (79-152) et des clinopyroxènes métamorphiques (77-59, 79-153 et 79-165).

2 - Il faut noter également que dans un échantillon (79-152) où la texture cumulat est localement bien conservée, le pyroxène, peu abondant - moins de 1% de la composition modale - occupe une position post-cumulus et se présente en petits fragments inclus dans la serpentine. Ce type de relation, très peu fréquent dans les métacumulats de la région étudiée, atteste du caractère "relique magmatique" du pyroxène dans cet échantillon.

2° - Les volcanites :

Dans ce groupe de roches représenté par des amphibolites à clinopyroxène, l'origine métamorphique de ce dernier est beaucoup plus évidente. En effet, le clinopyroxène se présente sous la forme de mégacristaux nettement poeciloblastiques, incolores en lumière naturelle et riches en inclusions d'amphibole, de chlorite et de carbonate (Planche XI). La matrice est composée par les mêmes minéraux organisés en une texture granoblastique hétérogranulaire.

II - COMPOSITION CHIMIQUE :

Les analyses chimiques de clinopyroxène (Tableau 8-1) montrent que les minéraux analysés, qu'ils soient d'origine magmatique (79-152) ou d'origine métamorphique (77-59, 79-153 et 79-165), ont des compositions assez voisines. Reportées dans le triangle de classification de Poldervaart et Hess (1951), les analyses mettent en évidence qu'il s'agit de pyroxène de type diopside (Fig.8-1).

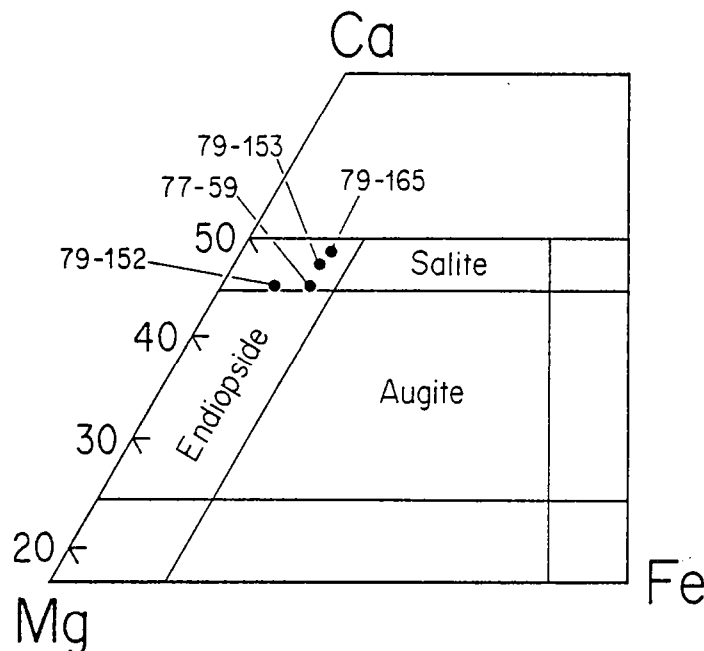


Fig. 8-1 : Composition des pyroxènes dans un diagramme Ca-Mg-Fe.

Ces pyroxènes magnésiens et calciques contiennent pour certains d'entre eux des

quantités notables d' Al_2O_3 , de FeO et de Cr_2O_3 . Toutefois, l'examen plus approfondi des analyses chimiques montre que le pyroxène d'origine magmatique est sensiblement plus riche en Al_2O_3 , TiO_2 et Cr_2O_3 et, à l'inverse, plus pauvre en FeO et MnO que les pyroxènes d'origine métamorphique. Sans que nous puissions tirer de conclusions définitives de ces légères différences fondées sur trop peu d'échantillons appartenant à des roches totales qui n'ont pas exactement les mêmes compositions, il faut noter que ces observations rejoignent celles faites par Frost (1975) dans sa comparaison des compositions chimiques de clinopyroxènes magmatiques et métamorphiques.

III - CONDITIONS PRESSION-TEMPERATURE - X CO_2 DE FORMATION DE L'OLIVINE ET DU CLINOPYROXENE METAMORPHIQUES :

Après avoir montré, selon des critères texturaux et chimiques, l'origine métamorphique des olivines et des clinopyroxènes dans la majorité des roches ultrabasiques de la région de Kuhmo, il faut maintenant essayer d'estimer les conditions thermodynamiques qui ont présidé à la formation de ces minéraux. Une telle tentative a été faite en se basant sur le diagramme de phase $T^\circ\text{C} - X \text{CO}_2$ (Figure 8-2) établi pour une pression de 2000 bars dans le système $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ et CO_2 (Trommsdorff et Evans, 1977a).

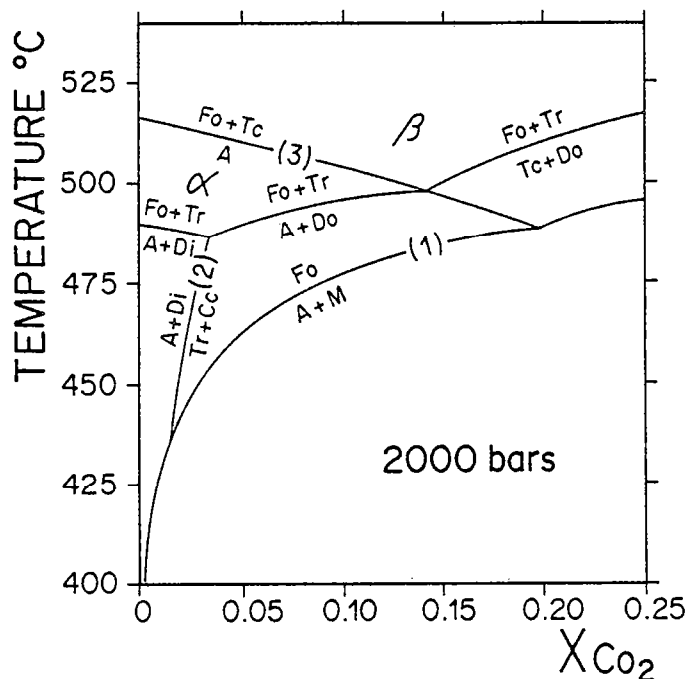
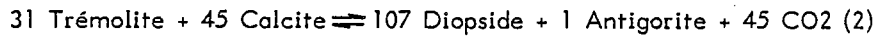


Fig. 8-2 : Diagrammes $T^\circ - X \text{CO}_2$ à $P_T = 2 \text{ Kbars}$ dans le système $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$, d'après Trommsdorff et Evans (1977 a).
Abréviations : A : Antigorite; Cc : Calcite;
Di : Diopside; Do : Dolomite; Fo : Forstérite;
Ta : Talc; Tr : Trémolite; M : Magnésite.

* Dans le cas des métacumulats, principalement celui des serpentinites à olivine et clinopyroxène, les réactions de formation de ces minéraux sont les suivantes :



Ces deux réactions peuvent co-exister dans une gamme commune de températures comprises approximativement entre 440° et 490°C; ce sont toutes les deux des réactions de décarbonatation mais elles ne sont cependant pas rigoureusement identiques : la réaction (1) est de plus une réaction de déshydratation pour une teneur en CO₂ de la phase fluide variant de 0,020 à 0,20 quand la température augmente alors que pour la réaction (2) CO₂ reste à 0,025 pour des températures variant entre 440°C et 485°C. Ces deux réactions apparaissent dans une gamme de température correspondant à la partie de haut degré du faciès schistes verts.

* Au vu du diagramme de la figure 8-2, l'étude des conditions du métamorphisme dans les autres types de roches (amphibolites à olivine des métacumulats, amphibolites à olivine et clinopyroxène des coulées massives) est un peu plus délicate. Les assemblages minéralogiques (Tableau 7-1) des amphibolites à olivine : olivine + trémolite + carbonate + Mg - chlorite se retrouvent dans deux domaines distincts du diagramme T°C - XCO₂ : (α) antigorite-olivine-trémolite et (β) olivine-trémolite-talc ; ces deux zones étant séparées par la réaction (3) : antigorite \rightleftharpoons olivine + talc qui marque la limite supérieure de stabilité de l'antigorite. Les caractéristiques T°C - XCO₂ du domaine α correspondent à des températures comprises entre 485°C et 510°C pour XCO₂ variant de 0,025 à 0,15. Pour le domaine β, les températures sont supérieures (510°C à 535°C) et les teneurs en CO₂ de la phase fluide peuvent être aussi plus fortes. L'examen microscopique révélant une certaine rareté des carbonates, ceci laisse penser que la teneur en CO₂ devait être du même ordre que celle existant pour les paragenèses de la première zone.

De plus, en suivant Oterdoom (1978) qui considère que l'apparition de l'association forstérite-trémolite correspond à la limite du faciès amphibolite inférieur, nous pouvons conclure que les roches correspondant aux métavolcanites et les amphibolites à olivine des métacumulats appartiennent à ce faciès de métamorphisme.

La présence d'anthophyllite (Piquet, 1982 ; Blais et al., 1987) dans certaines coulées komatiitiques à spinifex de Tīpasjärvi, indique un degré de métamorphisme plus élevé que celui de la majorité des paragenèses étudiées ici (Evans, 1977 ; Jenkins, 1981), ce qui est confirmé par la présence, localement dans la partie sud-ouest de cette ceinture, de micaschistes à staurotide, disthène et même sillimanite (Taipale, 1983) indiquant ainsi un degré de métamorphisme plus élevé (faciès amphibolite).

IV - CONCLUSION :

En conclusion à cette partie consacrée à l'étude détaillée de l'olivine et du clinopyroxène dans certaines roches ultrabasiques de la région de Kuhmo, il faut insister sur le fait que, comme dans beaucoup d'autres ceintures de même type et de même âge, la minéralogie primaire des métacumulats et des métavolcanites a été largement modifiée.

La nature métamorphique de l'olivine peut être mise en évidence grâce à des critères texturaux selon lesquels des minéraux opaques, matérialisant les fantômes d'olivines magmatiques antérieurement serpentinisées, sont englobés par des cristaux d'olivine régénérés au cours d'un métamorphisme prograde. Dans d'autres cas, c'est l'aspect poeciloblastique des olivines qui traduit de façon certaine le caractère métamorphique. En utilisant des critères chimiques comme la teneur des olivines en Ni et Mn, le caractère métamorphique est renforcé. Le facteur le plus important contrôlant la composition de l'olivine est sans doute la composition chimique de la roche totale mais nous pensons qu'une serpentinisation antérieure des olivines magmatiques augmente la teneur en magnésium de l'olivine métamorphique.

D'après ses relations texturales, le clinopyroxène, sauf dans un cas, semble également d'origine métamorphique car, il renferme des minéraux de teinte et de morphologie différentes interprétés comme les fantômes de clinopyroxènes magmatiques antérieurs, ou bien il se développe de façon poeciloblastique ne laissant alors aucun doute quant à son origine.

Les conditions $T^{\circ}C - XCO_2$ sont approchées à l'aide des données de Trommsdorff et Evans (1977a) connues pour une pression totale de 2000 bars. C'est ainsi que dans la région étudiée, ce métamorphisme régénérant olivine et pyroxène et correspondant au métamorphisme régional ayant affecté l'ensemble des formations de la ceinture, se situe dans la partie de haut degré du faciès schistes verts pour les paragenèses à serpentine-olivine-pyroxène et dans le début du faciès amphibolite pour les amphibolites présentant olivine ou clinopyroxène. Dans cette région, ce métamorphisme semble être de moindre intensité que celui affectant la ceinture de Tipasjärvi située à quelques 30 km plus au Sud où sont signalées des associations à anthophyllite et des micaschistes à disthène, voire même sillimanite.

Pour terminer, il me semble essentiel d'insister sur les deux points suivants : (1) la composition chimique des olivines métamorphiques est différente de celle des olivines magmatiques. Il n'y a pas eu simple recristallisation mais des transferts chimiques se sont déroulés au cours du métamorphisme entraînant une redistribution des éléments à l'échelle de l'échantillon; (2) la compréhension de l'histoire magmatique des ceintures archéennes de roches vertes et l'élaboration de modèles pétrogénétiques ne peuvent être justifiées que si, avant l'introduction des données minéralogiques, le caractère primaire et magmatique des minéraux étudiés a bien été démontré.



CHAPITRE 9

LES SERPENTINES

Lors du chapitre consacré à l'olivine, il a été fait allusion à plusieurs reprises aux serpentines montrant ainsi l'étroite association entre ces deux types de minéraux. Après avoir décrit les trois grandes étapes métamorphiques (Blais et al., 1986), je développerai l'analyse des textures des minéraux serpentineux, leur composition chimique et tenterai de cerner les processus chimiques qui ont déterminé les compositions de ces serpentines au cours des diverses phases du métamorphisme. Les échantillons sur lesquels a porté l'étude des minéraux serpentineux (région de Kuhmo, figure 9-1) sont des métacumulats composés de minéraux métamorphiques mais où des textures magmatiques de cumulats ont parfois été conservées. Regroupées sous le terme général de serpentinites, leur minéralogie est donnée dans le tableau 9-1 et les analyses chimiques sont reportées dans le tableau 9-2.

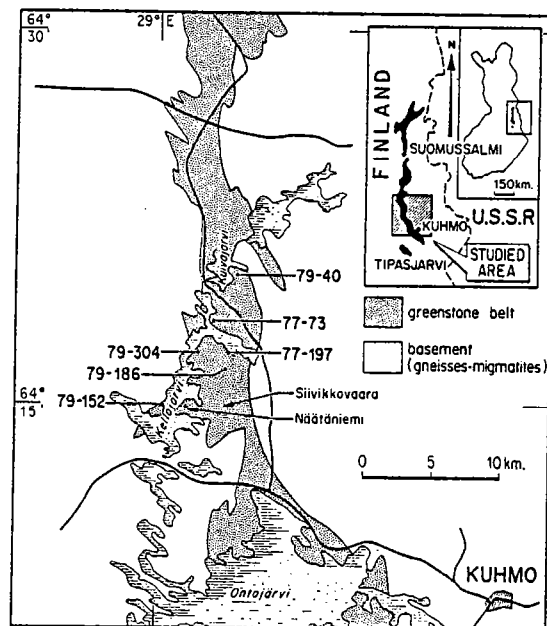


Fig. 9-1 : Localisation des échantillons décrits pour l'étude des serpentines.

N.B. : Les tableaux et figures en anglais se rapportant à ce chapitre sont extraits de Blais et Auvray, soumis au Canadian Mineralogist.

Lors de l'étude relative à l'olivine, j'ai montré que cette olivine métamorphique s'était développée en "fossilisant" en quelque sorte les textures de cumulat initiales. Il faut donc admettre

| Rock type | Sample number | Mineralogy |
|---|-----------------------|--|
| Serpentinite with magmatic olivine relicts | 79-152 | Chlorite, (\pm pyroxene), serpentine, \pm brucite, opaque minerals. |
| Amphibolite serpentinite with hourglass texture | 79-186 | Serpentinite, chlorite, tremolite, dolomite, opaque, \pm pyroxene. |
| Olivine serpentinite | 77-73, 79-304, 77-197 | Olivine, serpentine, magnetite. |
| Olivine amphibolite | 79-40 | Tremolite, chlorite, opaque minerals, olivine, serpentine. |

Tab. 9-1 · Associations minéralogiques des différentes serpentinites et roches associées. Voir Fig. 9-1 pour la localisation des échantillons.

| | 79-152 | 79-186 | 79-304 | 77-197 | 79-40 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 38.00 | 40.70 | 35.63 | 37.98 | 40.65 |
| Al ₂ O ₃ | 2.48 | 4.16 | 1.15 | 1.59 | 4.78 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.17 | 9.26 | 9.56 | 6.40 | 5.35 |
| FeO | n.d. | n.d. | 3.34 | 2.66 | 4.86 |
| MnO | 0.12 | 0.16 | 0.25 | 0.22 | 0.17 |
| MgO | 38.52 | 31.58 | 38.22 | 39.70 | 29.43 |
| CaO | 0.03 | 3.75 | tr | tr | 4.77 |
| Na ₂ O | tr | tr | tr | tr | 0.23 |
| K ₂ O | tr | tr | tr | tr | tr |
| TiO ₂ | 0.12 | 0.21 | 0.07 | 0.10 | 0.31 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.04 | tr | tr | 0.05 |
| P.F. | 13.84 | 10.28 | 11.18 | 11.72 | 9.12 |
| | 99.33 | 100.14 | 99.40 | 100.37 | 99.72 |
| Ni | 2452 | 1805 | 1687 | 2327 | 1601 |
| Cr | 1525 | 3348 | 3791 | 3404 | 2859 |
| Co | 108 | 107 | 119 | 125 | 103 |
| V | 49 | 75 | 36 | 33 | 124 |

Tab. 9-2 · Compositions chimiques des serpentinites.

une première étape de serpentinisation totale de l'olivine primaire (magmatique), les minéraux opaques marquant les limites de ces olivines primaires. En fait, il est possible, à partir des observations minéralogiques de déterminer les diverses étapes métamorphiques subies par ces serpentinites, pouvant se résumer en trois épisodes :

(1) **première étape (Stade I)** : elle correspond à la serpentinisation de bas degré aboutissant à une transformation totale des olivines d'origine magmatique. Bien qu'il y ait peu de preuve certaine, cette phase est vraisemblablement une altération hydrothermale syn-mise en place.

(2) **deuxième étape (Stade II)** : elle correspond au métamorphisme prograde aboutissant à la recristallisation d'olivine. Il s'agit du métamorphisme général subi par la ceinture et dont les conditions thermodynamiques ont été estimées à 440°C - 485°C, pour une pression totale de 2 kbar (Trommsdorff et Evans, 1977 a) pour les roches renfermant serpentine-olivine, ce qui correspond au faciès schiste vert et à des températures sensiblement plus élevées du faciès amphibolite, de l'ordre de 490°C-535°C pour les amphibolites à olivine.

(3) **troisième étape (Stade III)** : l'étude microscopique montre nettement que les olivines blastiques sont partiellement serpentinisées; cette ultime étape étant donc une nouvelle serpentinisation de bas degré, rétro-morphique correspondant à une altération partielle des olivines métamorphiques. Elle peut être interprétée comme étant la phase ultime de l'épisode métamorphique précédent ou comme étant liée à l'orogénèse karélienne, plus récente (1,7 Ga) dont on connaît l'influence grâce aux âges Rb-Sr sur biotite (Vidal et al., 1980 ; Martin, 1985).

I - CARACTERES TEXTURAUX :

Wicks et Whittaker (1977) ont montré que les textures de serpentines pouvaient être groupées en trois types : (1) **les textures pseudomorphes** pour lesquelles les minéraux serpentineux respectent la forme et les limites des minéraux primaires serpentinisés (olivine principalement); (2) **les textures non pseudomorphes** ne respectent pas la forme primitive et se développent à partir des minéraux primaires ou à partir de textures pseudomorphes préexistantes et (3) **les serpentines en veines** ne remplacent pas des minéraux préexistants mais correspondent à des recristallisations dans des fractures. Dans les serpentinites de la ceinture de Kuhmo, les deux premiers types ont été reconnus; les veines, rares, n'ont pas été étudiées.

1° - Les textures pseudomorphes :

Ces textures se développent le plus fréquemment aux dépens de deux silicates : l'olivine et le pyroxène. Les seules textures pseudomorphes observées correspondent ici à des olivines. Il n'a pas été reconnu de bastite, pseudomorphe de pyroxènes, lesquels se transforment plus couramment en chlorite ou en amphibole. Il est tout à fait possible qu'une recristallisation ultérieure en antigorite (stade III) ait complètement effacé d'éventuelles plages de bastite.

L'étude microscopique montre que deux types de textures pseudomorphes d'olivine ont été reconnus : la texture maillée et la texture en sablier.

1.1. la texture maillée (mesh texture) :

Cette texture qui se développe par hydratation de l'olivine quelle que soit son origine (magmatique ou métamorphique), est très commune et a été souvent décrite : Moeskops (1977), Wicks et al. (1977), Wicks et Whittaker (1977), Maltmann (1978) pour ne citer que quelques auteurs. Elle se compose classiquement de deux parties : le "coeur" de la maille et les fibres formant la maille - (a) La nature du coeur est variable et peut être fait d'olivine, de brucite ou

d'un mélange serpentine-brucite de couleur jaune rouille en lumière naturelle. Divers exemples sont reportés sur la planche X - (b) Les fibres de serpentine sont quant à elles bien développées dans les textures maillées à "coeur" d'olivine. La structure la plus fréquente de ces fibres -dite fibres biparties- permet de voir deux parties séparées par une fine bande où se développent de très petites fibres (Planche X). La nomenclature de la serpentine constituant cette texture maillée, recommandée par Wicks et Zussman (1975) et Wicks et al. (1977) est fondée sur l'allongement des fibres (serpentine α si l'allongement est négatif, χ si positif). Plus rarement ont été observées des fibres triparties pour lesquelles la bande centrale a souvent un allongement de signe opposé à celui des bandes adjacentes. Dans l'ensemble des cas étudiés ici, l'allongement des fibres biparties et triparties est négatif ce qui, en suivant les auteurs précédents, en fait des textures de serpentine α .

Wicks et Zussman (1975) ont montré que ce type de texture est généralement constitué par de la lizardite, ce que nous confirmerons lors de l'étude chimique.

Les textures maillées se sont développées aux dépens des deux types d'olivine (-magmatique et métamorphique-). L'étude microscopique montre que, dans le premier cas, l'olivine magmatique a été le plus souvent entièrement transformée en un mélange de serpentine et de brucite. Par contre, les olivines d'origine métamorphique n'ont été que partiellement serpentinisées. Ces deux générations de serpentine qui se forment à partir de deux générations successives d'olivine, au cours de périodes métamorphiques séparées dans le temps, seront traitées séparément lors de la discussion de la composition chimique des minéraux serpentineux.

1.2. La texture en sablier :

Décrite par Wicks et al. (1977) et Laurent et Hébert (1979), elle a été observée dans quelques serpentinites (Planche X). Cette texture développée à partir d'olivine magmatique n'est pas, comme dans le cas précédent, constituée de lizardite mais de fibres d'antigorite.

1.3. La texture pseudomorphe à serpentine finement cristallisée :

Observée dans de rares cas, elle se traduit par la conservation parfaite de la forme primitive des cristaux d'olivine magmatique, la serpentinitisation se manifeste sous la forme de très petits cristaux d'antigorite.

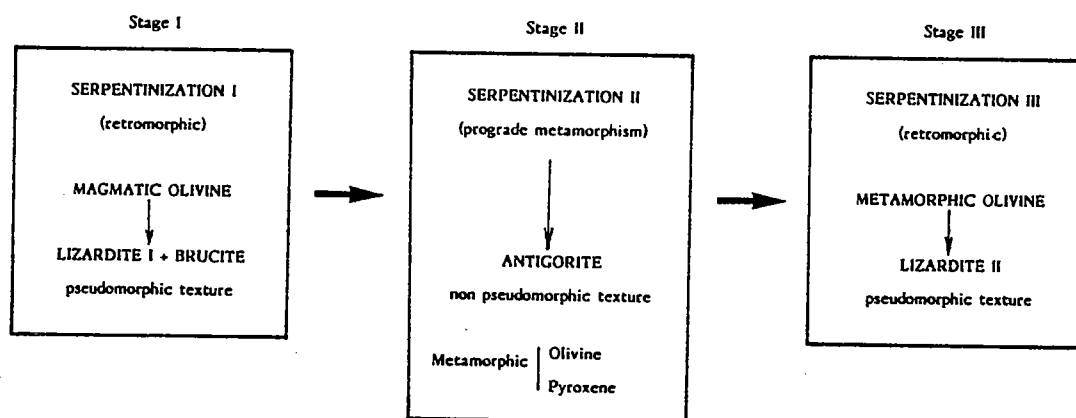
2° - Les textures non pseudomorphes :

Ces textures sont largement dominantes dans les serpentinites finlandaises. Contrairement aux textures pseudomorphes, les minéraux serpentineux ne respectent plus, ni la forme, ni les limites des minéraux magmatiques. Il faut cependant noter que le développement de ces textures non pseudomorphes de serpentine n'efface pas complètement les textures magmatiques initiales de cumulats : les fantômes d'olivine sont en effet matérialisés par la disposition des minéraux opaques (Blais et Auvray, 1987). En suivant Wicks et Whittaker (1977), deux types de textures non pseudomorphes peuvent être reconnus : (a) le type "interlocking" dans lequel les grains de serpentine ont une forme amiboïde à équante et (b) le type "interpenetrating" où de véritables lames allongées constituent un feutrage d'aiguilles enchevêtrées. C'est ce deuxième type qui a été le plus fréquemment observé. Ces lames de serpentine n'ont très souvent aucune orientation particulière ou parfois, elles se présentent sous la forme de grandes gerbes disposées en rosette (Planche X).

Tous les minéraux serpentineux de ces textures non pseudomorphes sont faits de serpentine χ . La détermination aux rayons X, couplée avec les courbes d'analyse thermique différentielle (ATD) permettent d'affirmer qu'il s'agit clairement d'antigorite (Whittaker et Zussman, 1956 ; Boudier, 1971).

3° - Interprétation :

Dans la région étudiée, l'examen des textures des minéraux serpentineux permet d'établir la chronologie suivante résumée dans le tableau 9-3.



Tab. 9-3 : Différentes étapes des serpentinisations successives.

- dans un premier temps (stade I), l'olivine magmatique a été partiellement ou entièrement serpentinisée donnant naissance à des textures maillées classiques de serpentine α (lizardite I) et peut-être aussi des textures en sablier constituées également initialement de serpentine α . Cette serpentinisation I s'est déroulée en climat rétromorphique.
- dans un deuxième temps (stade II), les minéraux serpentineux de basse température ont recristallisé en antigorite. Les textures pseudomorphes deviennent non pseudomorphes dans la majorité des cas. Les textures en sablier qui ont été analysées représentent peut être une étape intermédiaire de cette recristallisation avec conservation de la texture mais transformation de serpentine α en serpentine γ . La recristallisation se prolongeant, la serpentine en sablier évolue en antigorite non pseudomorphe. Ce développement d'antigorite - serpentinisation II - est imputable à un métamorphisme prograde qui aboutit à la régénération d'olivine et de clinopyroxène métamorphiques.
- dans un troisième temps (stade III), l'olivine métamorphique est à son tour serpentinisée (serpentinisation III) donnant de nouvelles textures maillées à coeur d'olivine (lizardite II).

II - COMPOSITION CHIMIQUE :

Les analyses chimiques des minéraux serpentineux sont représentées dans le tableau 9-4 où sont également reportées les analyses chimiques des olivines métamorphiques. Ces données correspondent aux différents types texturaux rencontrés : serpentines maillées des stades I et III et serpentine en sablier, dans le cas des textures pseudomorphes; serpentine en textures "interpenetrating" du stade II dans le cas des textures non pseudomorphes. A l'aide de ces données

| Sample N | 79-152 | | | 79-186 | | | 77-73 | | |
|--------------------------------|-------------------|---------------------------|--|------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------|--|--|
| | Lizardite I 25 | Antigorite 16 | Antigorite of the hourglass texture 16 | Antigorite 10 | Antigorite 24 | Metamorphic Olivine 24 | Lizardite II 21 | | |
| n | 38.21 | 41.04 | 39.61 | 40.29 | 42.08 | 42.04 | 36.95 | | |
| SiO ₂ | (2.26) | (0.73) | (1.22) | (0.50) | (1.40) | (0.33) | (2.82) | | |
| Al ₂ O ₃ | 0.21 | 3.22 | 4.68 | 4.17 | 1.35 | 0.01 | 0.01 | | |
| FeO | 5.54 | 2.93 | 7.01 | 7.29 | 1.86 | 4.30 | 3.25 | | |
| MnO | 0.25 | 0.08 | 0.11 | 0.14 | 0.12 | 0.41 | 0.17 | | |
| MgO | 39.17 | 39.46 | 35.04 | 35.64 | 41.33 | 54.29 | 42.93 | | |
| CaO | 0.06 | 0.01 | 0.01 | - | - | 0.01 | - | | |
| Na ₂ O | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | - | - | 0.01 | | |
| K ₂ O | 0.12 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | - | 0.01 | 0.01 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.12 | 0.21 | 0.32 | 0.16 | 0.30 | 0.02 | 0.02 | | |
| TiO ₂ | 0.09 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | | |
| NiO | 0.32 | 0.21 | 0.15 | 0.20 | 0.07 | 0.29 | 0.18 | | |
| | 84.12 | 87.24 | 86.97 | 87.96 | 87.13 | 101.39 | 83.54 | | |
| | | | | | | Fo ₉₅ | | | |
| Sample N° | 79-304 | | | 77-197 | | | 79-40 | | |
| | Antigorite 14 | Metamorphic Olivine 18 | Lizardite II 5 | Antigorite 14 | Metamorphic Olivine 12 | Metamorphic Olivine 14 | Lizardite II 12 | | |
| n | 42.41 | 42.75 | 37.22 | 41.39 | 41.43 | 38.96 | 38.83 | | |
| SiO ₂ | (1.01) | (0.60) | (2.45) | (0.72) | (0.30) | (0.14) | (1.28) | | |
| Al ₂ O ₃ | 1.39 | 0.01 | - | 2.09 | 0.01 | 0.02 | 0.14 | | |
| FeO | 1.54 | 3.72 | 2.65 | 2.32 | 5.43 | 21.29 | 8.24 | | |
| MnO | 0.06 | 0.52 | 0.24 | 0.09 | 0.53 | 0.38 | 0.22 | | |
| MgO | 39.98 | 52.97 | 41.22 | 39.89 | 52.51 | 40.06 | 37.56 | | |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | | |
| Na ₂ O | - | - | 0.01 | - | - | 0.01 | 0.01 | | |
| K ₂ O | 0.02 | 0.01 | - | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.25 | 0.02 | - | 0.29 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | | |
| TiO | 0.02 | 0.01 | - | 0.01 | 0.01 | - | - | | |
| NiO | 0.06 | 0.24 | 0.26 | 0.11 | 0.37 | 0.23 | 0.21 | | |
| | 85.14 | 100.26 | 81.64 | 86.23 | 100.32 | 101.01 | 85.31 | | |
| | | Fo ₉₆ | | Fo ₉₄ | Fo ₇₇ | | | | |

Tab. 9-4 - Composition chimique des serpentines et olivines.

chimiques il est possible de déterminer la nature minéralogique exacte de ces serpentines et de tenter de montrer la variabilité des redistributions des éléments chimiques au cours des divers stades la serpentinisation.

L'ensemble des analyses a été reporté dans les diagrammes triangulaires de Wicks et Plant (1979) - $MgO \cdot SiO_2 \cdot FeO$ et $MgO \cdot SiO_2 \cdot Al_2O_3$ - permettant de distinguer les trois types de minéraux serpentiniteux : lizardite, chrysotile et antigorite. Dans le premier diagramme ($MgO \cdot SiO_2 \cdot FeO$) les auteurs font référence à une série de joints entre les compositions idéales des divers minéraux serpentiniteux : (1) $Mg_3 Si_2 O_5 (OH)_4 - (Mg_2 Fe^{3+}) (Si Fe^{3+}) O_5 (OH)_4$, (2) $Mg_3 Si_2 O_5 (OH)_4 - Fe^{2+}_3 Si_2 O_5 (OH)_4$ et (3) $Mg_3 Si_2 O_5 (OH)_4 - Fe^{3+}_2 Si_2 O_5 (OH)_4$ dénommées respectivement selon leurs abréviations : joint (1) $Mg_3 - Mg_2 Fe^{3+}$, (2) $Mg_3 - Fe^{2+}_3$ et (3) $Mg_3 - Fe^{3+}_2$. Selon Wicks et Plant (1979) l'antigorite se place au dessus de la ligne $Mg_3 - Fe^{2+}_3$ illustrant un enrichissement en SiO_2 et un appauvrissement relatif en MgO (Moody, 1976); les analyses de lizardite bien que non groupées ont tendance néanmoins à se localiser le long du joint $Mg_3 - Mg_2 Fe^{3+}$; celles de chrysotile sont plus dispersées. Dans le deuxième triangle ($MgO \cdot SiO_2 \cdot Al_2O_3$) ce sont les teneurs de Al_2O_3 qui sont prises en considération. Dans la majorité des cas, les analyses de minéraux serpentiniteux ont des teneurs en Al_2O_3 inférieures à 1% malgré quelques exceptions.

1°- Premier type d'association :

L'association minéralogique lizardite I de la texture maillée (stade I) et antigorite constituant la texture interpénétrative (stade II) est présente dans une serpentinite à clinopyroxène de la presqu'île de Näättäniemi (Figure 9-1, échantillon 79-152). Les résultats chimiques sont consignés dans le tableau 9-4 et dans la figure 9-2. On voit tout de suite que les analyses de lizardite I sont hétérogènes : les teneurs de FeO très variables évoluent linéairement depuis 15% jusqu'à 3% le long de la ligne $Mg_3 - Mg_2 Fe^{3+}$ (Fig. 9-2 a), ce qui correspond bien aux données publiées par Wicks et Plant (1979). Les teneurs en Al_2O_3 , non nulles, sont cependant très inférieures à 1% et les points représentatifs des analyses se localisent parfaitement bien dans le domaine de composition lizardite - chrysotile défini par les auteurs précédents. D'autre part, ces analyses montrent des valeurs faibles mais non nulles en MnO , CaO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , TiO_2 et NiO .

Dans cette même roche, les lames d'antigorite interprétées comme correspondant au stade II (recristallisation lors du métamorphisme prograde régional) ont des teneurs en FeO beaucoup plus groupées que la lizardite I, autour de 3-4% et les valeurs en SiO_2 sont plus élevées (Fig. 9-2 a); mais ce qui distingue fondamentalement lizardite I et antigorite ce sont les teneurs en Al_2O_3 (Fig. 9-2 b). Faibles mais non nulles pour la lizardite I, ces valeurs sont par contre beaucoup plus élevées, oscillant entre 2 et 5% pour l'antigorite. On voit ainsi très nettement que les analyses de lizardite I d'une part et d'antigorite d'autre part, correspondant à deux sites texturaux différents dans les serpentinites archéennes de la région de Kuhmo, sont parfaitement bien séparées dans le diagramme $MgO \cdot SiO_2 \cdot Al_2O_3$ (Fig. 9-2 b).

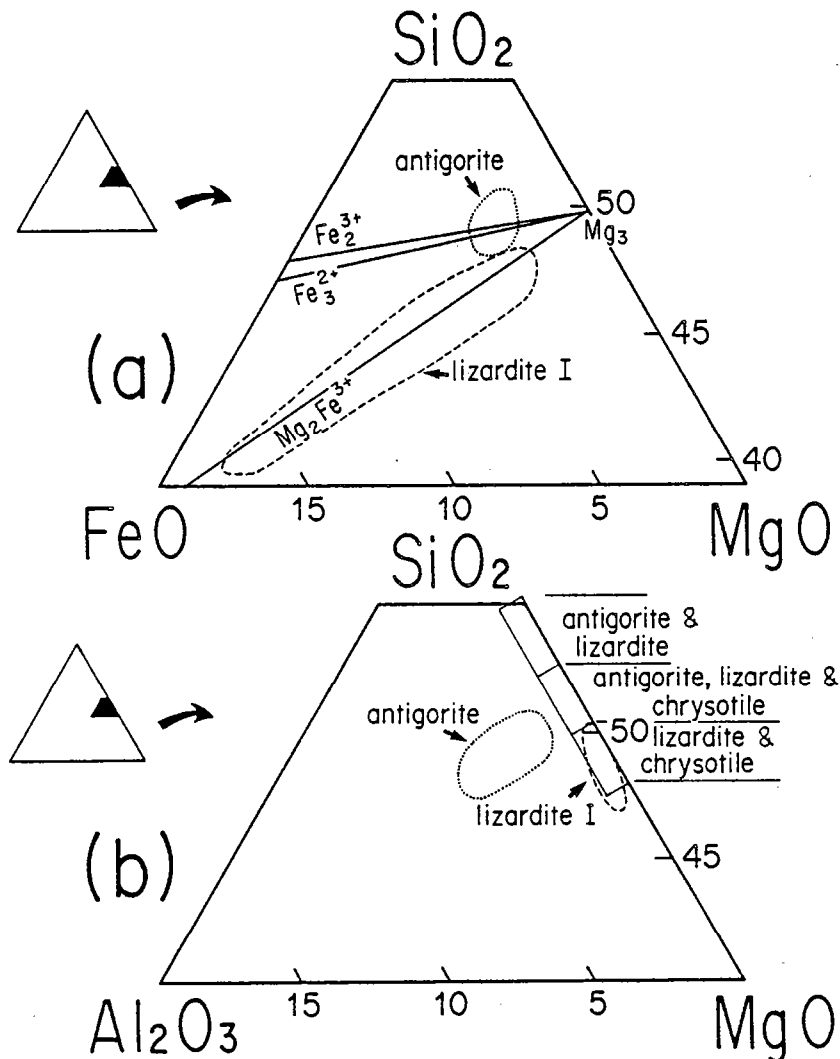


Fig. 9-2 : Diagrammes de Wicks et Plant (1979) montrant la répartition des analyses chimiques d'antigorite et de lizardite I de l'échantillon 79-152.

2°- Deuxième type d'association :

Cette association regroupe la serpentine à texture en sablier et les lames d'antigorite et a été observée dans une serpentinite à amphibole (échantillon 79-186, Fig.9-3 a et b). Les analyses chimiques de ces deux types de serpentine sont fort semblables (Tableau 9-4) ce qui se traduit par le fait qu'elles sont relativement bien groupées dans le diagramme MgO. SiO₂. FeO (Fig. 9-3 a) et se situent bien dans le domaine des antigorites. La seule différence correspond à des teneurs plus variables de Al₂O₃ pour la serpentine des textures en sablier (Fig. 9-3 b) décrivant une

évolution linéaire depuis 4% jusqu'à 9%; l'antigorite associée a des teneurs plus homogènes, situées autour de 4,17%.

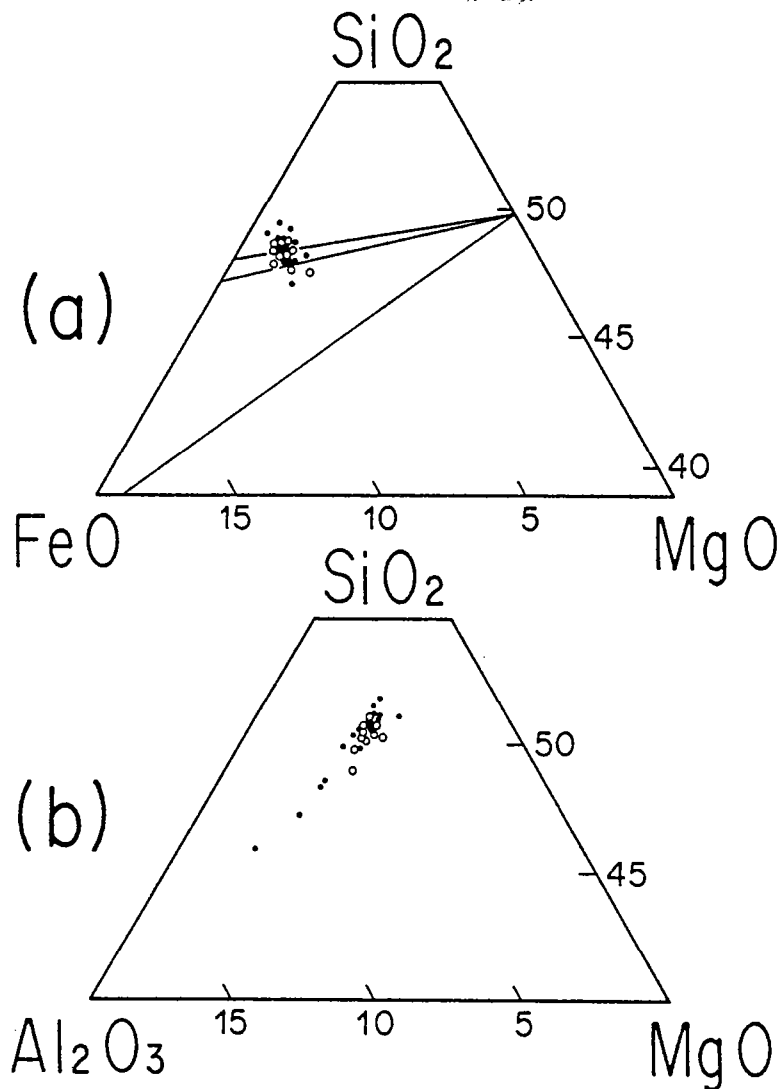


Fig. 9-3 : Diagrammes de Wicks et Plant (1979): analyses chimiques d'antigorites de l'échantillon 79-186.

(○) : texture "interpenetrating";

(●) : texture en sablier.

3° - Troisième type d'association :

Dans ce type j'ai regroupé les associations à antigorite non pseudomorphe (stade II) et à lizardite provenant de la serpentinisation rétrograde de l'olivine métamorphique (stade III).

J'ai précédemment évoqué (tableau 9-3) que, au cours du métamorphisme principal subi par ces roches, se sont développées, sur un fond principalement constitué par des aiguilles d'antigorite, des olivines métamorphiques. Par altération rétrograde, ces olivines ont été partiellement transformées en lizardite II (stade III). Deux cas sont à envisager selon la nature même de l'olivine métamorphique, fortement magnésienne ou non.

3.1. Cas des échantillons présentant des olivines très magnésiennes :

Dans deux échantillons de serpentinite à olivine (77-73 et 79-304) très magnésienne (Fo_{95} et 96), les antigorites constituant le fond de la roche et les lizardites II ont été analysées. Dans l'échantillon 77-197 (Fo_{94}), seule l'antigorite du fond a été analysée. Tous ces résultats sont consignés dans le tableau 9-4.

Dans les trois cas, les analyses d'antigorite tout à fait semblables, sont caractérisées par des teneurs élevées en SiO_2 ($\sim 42\%$), des valeurs significatives en Al_2O_3 ($\sim 1,40-2\%$) et Cr_2O_3 ($\sim 0,30\%$) et des teneurs faibles en nickel ($< 0,11\%$). Par contre, dans les deux exemples analysés, les lizardites II sont comparativement moins riches en SiO_2 et d'une manière générale, elles sont plus riches en MgO, MnO, FeO et NiO que les antigorites associées; mais le caractère chimique fondamental de ces lizardites II est d'être totalement dépourvues d' Al_2O_3 (Fig. 9-4) et de Cr_2O_3 ainsi que de TiO_2 et K_2O .

3.2. Cas d'un échantillon à olivine métamorphique moins magnésienne :

Dans l'échantillon 79-40, (Fo_{77}), la lizardite est caractérisée par une teneur en FeO plus élevée que dans les exemples précédents avec des teneurs variant de 3,30% à 14,50% (Fig. 9-4 a), illustrant ainsi parfaitement la relation qui existe entre la teneur en fer de l'olivine et celle de son produit d'altération.

Nous voyons ainsi que l'étude chimique des minéraux serpentineux appartenant à des sites texturaux différents : (1) texture maillée post-olivine magmatique (stade I), (2) texture en sablier (stade II), (3) serpentinite des textures interpénétratives du fond de la roche (stade II) et (4) texture maillée post-olivine métamorphique (stade III), met en évidence des variations que l'on peut résumer ainsi (Tableau 9-5) :

- la lizardite I provenant de l'olivine magmatique est caractérisée par de faibles teneurs de Al_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO, MnO, CaO, Na_2O et K_2O . Le fer de l'olivine est au cours de cette première étape distribué entre les minéraux serpentineux, la brucite et la phase opaque figurant les contours des anciennes olivines magmatiques.
- la texture en sablier analysée matérialise l'olivine magmatique mais est déjà constituée d'antigorite et non de lizardite.
- l'antigorite développée au cours de la phase de métamorphisme prograde (stade II) est nettement enrichie en Al_2O_3 et présente des teneurs non négligeables en Cr_2O_3 .
- la lizardite II (stade III) est caractérisée par des teneurs en FeO variables traduisant la nature de l'olivine originelle et l'absence totale d'éléments tels Al_2O_3 , Cr_2O_3 et K_2O .

Ces variations chimiques sont représentées dans la figure 9-5 où sont comparées les teneurs en MgO et SiO_2 des divers types de minéraux serpentineux. L'antigorite est plus riche en SiO_2 que la lizardite I post-olivine magmatique alors que les teneurs en MgO sont analogues. La variabilité interne de MgO dans chacun de ces deux types de serpentinite est à relier aux teneurs en FeO. La serpentinite constituant les textures en sablier (Echantillon 79-186) a des teneurs en SiO_2 qui recouvrent en partie celles des deux domaines précédemment reconnus. Ses teneurs en SiO_2 dépendent étroitement pour ce type de serpentinite des teneurs en Al_2O_3 : aux faibles teneurs en Al_2O_3 correspondent de fortes teneurs en SiO_2 et inversement. Ses teneurs en MgO sont plus basses que celles des antigorites et des lizardites I et II, ($\sim 35\%$) et sont liées vraisemblablement aux fortes concentrations en FeO (7%) de ces minéraux provenant de l'altération d'une olivine antérieure dont nous n'avons plus aucune trace.

Les analyses de lizardite II issues des olivines les plus magnésiennes (échantillons 77-73 et 79-304; l'échantillon 79-40 n'a pas été pris en compte dans ce diagramme car j'ai voulu comparer des serpentinites dans des roches dont le chimisme global est comparable) ont des teneurs en MgO sensiblement plus élevées que celles des minéraux serpentineux déjà décrits. Ces données

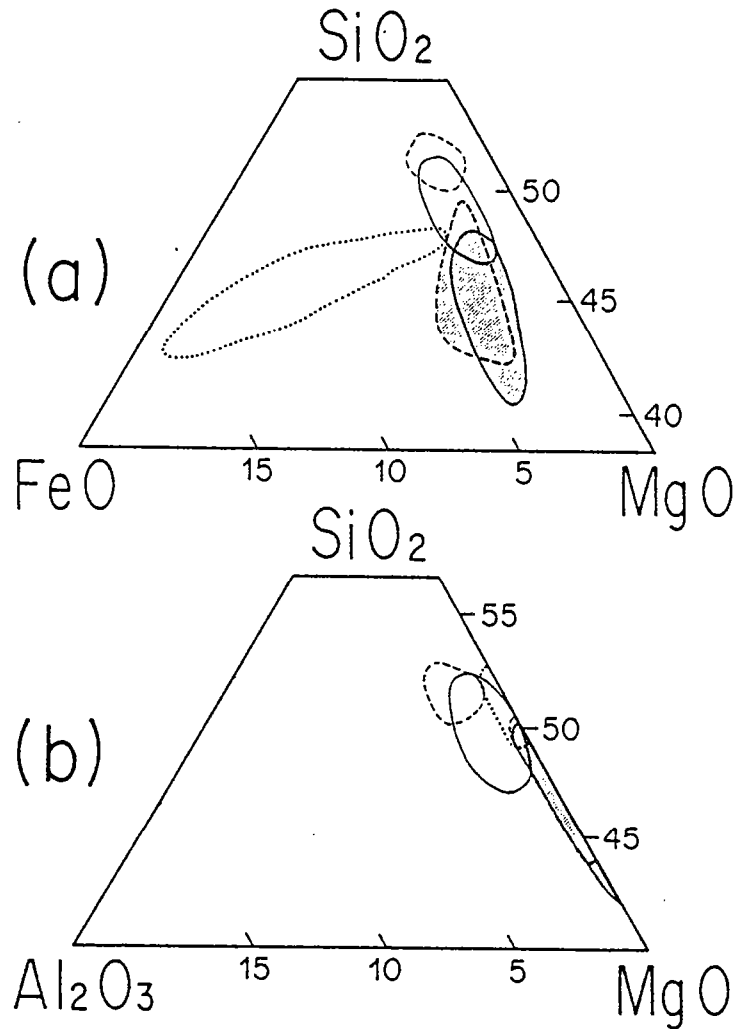
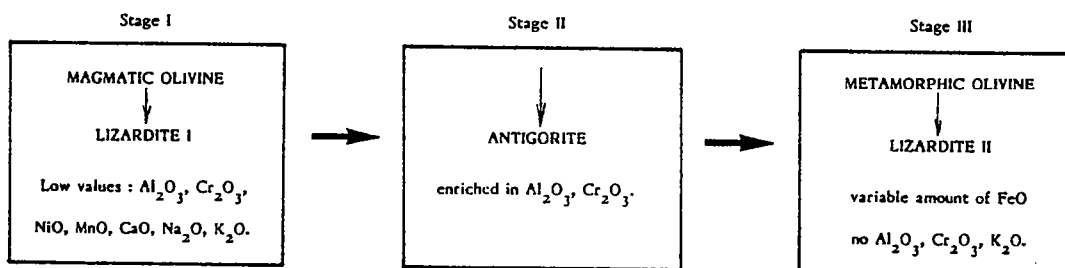


Fig. 9-4 : Analyses chimiques de minéraux serpentinite dans les diagrammes de Wicks et Plant (1979).

(1) Serpentinites à olivine très magnésienne : (—) éch. 77-73; (-----) éch. 79-304. Les analyses d'antigorite correspondent aux zones vierges; les analyses de lizardite II aux zones hachurées.

(2) Amphibolite à olivine moins magnésiennes : (.....) éch. 79-40 : seule la lizardite II a été analysée.



Tab. 9-5 : Spécificités chimiques des minéraux serpentinite au cours des diverses étapes métamorphiques.

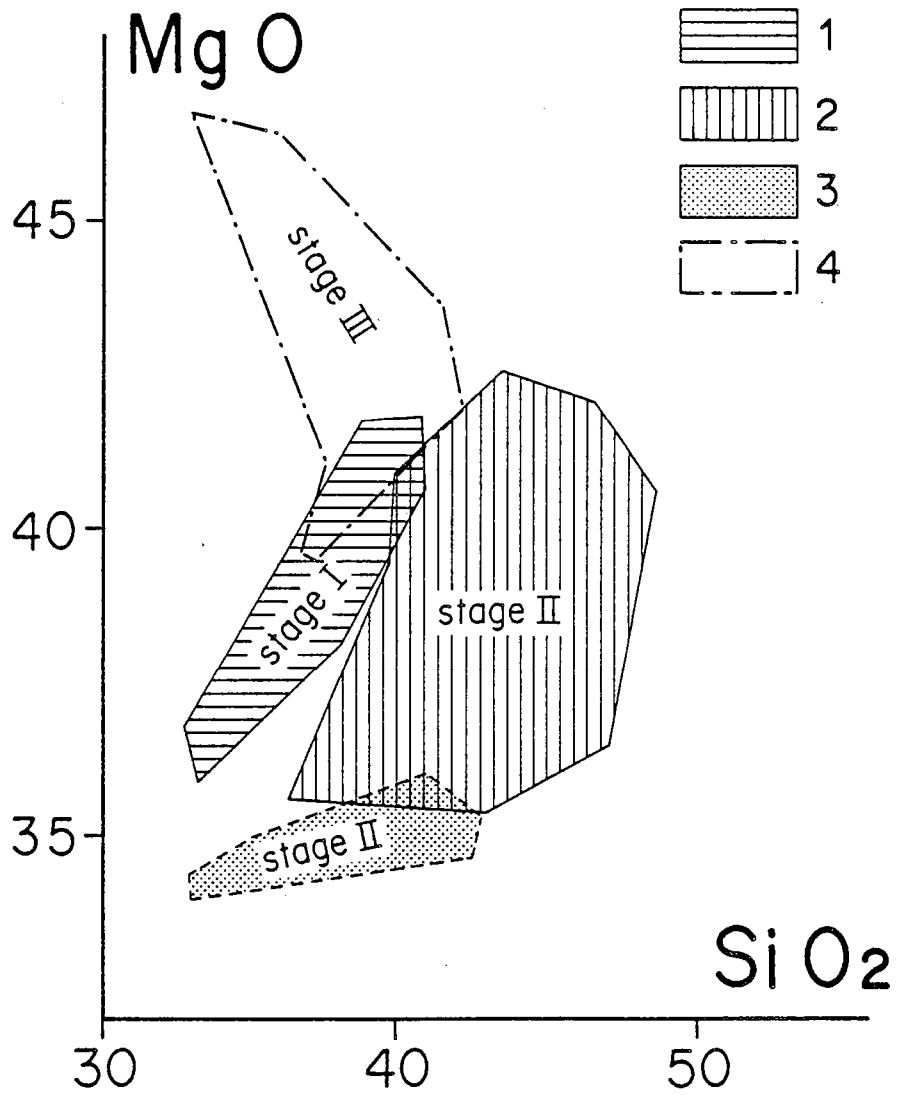


Fig. 9-5 : Composition des divers types de serpentinites formées lors des stades I, II et III.

1 : Lizardite I post-olivine magmatique.

2 : Antigorite avec texture "interpenetrating".

3 : Antigorite avec texture en sablier ("hourglass texture").

4 : Lizardite II post-olivine métamorphique.

sont à mettre en relation avec le fait que l'olivine métamorphique, dont dérive par altération la lizardite II, est plus magnésienne que l'olivine magmatique initiale (Hietanen, 1977 ; Zhang, 1981 ; Blais et Auvray, 1987).

III - COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DES OXYDES :

A ce stade de l'étude, il convient de connaître les processus chimiques qui ont guidé les compositions des minéraux serpentineux au cours des différentes étapes.

1° - Stade I : altération de l'olivine magmatique (Serpentinisation I) :

Au cours de la serpentinisation de l'olivine magmatique, les éléments chimiques sont redistribués entre les différents minéraux néoformés. Le fer présent dans l'olivine se distribue entre les minéraux serpentineux et la brucite associée mais forme aussi une phase opaque séparée (magnétite). Les analyses de la lizardite I ont des teneurs en FeO élevées et variables (3 à 15%) ce qui rejoint les données de Wicks et Plant (1979) qui ont montré que la composition de la lizardite variait avec le degré de serpentinisation depuis des compositions hétérogènes avec des teneurs en fer très variables jusqu'à des compositions homogènes correspondant à des teneurs en fer plus faibles.

Il faut signaler également que la lizardite I possède des teneurs faibles mais non négligeables en MnO, NiO, CaO, K₂O, Na₂O, Al₂O₃ et Cr₂O₃. Ces oxydes en particulier NiO, Cr₂O₃ et Al₂O₃ qui sont présents dans les olivines des komatiites archéennes (Arndt et al., 1977 ; Nesbitt, 1971) ou plus récentes (Echeverria, 1980), proviennent de l'olivine magmatique initiale. Golightly et Arancibia (1979) ont démontré que les teneurs en ces éléments dans la lizardite d'altération de l'olivine pouvaient être identiques à celles des minéraux originels.

2° - Stade II : recristallisation d'antigorite (Serpentinisation II) :

La deuxième génération de minéraux serpentineux est faite d'antigorite qui recristallise aux dépens des minéraux serpentineux de basse température. La coexistence de ces deux générations n'a été observée qu'une seule fois (Echantillon 79-152; Fig. 9-2). L'antigorite qui recristallise a des teneurs en FeO proches de celles des analyses de lizardite I les plus magnésiennes, environ 3%. Par contre, elle est très nettement enrichie en Al₂O₃, comme toutes les analyses d'antigorite, y compris celles de la serpentine des textures en sablier (Echantillon 79-186). Il est possible de relier ce net enrichissement en Al₂O₃ des antigorites à l'altération des chromites contenues dans ces métacumulats.

Altération des chromites :

L'étude microsonde des spinelles a porté sur 3 échantillons : (1) 79-152 : serpentinite à fantôme d'olivine magmatique totalement altérée; (2) 79-186 : serpentinite présentant des textures en sablier et (3) 77-73 : serpentinite à olivine métamorphique. Dans cette discussion sur la géochimie des spinelles j'ai ajouté également les données obtenues sur l'échantillon S.3 correspondant à une amphibolite à olivine métamorphique prélevée dans la région de Suomussalmi.

Une sélection d'analyses de spinelles est présentée dans le tableau 9-6, les compositions chimiques sont variables d'un échantillon à l'autre et au sein même d'un grain car le zonage est fréquent. Les coeurs des grains sont plus riches en Cr₂O₃ que les bordures, même si les teneurs diffèrent d'un échantillon à l'autre. Cette variation des teneurs en Cr₂O₃ s'accompagne du coeur vers la périphérie d'une diminution de celles en MgO, MnO, TiO₂ et Al₂O₃ et d'une augmentation

des teneurs en fer. Les teneurs en NiO croissent également vers les zones externes. Thayer (1970) a défini les domaines de composition des chromites d'intrusions litées et d'ophiolites de type alpin dans des diagrammes Cr_2O_3 - Fer total. Toutes les analyses de spinelles étudiés ici se situent en dehors de ces domaines (Piquet, 1982). Même les plus riches en Cr_2O_3 sont totalement dépourvus de Al_2O_3 , du point de vue nomenclature ce sont donc des ferrichromites lorsque les teneurs en Cr_2O_3 sont élevées et des magnétites chromifères lorsque ces teneurs en chrome sont plus basses. Une seule analyse de spinelle (échantillon S.3, tableau 9-6) beaucoup plus riche en Cr_2O_3 et Al_2O_3 (45,42% et 9,76%) - a une composition de chromite d'intrusion litée, bien que sa teneur en Al_2O_3 soit un peu basse. La comparaison avec des spinelles magmatiques de komatiites du Canada (Arndt et al., 1977) ou de Rhodesie (Nisbet et al., 1977) montre que les compositions des spinelles étudiés ici ne sont pas compatibles avec celles de chromites magmatiques. En effet les chromites magmatiques dans les komatiites sont plus alumineuses ($\sim 13\%$) -tableau 9-6 - plus magnésiennes ($\sim 12\%$) et plus chromifères ($\sim 52\%$). Au cours du métamorphisme les chromites magmatiques, dont il n'a été trouvé qu'une seule fois la trace, ont été transformées en ferrichromite et magnétite chromifère. La transformation chromite-ferrichromite se fait par élimination totale de Al_2O_3 avec une légère décroissance concomitante de Cr_2O_3 et de MgO; puis la ferrichromite évolue ensuite vers de la magnétite chromifère avec remplacement progressif de Cr_2O_3 par Fe_2O_3 . Cr_2O_3 , Al_2O_3 et MgO diffusent vers l'extérieur du grain tandis que le fer diffuse vers l'intérieur. Les très faibles teneurs en MgO et surtout Al_2O_3 comparées aux teneurs en Cr_2O_3 de spinelles zonés, attestent d'une plus grande mobilité de Mg et Al par rapport à Cr. Ces conclusions rejoignent celles de Springer (1974), Bliss et Mac Lean (1975), Frost (1975) et Pinsent et Hirst (1977) qui ont également décrit un tel processus d'oxydation de spinelle magmatique.

Il est ainsi possible d'expliquer l'enrichissement en Al_2O_3 de toutes les analyses d'antigorite, y compris celles de la serpentine des textures en sablier. Al_2O_3 libéré par l'altération de la chromite est fixé dans l'antigorite, cette migration étant accompagnée de celle, moins importante, de Cr_2O_3 et de MgO qui vont également se fixer dans l'antigorite. Il semble cependant assez délicat de vouloir relier l'ensemble des analyses présentées ici car elles proviennent de roches de compositions différentes. Dans ces roches formées principalement au cours d'un mécanisme de cristallisation fractionnée (Blais et al., 1978 ; Jahn et al., 1980), la composition de l'olivine évolue, devenant de moins en moins magnésienne au fur et à mesure que progresse la cristallisation fractionnée. Il est clair que la composition de l'olivine influence celle des minéraux serpentiniteux produits par altération et notamment celle de l'antigorite.

3° - Stade III : altération de l'olivine métamorphique (serpentinisation III) :

J'ai précédemment montré que le métamorphisme prograde subi par ces roches cumulats aboutissait à la régénération de cristaux d'olivine. Ceux-ci ont des teneurs en forstérite variables : parfois très élevées ($\text{Fo} \sim 95$ pour les trois serpentinites 77-73, 79-304 et 77-197) ou nettement moindres (Fo_{77} pour l'échantillon 79-40).

Au cours de l'épisode métamorphique rétrograde, les olivines les plus magnésiennes donnent naissance à des minéraux serpentiniteux (lizardite II - Tableau 9-4) très magnésiens, homogènes quant aux teneurs en FeO. Par contre, lorsque l'olivine est plus riche en fer, la teneur en FeO de la serpentine est plus élevée mais plus variable. Là aussi, il est possible d'invoquer l'explication avancée pour la composition chimique de la lizardite I : au fur et à mesure de la progression de la serpentinisation les minéraux serpentiniteux deviennent plus magnésiens.

Mais ce qui caractérise ces lizardites II et les distingue des lizardites I, c'est l'absence - ou les très faibles concentrations - d'éléments tels que Al, Cr, et K. Ces éléments ne se retrouvent d'ailleurs pas dans la composition des analyses d'olivine métamorphique. Nous avons là

| Sample n° | 79-152 | | | 79-186 | | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | Core | Rim | Rim | Core | Rim | Rim |
| SiO ₂ | 0.03 | 0.11 | 0.01 | - | 0.17 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 0.26 | 0.27 | 0.20 | 0.17 | 0.22 | - |
| Fe ₂ O ₃ | 30.13 | 31.04 | 33.50 | 35.44 | 39.94 | 62.89 |
| FeO | 26.74 | 25.72 | 26.63 | 29.17 | 29.28 | 30.47 |
| MnO | 0.79 | 1.11 | 0.99 | 1.64 | 1.59 | 0.24 |
| MgO | 2.29 | 2.50 | 2.32 | 0.29 | 0.22 | 0.01 |
| CaO | - | - | - | - | - | 0.02 |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.02 | - | 0.11 | 0.09 | 0.09 |
| K ₂ O | - | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | - |
| TiO ₂ | 1.87 | 1.75 | 1.41 | 0.84 | 0.48 | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 36.81 | 35.83 | 34.30 | 32.32 | 28.04 | 6.57 |
| NiO | 0.24 | 0.60 | 0.48 | 0.05 | 0.45 | 0.48 |
| | 99.22 | 98.96 | 100.25 | 100.09 | 99.62 | 100.80 |
| | | | 100.29 | 101.09 | 100.34 | |

| Sample N° | 77-73 | | | S-3 | | |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | Core | Rim | Rim | Core | 1 | 2 |
| SiO ₂ | - | - | 0.03 | - | - | 0.55 |
| Al ₂ O ₃ | 0.05 | 0.08 | 0.12 | 9.76 | 13.9 | 11.69 |
| Fe ₂ O ₃ | 32.78 | 33.32 | 32.20 | 11.63 | 7.03 | - |
| FeO | 21.53 | 20.65 | 20.92 | 28.06 | 27.9 | 21.71 |
| MnO | 3.27 | 3.58 | 3.78 | 1.22 | 0.52 | 0.44 |
| MgO | 4.18 | 4.12 | 4.03 | 2.49 | 4.20 | 12.00 |
| CaO | - | - | - | - | - | 0.11 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.08 | - | - | - | - |
| K ₂ O | 0.01 | - | 0.02 | - | - | - |
| TiO ₂ | 0.99 | 1.13 | 1.06 | 0.31 | 0.45 | 0.32 |
| Cr ₂ O ₃ | 36.95 | 35.46 | 36.79 | 45.42 | 46.8 | 51.63 |
| NiO | 0.34 | 0.49 | 0.46 | - | - | 0.12 |
| | 100.11 | 98.91 | 99.38 | 98.89 | 100.80 | 98.57 |
| | | | 98.60 | | 98.70 | |

Tab. 9-6 · Composition chimique des chromites.

(1) Chromite de texture spinifex, Fred's Flow, Arndt et al. (1977).

(2) Chromite de brèche de sommet de coulée, Fred's Flow, Arndt (1977 a).

(3) Chromite de texture spinifex - SF 134 - Nisbet et al. (1977).

un argument indirect pour démontrer que la lizardite I qui contenait par contre ces éléments était bien issue d'une olivine magmatique. L'étude de la composition chimique de la lizardite rétro-morphique constitue un autre moyen de démontrer, s'il en est encore besoin, l'origine magmatique ou métamorphique des olivines dont elles sont issues.

IV - CONCLUSIONS :

L'étude texturale d'une part et la composition chimique d'autre part ont permis de mettre en évidence dans les cumulats de la ceinture de roches vertes trois générations successives de minéraux serpentiniteux. Ces trois générations ont des significations spécifiques vis à vis des conditions métamorphiques. La première et la troisième (lizardite I et II respectivement) caractérisent une évolution rétro-morphique alors que la seconde génération (recristallisation d'antigorite) indique au contraire un métamorphisme prograde correspondant au métamorphisme régional subi par la ceinture de roches vertes. Au cours de cet épisode, alors que recrystallise l'antigorite et se développent des blastes d'olivine, la principale transformation concerne la chromite qui est déstabilisée : Al_2O_3 , MgO et une partie du Cr_2O_3 contenus dans cette chromite migrent dans l'antigorite. La serpentine constituant les textures en sablier s'est sans doute formée pendant cet épisode comme le laissent penser les fortes teneurs en Al_2O_3 .

La caractérisation géochimique des komatiites archéennes et roches associées ayant subi un ou plusieurs épisodes métamorphiques est très délicate du fait d'éventuelles transformations et modifications. Afin de cerner de telles modifications chimiques, il aurait été idéal de comparer une roche initiale à minéralogie magmatique, non transformée, avec son équivalent ayant subi les diverses phases métamorphiques. Les roches de cette région ne permettent pas une telle comparaison. Il est toutefois possible de montrer que certaines réactions métamorphiques consistent en une simple redistribution des éléments chimiques. Ainsi, la déstabilisation de la chromite se fait avec un départ de Al_2O_3 , Cr_2O_3 et MgO, éléments qui se retrouvent dans l'antigorite. Le nickel initialement contenu dans l'olivine magmatique est redistribué entre les minéraux serpentiniteux, les sulfures et la magnétite formés pendant la première serpentinisation. Le comportement du fer semble similaire à celui du nickel. Cette redistribution locale des éléments n'affecte pas le chimisme global de la roche, de telle sorte qu'il est possible de considérer que de gros échantillons auront un comportement en système clos; leur composition chimique actuelle s'approchant ou étant identique à celle de la roche magmatique initiale. Enfin, la composition chimique de la lizardite rétro-morphique permet, s'ajoutant aux caractères texturaux propres à l'olivine, de conclure quant à l'origine de cette olivine : magmatique ou métamorphique, suivant que cette lizardite renferme ou non des éléments comme Al_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO, MnO, CaO, Na_2O ou K_2O .



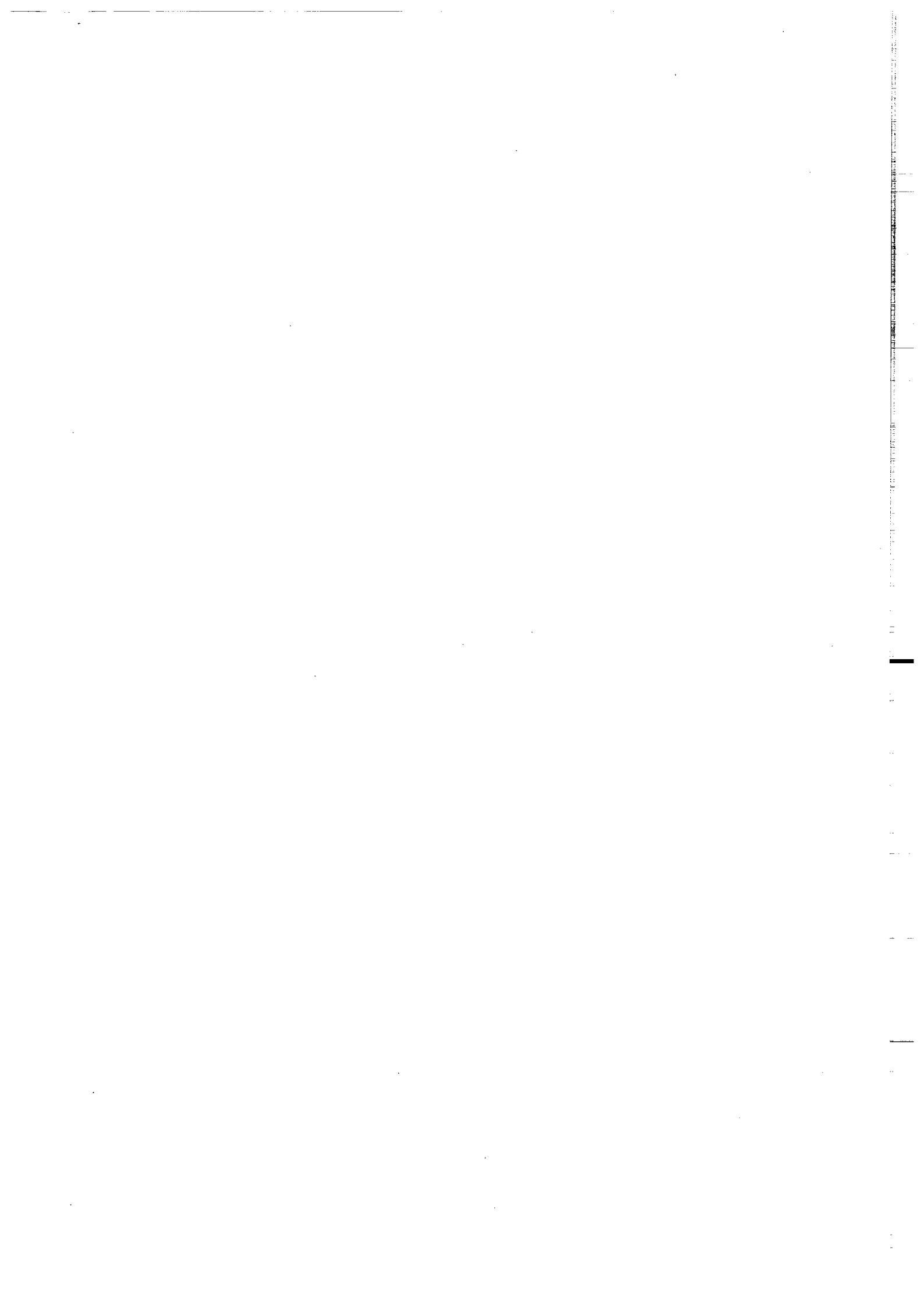
4^{ème} PARTIE

évolution géochimique

*

origine des magmas

*



Avant de caractériser les diverses lignées magmatiques constituant le matériel volcanique de la ceinture et rechercher l'origine des magmas, il est nécessaire de prendre en compte la mobilité des éléments chimiques au cours des processus d'altération. En effet, l'un des problèmes fondamentaux de toute étude géochimique portant sur des roches magmatiques anciennes est de connaître les caractères typiquement magmatiques et ceux relevant de l'altération s.l. secondaire. Il est important de connaître les éventuelles modifications chimiques des roches depuis leur cristallisation et leur mise en place, et il est bon de tenter de quantifier les effets de cette altération. J'ai insisté à plusieurs reprises sur le fait que la minéralogie primaire, comme dans beaucoup d'autres ceintures de roches vertes à travers les cratons archéens, n'est pas préservée et est remplacée par des minéraux d'origine métamorphique. Cette minéralogie primaire devait être certainement anhydre alors que la plupart des phases secondaires sont hydratées (chlorite, trémolite, serpentine) indiquant donc l'introduction d'une plus ou moins grande quantité d'eau dans la roche.

Lors du chapitre précédent j'ai tenté de montrer, à partir de l'exemple des serpentines, que les diverses étapes métamorphiques étaient accompagnées, au cours de la recrystallisation des minéraux néo-formés, par des migrations d'éléments dont le comportement n'est pas toujours aisé à comprendre et quantifier. Y-a-t-il isochimisme parfait ? Y-a-t-il des départs ou des apports d'éléments ? En Finlande orientale, les transformations et modifications métasomatiques existent à l'échelle régionale, (roches parcourues de filons de carbonate, existence de "soap-stones").

Les premiers à signaler les phénomènes d'altération des roches constituant les ceintures de roches vertes archéennes ont été Viljoën et Viljoën (1969 b) qui ont insisté sur l'importance de la carbonatation, l'hydratation, la silicification et la serpentinitisation. De nombreux auteurs, tant sur les roches basiques (Pearce et Cann, 1973 ; Hart et al., 1974 ; Flyod et Winchester, 1975, 1978 ; Winchester et Flyod, 1977 ; Humphris et Thompson, 1978 a et b parmi tant d'autres) que sur les komatiites (Nesbitt et Sun, 1976 ; Condie et al., 1977 ; Echeverria, 1980 ; Condie, 1982 ; Ludden et Gelinas, 1982 ; Gelinas et al., 1982 ; Ludden et al., 1982 ; Beswick, 1983 ; Cattell, 1985 ; Dupré et Arndt, 1987 ; etc...) se sont intéressés au problème de la mobilité des éléments chimiques lors des phénomènes d'altération et/ou de métamorphisme. La plupart des auteurs s'accordent sur le fait que des éléments comme Al, Ti, Cr, Zr, Y sont immobiles ou peu mobiles au cours des transformations; la mobilité de Ca et Si, dans certains cas, peut être plus importante ; au contraire, les alcalins et Sr sont reconnus être très perturbés par tout phénomène d'altération ou de métamorphisme. Les Terres Rares légères (LREE) semblent être plus mobiles que les Terres Rares lourdes (HREE) ; l'Europium et le Cérium étant quelques fois plus sensibles à l'altération que les autres Terres Rares (Sun et Nesbitt, 1978 ; Whitford et Arndt, 1978 ; Ludden et Thompson, 1979 ; parmi quelques uns).

Gélinas et al. (1982) et Ludden et al. (1982) ont étudié, dans la région de Rouyn-Noranda (Abitibi, Canada) la mobilité des éléments majeurs et en traces dans des roches basaltiques transformées lors du métamorphisme régional de type "schiste vert". Les points importants suivants, concernant les éléments chimiques auxquels je ferai appel ultérieurement, peuvent être retenus :

- les alcalins Na, K, Rb sont les éléments les plus mobiles.

- les alcalino-terreux Ca, Sr sont également très mobiles, pouvant notamment migrer vers la périphérie des laves en coussins et se concentrer dans les granules d'épidotes.
- le fer et le magnésium peuvent être partiellement mobilisés.
- la silice et l'aluminium sont, en général, peu mobiles.
- le titane et les éléments traces Zr, Y semblent les éléments les moins sensibles à toute altération. Les Terres Rares sont considérées par ces auteurs comme étant immobiles.

Plus récemment, Cattell (1985) a étudié les effets de l'altération et du métamorphisme (faciès schiste vert) sur des coulées komatiitiques différenciées à texture spinifex. L'auteur reconnaît deux types de mobilité : (1) une mobilité importante des alcalins et du Sr affectant tous les échantillons, mais du fait de leur faible teneur, les modifications qui en résultent n'affectent alors que très modérément les concentrations des autres éléments et (2) une mobilité importante de Ca et Si, non systématique, ne concernant que quelques échantillons mais ayant alors des effets de dilution ou de concentration importants.

En l'absence de roches magmatiques fraîches, indemnes de toute modification et travaillant donc sur des roches ayant subi plusieurs épisodes de transformations (hydrothermalisme, métamorphisme, métasomatose, etc...) - bien que dans certains cas les textures volcaniques soient encore conservées - il me fallait insister sur ce problème d'altération et de mobilité ou non des éléments. Compte tenu des données ci-dessus, il semble évident que les démonstrations géochimiques seront basées sur le comportement des éléments les moins sensibles au cours des processus d'altération (Terres rares, Ti, Zr, Y). Par contre, les alcalins ne seront qu'exceptionnellement utilisés. Les autres oxydes, faiblement mobiles, pourront servir au raisonnement mais il devront être manipulés avec précaution.



CHAPITRE 10

CARACTERISATION DES DIFFERENTES LIGNEES MAGMATIQUES

I - APPORT DES ELEMENTS MAJEURS :

1° - Ensemble de la ceinture :

Les caractères minéralogiques, pétrographiques et géochimiques des différents types magmatiques constituant la ceinture étant précisés, il faut maintenant caractériser les lignées magmatiques et déterminer leur appartenance à un seul ou à plusieurs ensembles magmatiques.

1.1. Le triangle A.F.M. (Kuno, 1968) :

Le triangle A.F.M. (Fig. 10-1) permet de séparer les "séries tholéiitiques typiques montrant une lignée évolutive à peu près parallèle au côté FeO - MgO dans les stades précoce et intermédiaire de la cristallisation fractionnée, des séries calco-alcalines typiques montrant une ligne à peu près normale à ce côté" (Miyashiro, 1974). L'ensemble des analyses chimiques de la ceinture, reporté dans ce diagramme, montre clairement une nature bimodale (Blais et al., 1977 a, 1978) :

- les roches ultrabasiques et basiques constituant le "cycle inférieur" de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi dessinent très nettement une lignée de type tholéiitique s.l. caractérisée par un enrichissement régulier en fer, correspondant à une ligne parallèle au côté magnésium - fer du triangle.

- les analyses correspondant aux roches intermédiaires et acides constituant le volcanisme de Luoma au Nord et de Koivumäki au Sud, dessinent une évolution comparable à celle des séries calco-alcalines. Ceci est particulièrement net pour l'ensemble septentrional de Luoma pour lequel ces volcanites se superposent à la lignée définie par les granodiorites à phénocristaux contaminées (Martin, 1985). Cette évolution de type calco-alcalin est cependant moins nette en ce qui concerne les volcanites de Koivumäki, géographiquement associées à la petite ceinture méridionale de Tipasjärvi. En effet, deux roches tuffacées à chimisme d'andésite (S.850 et S.851) peuvent être considérées comme se situant dans le prolongement de la lignée tholéiitique. Taipale (1983) -figure 10-2- avait déjà noté cette particularité sans pour autant en tirer de conclusion particulière et grâce au plus grand nombre d'analyses effectuées sur ces roches, concluait malgré tout que, dans leur ensemble, les volcanites felsiques de Koivumäki dessinent une évolution de type calco-alcalin.

1.2. Les diagrammes de Miyashiro (1975) :

Toujours afin de caractériser ces séries magmatiques, les analyses de roches ont été reportées dans les diagrammes de Miyashiro (1975) qui, comme le diagramme précédent, permettent également de distinguer les séries calco-alcalines des séries tholéiitiques. Ces diagrammes visualisent les variations de SiO_2 , FeO^* et TiO_2 en fonction d'un index de différenciation qui est le

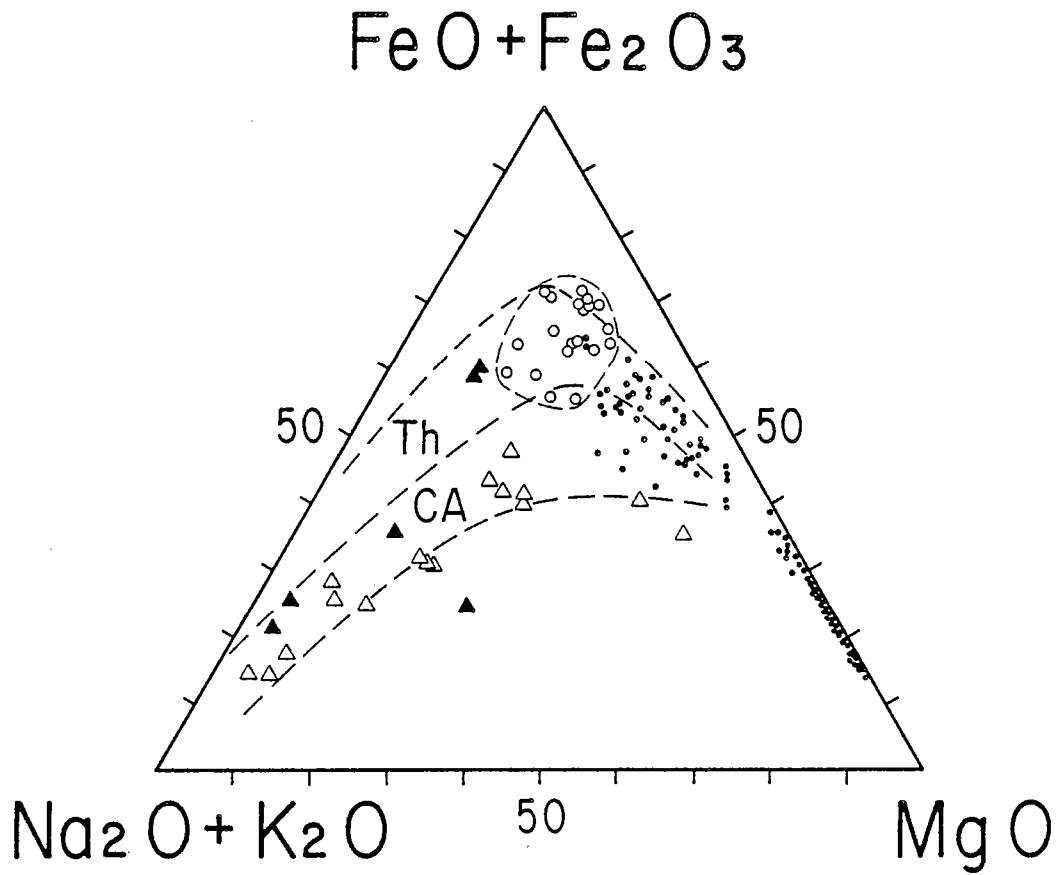


Fig. 10 -1 : Diagramme AFM montrant les différentes lignées volcaniques .

- le cycle inférieur correspondant à une évolution tholéiitique s.l. avec tholéiites s.s. (O) et une lignée komatiitique (●).
- le cycle supérieur (Δ) présente des affinités calco-alkalines (Δ = volcanites de Luoma ; ▲ = volcanites de Koivumäki).

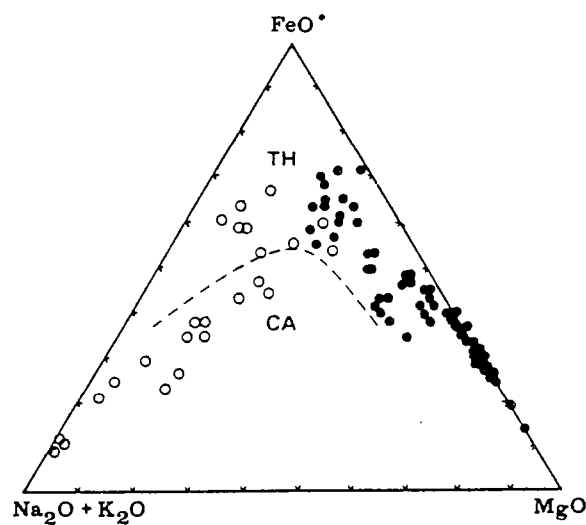


Fig. 10-2 : Diagramme AFM des métavolcanites de la ceinture de Tipasjärvi (extrait de Taipale, 1983).

- = métavolcanites basiques et ultrabasiques.
- O = métavolcanites acides et intermédiaires.

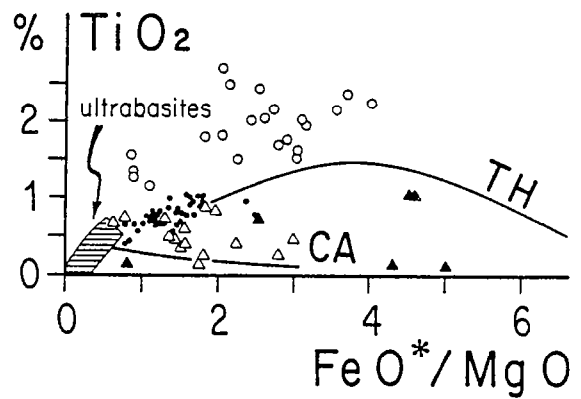
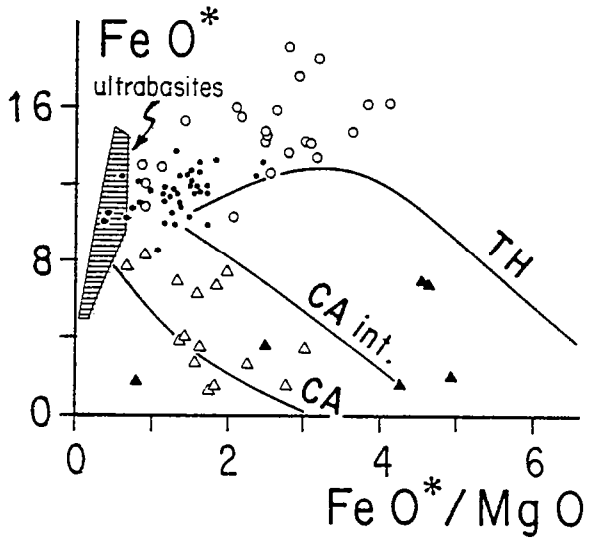
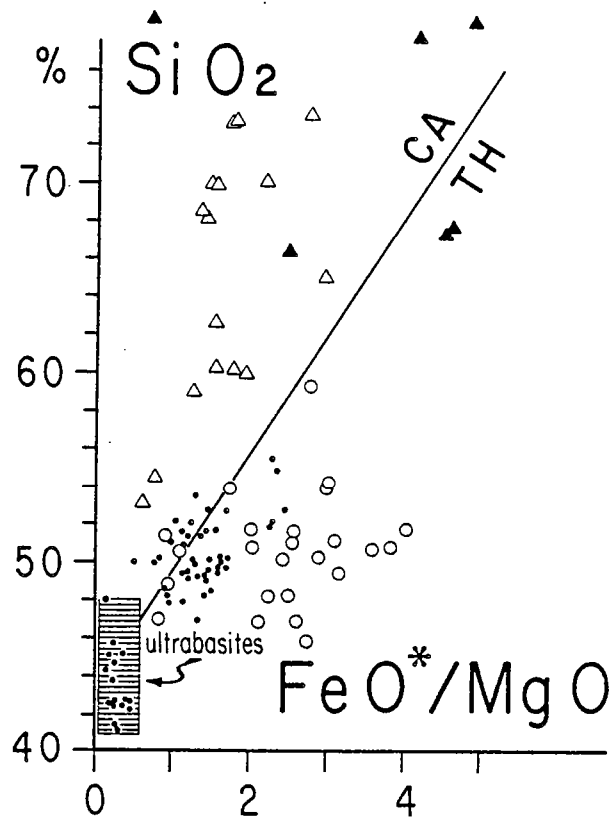


Fig. 10-3 · Mise en évidence, dans les diagrammes de Miyashiro (1975), de l'existence de 2 séries volcaniques (TH et CA) au sein de la ceinture. Mêmes symboles qu'en figure 10-1.

rapport FeO^*/MgO (FeO^* = fer total, analyses recalculées anhydres). Les séries tholéiitiques typiques sont caractérisées par un enrichissement en TiO_2 et FeO^* au cours du stade intermédiaire de l'évolution; les séries calco-alcalines montrent quant à elles une décroissance régulière. En ce qui concerne SiO_2 , dans les séries calco-alcalines la teneur en silice croît rapidement au cours de l'évolution de la série mais de façon nettement moins marquée dans les séries tholéiitiques.

Là également, l'ensemble des roches basiques et ultrabasiques constituant l'essentiel de la ceinture (cycle inférieur) se dispose dans le champ d'évolution des lignées tholéiitiques s.l. (Fig. 10-3). La série volcanique dite de Luoma dessine quant à elle une évolution de type calco-alcalin avec un enrichissement en SiO_2 important et une décroissance régulière en TiO_2 et FeO^* au cours de l'accroissement du rapport FeO^*/MgO . Cette évolution de type calco-alcalin est surtout bien marquée pour les termes les plus acides. Les roches analysées de la série de Koivumäki ne constituent pas une série complète. Comme dans le diagramme A.F.M., deux échantillons (S.850 et S.851) se rapprochent plus des caractéristiques d'une série de type tholéiitique, les autres analyses dessinent, mais de façon peu nette, une évolution de série calco-alcaline.

1.3. Le triangle de Jensen (1976) :

Le triangle de Jensen (1976), défini à partir des pourcentages cationiques $\text{Al} - \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} - \text{Mg}$, est divisé en 3 domaines qui selon l'auteur sont caractéristiques des 3 séries volcaniques : komatiitique, tholéiitique et calco-alcaline. La lignée évolutive de chaque série est tracée à l'intérieur du champ défini (Fig. 10-4).

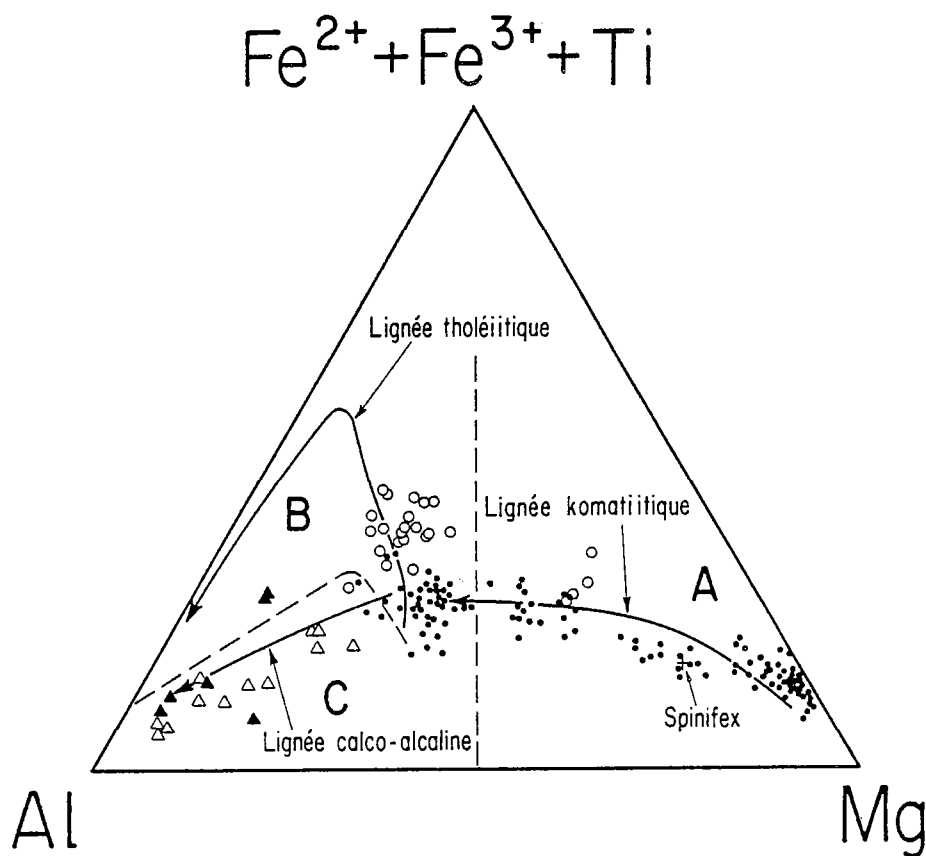


Fig. 10-4 : Diagramme de Jensen (1976).

A = champ komatiitique ; B = champ tholéiitique ; C = champ calco-alcalin.
Mêmes symboles qu'en figure 10-1.

Les roches de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi se disposent de manière suivante :

- l'ensemble constituant le cycle inférieur se répartit dans 2 de ces champs : celui des komatiites et les roches regroupées dans l'étude pétrographique sous le nom de "Gabbros et amphibolites riches en titane", s'individualisent dans le champ des tholéiites. Seuls quelques cumulats tholéiitiques magnésiens se reportent dans le champ des komatiites.
- les roches intermédiaires et acides dessinent une évolution de type calco-alcalin. Là encore, 2 échantillons de la série de Koivumäki s'écartent de la tendance générale dessinée.

1.4. Conclusion :

Au vu des diagrammes on peut tirer les conclusions suivantes :

- l'essentiel du matériel de la ceinture correspondant aux roches ultrabasiques et basiques (cycle magmatique inférieur) constitue un ensemble de type tholéiitique s.l., caractérisé par un enrichissement très net vers le pôle F du diagramme A.F.M. des termes intermédiaires, au sein duquel, s'individualisent 2 lignées : komatiitique et tholéiitique s.s. (Fig. 10-4).
- les volcanites intermédiaires et acides de Luoma affleurant dans la partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi (cycle volcanique supérieur) correspondent à une série calco-alcaline.
- les rares données concernant les roches tuffacées felsitiques de Koivumäki suggèrent que certaines appartiennent à la suite tholéiitique s.l., alors que d'autres se rapprochent plus d'une série de type calco-alcalin.

2° - Le cycle magmatique inférieur :

2.1. Généralités :

L'examen des diagrammes A.F.M. et de Jensen (Fig. 10-1 et 10-4) montrent que la partie proche du pôle fer de la lignée tholéiitique s.l. correspond à un groupe de roches que j'ai appelé "gabbros et amphibolites riches en titane" lors de la description minéralogique et pétrographique. En effet, ces roches échantillonnées uniquement dans la ceinture de Kuhmo et de Tipasjärvi présentent un certain nombre de caractéristiques pétrographiques et géochimiques tout à fait particulières.

Sur la figure 10-5, j'ai porté sur les diagrammes rectangulaires Fe_2O_3 et TiO_2 en fonction de MgO ainsi que TiO_2 en fonction de Al_2O_3 , les points représentatifs des roches constituant le cycle inférieur des ceintures de Kuhmo et Tipasjärvi. Il est clair que les roches riches en fer s'individualisent très nettement, notamment en ce qui concerne TiO_2 . Ces diagrammes montrent bien que, comme dans beaucoup d'autres ceintures archéennes, les roches basiques et ultrabasiques correspondent à deux lignées distinctes de composition et d'évolution différentes :

- La lignée komatiitique, relativement continue, comprenant une suite de roches allant de péridotites à des basaltes mais au sein de laquelle l'élément caractéristique est la présence de komatiites, coulées de laves riches en MgO et célèbres par leur texture spinifex.

- La lignée tholéiitique s. str. constituée ici de roches à dominante gabbroïte et de quelques amphibolites à chimisme basaltique auxquelles s'ajoutent de rares cumulats légèrement plus magnésiens. L'appellation de "tholéiite", donnée précédemment à ce groupe de roches par comparaison avec les résultats obtenus par Cattell (1985), se trouve donc confirmée à l'aide de ces diagrammes. Toutefois, contrairement aux exemples canadiens (Arndt et al., 1977 ; Arndt et Nesbitt, 1982 b), je n'ai pas trouvé de coulée différenciée et puissante dont la minéralogie et le chimisme puissent correspondre à cette lignée tholéiitique.

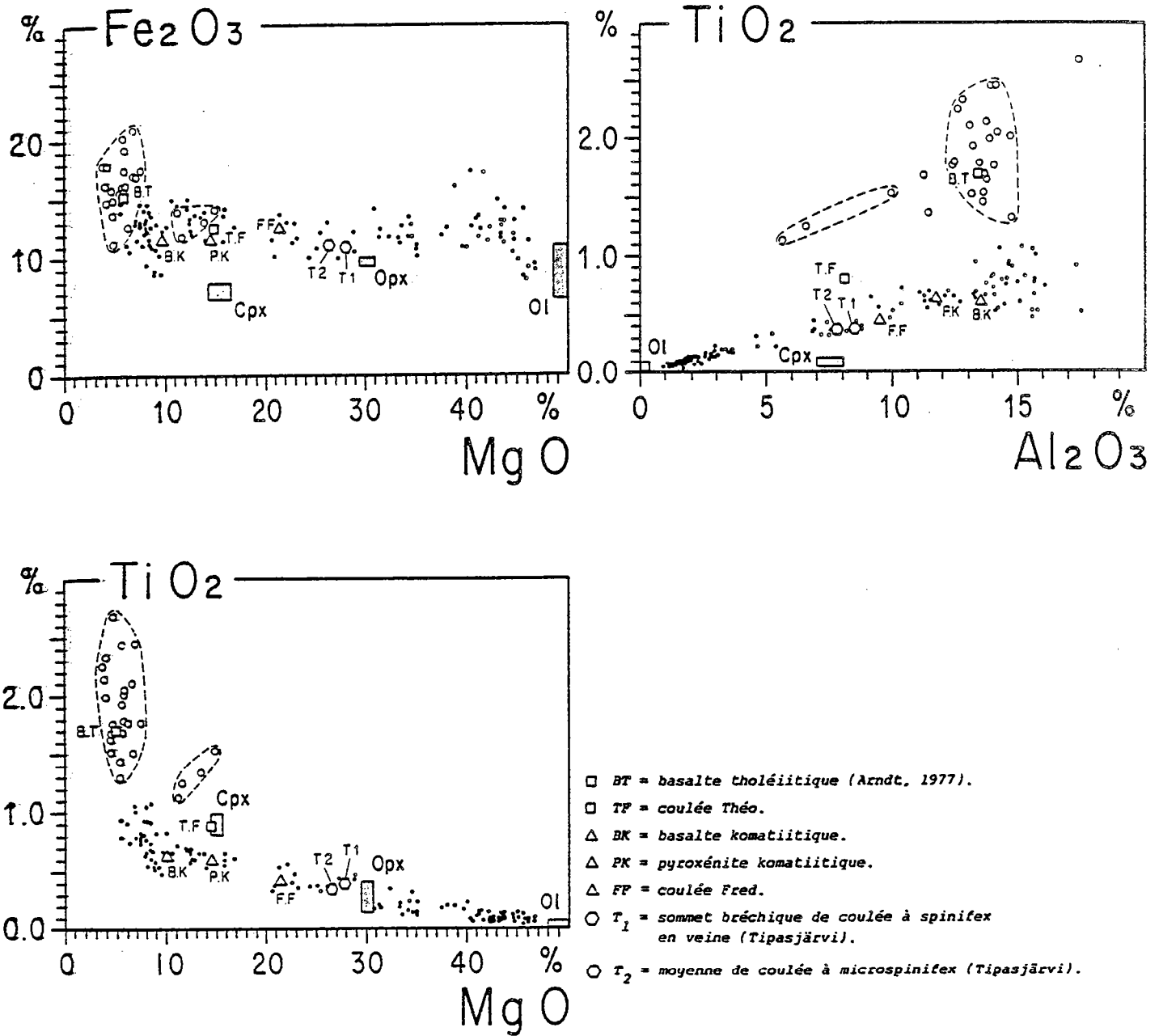


Fig. 10-5 : Diagrammes $Fe_2O_3 - TiO_2 = f(MgO)$ et $TiO_2 = f(Al_2O_3)$ mettant en évidence la lignée komatiitique (●) et la lignée tholéiitique (○).

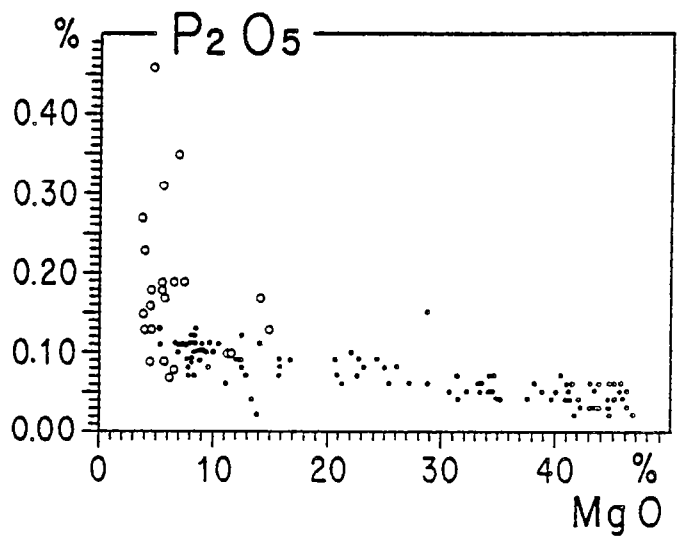
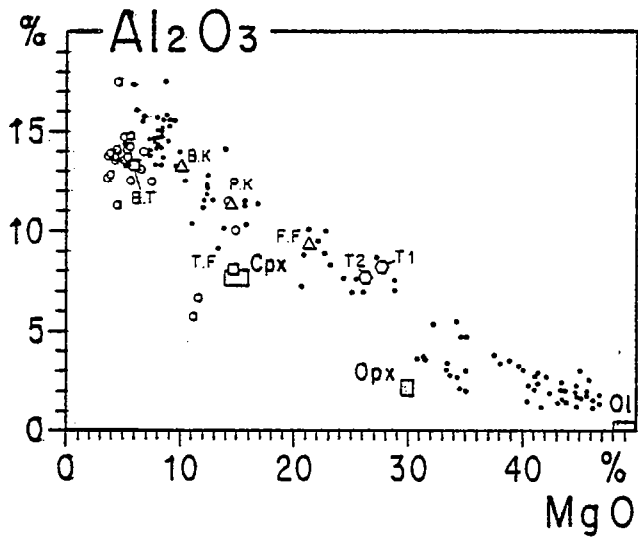
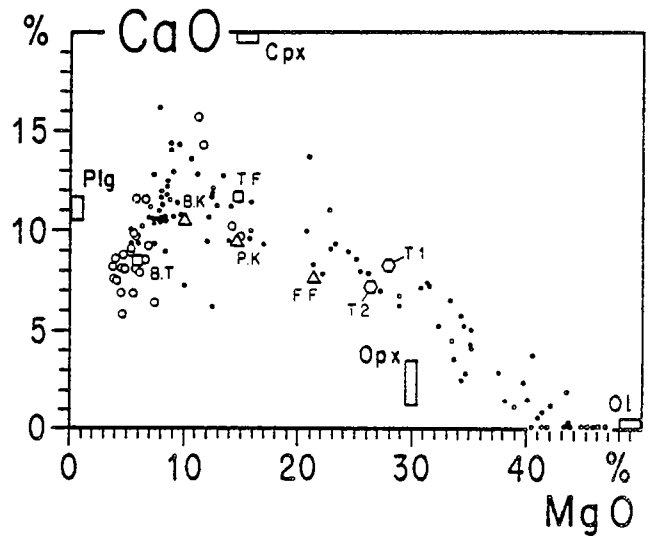
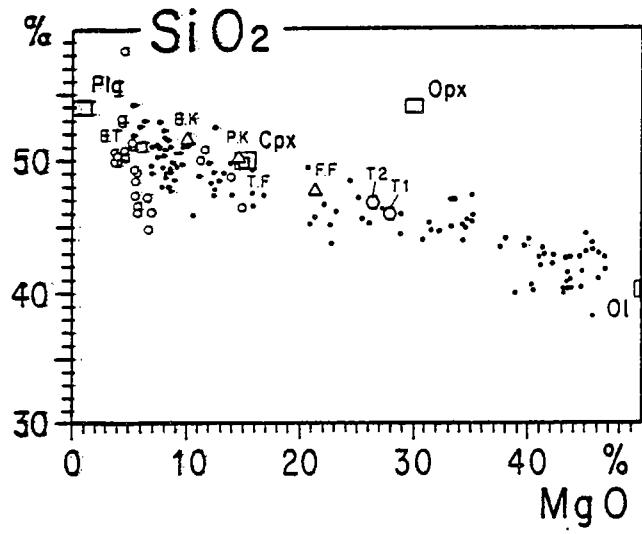


Fig. 10-7 - Diagrammes oxyde = f (MgO) permettant de distinguer les lignées komatiitique (●) et tholéiitique (○).
Mêmes symboles qu'en figure 10-5.

2.2. Distinction komatiïte-tholéïite :

Les tholéïites et cumulats associés, du fait de leur richesse en TiO_2 , s'individualisent nettement sur les diagrammes $TiO_2 = f(MgO)$ et $TiO_2 = f(Al_2O_3)$ (Fig.10-5). Il est à noter que la moyenne des basaltes tholéïitiques de Munro Township (Ontario) publiée par Arndt et al. (1977) se reporte exactement au sein du champ dessiné par les échantillons finlandais.

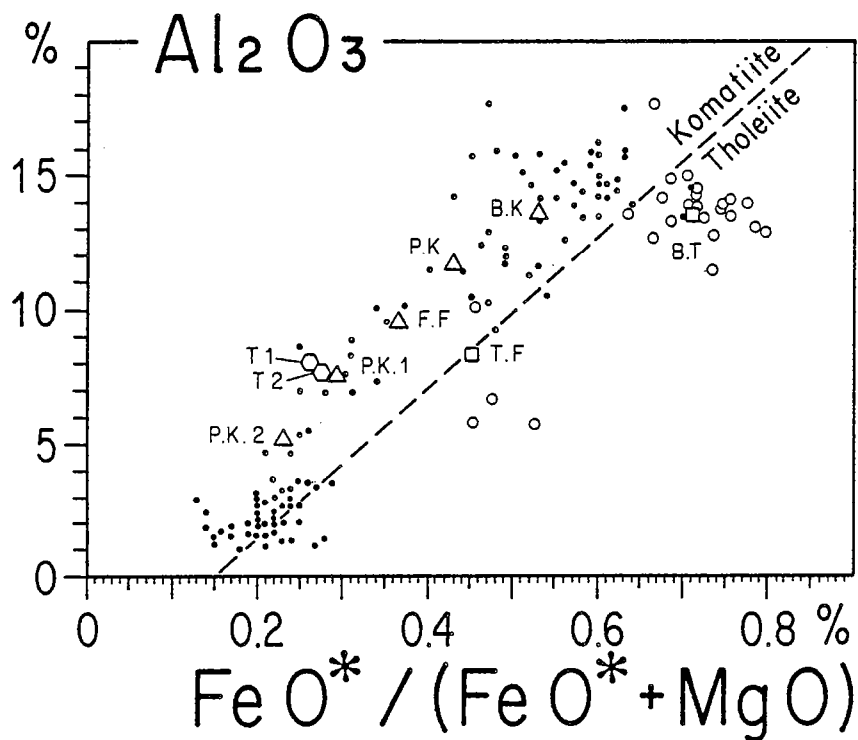


Fig. 10-6 . Diagramme $Al_2O_3 = f(FeO^*/FeO^* + MgO)$ séparant les komatiïtes des tholéïites. Mêmes symboles qu'en figure 10-5.

L'enrichissement en fer des roches à affinités tholéïitiques est, par rapport aux roches komatiïtiques, bien marqué sur le diagramme $Fe_2O_3 = f(MgO)$ où là encore le point considéré comme représentant la moyenne des tholéïites d'après Arndt et al. (1977) est intimement associé aux roches étudiées. Le diagramme classique $Al_2O_3 = f(FeO^*/FeO^* + MgO)$ (Fig. 10-6) sépare la lignée komatiïtique de la lignée tholéïitique et montre l'existence de ces deux associations au sein de la ceinture finlandaise. Que ce soient les roches à chimisme basaltique ou les cumulats plus magnésiens, les tholéïites se placent à droite de la droite délimitant les lignées komatiïtique et tholéïitique, marquant ainsi l'enrichissement en fer; les tholéïites étant caractérisées par un rapport $FeO^*/FeO^* + MgO$ plus élevé que celui des komatiïtes à Al_2O_3 identique.

Les diagrammes rectangulaires élément majeur = $f(MgO)$, (Fig. 10-5 et 10-7) confirment cette distinction : à valeur de MgO donnée, les teneurs en SiO_2 sont plutôt plus faibles pour les tholéïites; alors que leurs teneurs en Fe_2O_3 et P_2O_5 sont, dans l'ensemble, plus élevées que celles des komatiïtes; au contraire, les teneurs en Al_2O_3 et CaO sont sensiblement moindres.

Nous verrons également que, tant pour les Terres Rares que pour les autres éléments en traces, ces 2 lignées peuvent être mises en évidence. La série tholéiitique est, par exemple, appauvrie en Ni et Cr par rapport à la série komatiitique et les teneurs en V (Fig. 10-22) séparent également nettement ces deux lignées différentes.

Il est important de noter que, à quelques détails près, nous retrouvons ici l'existence de 2 lignées magmatiques différentes, fort similaires à celles plus connues et sensiblement de même âge, d'Ontario (Arndt et al., 1977) ou d'Australie occidentale (Naldrett et Turner, 1977). Il est bon d'ajouter que parmi les komatiites plus jeunes de l'île de Gorgona (Colombie), Dupré et Echeverria (1984) ont retrouvé, à l'aide des isotopes du plomb, cette distinction entre tholéiites d'une part et komatiites d'autres part. Ces auteurs vont plus loin dans leur analyse et concluent à l'existence de deux régions sources mantelliques distinctes.

2.3. Les cursus de cristallisation :

Les points représentatifs des compositions des roches des deux séries définies précédemment ont été reportés sur des diagrammes rectangulaires oxyde = f (MgO), ce dernier étant l'élément chimique qui, dans les komatiites et roches associées, présente la plus large gamme de variations.

2.3.1. La série komatiitique : (Fig. 10-8).

Les teneurs en MgO des komatiites s'étendent depuis 6% jusqu'à 46% et montrent un étalement continu et régulier à l'exception d'un manque de résultats pour la valeur MgO = 18%, précédemment discutée.

Malgré une légère dispersion des données pour quelques éléments, dispersion sur laquelle je reviendrai ultérieurement, on peut tirer un certain nombre de renseignements à l'aide de ces diagrammes. L'évolution de la série komatiitique peut se résumer en deux étapes principales :

- pour MgO < 46% jusqu'à MgO = 9-11%, il y a augmentation régulière de SiO₂, Al₂O₃, CaO, P₂O₅ et TiO₂. La teneur en Fe₂O₃ au cours de cette étape est relativement stable. Sur ces diagrammes ont été reportées : la composition chimique moyenne T₂ d'une coulée à microspinfex (MgO = 26,24 %) ainsi que la composition T₁ de la brèche sommitale de la coulée différenciée à spinifex en veines de Tipasjärvi (MgO = 27,7%). Ces valeurs correspondent aux liquides les plus magnésiens à l'échelle régionale et peuvent donc être considérées comme représentatives des liquides primaires à partir desquels s'est effectuée la différenciation. A titre de comparaison, sur ces diagrammes ont été également figurées les valeurs extraites de Arndt et al. (1977) ayant trait à la coulée komatiitique Fred (Fred's flow - FF) ainsi que les moyennes concernant ce que ces auteurs appellent "pyroxenitic komatiite" - P.K (12% < MgO < 18%) et "basaltic komatiite" - B.K (MgO < 12%). A quelques détails près, ces valeurs s'intègrent parfaitement au champ dessiné par les komatiites de Finlande orientale. Enfin, sur ces diagrammes ont été positionnés quelques minéraux extraits de la littérature, principalement : olivine, clinopyroxène et chromite (Arndt et al., 1977 ; Bickle et al., 1975 ; Nisbett et al., 1977); orthopyroxène (Arndt et Fleet, 1979); plagioclase (Arndt et al., 1979) et ilménite (Arndt, 1977 a). Les analyses d'olivine étudiées dans ce travail n'ont pas été utilisées car d'origine métamorphique, ni celles de chromite (Piquet, 1982) dont la composition initiale a été largement modifiée au cours du métamorphisme. Il faut enfin signaler que dans tous ces diagrammes il n'a pas été tenu compte des variations chimiques de ces minéraux au cours de l'évolution de la série.

Il est clair que pour cette partie du diagramme (11% < MgO < 46%), la cristallisation d'olivine à partir d'un liquide initial ayant une teneur en MgO de l'ordre de 27% est le fait marquant de cette lignée komatiitique. Les diagrammes CaO = f (MgO) ou Al₂O₃ = f (MgO)

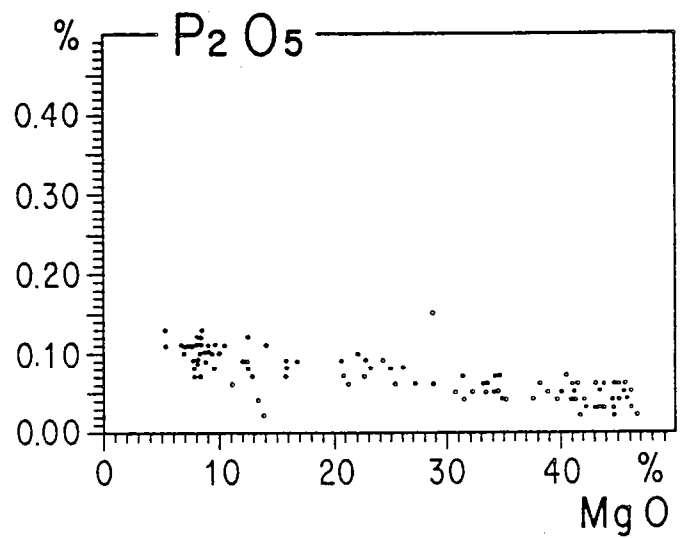
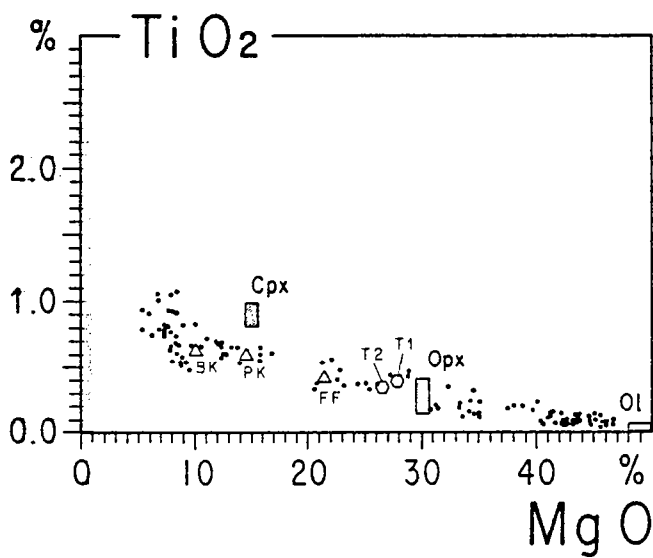
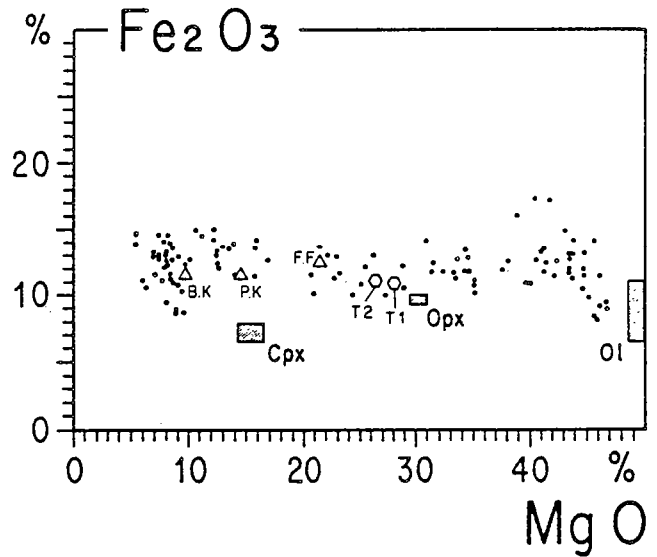
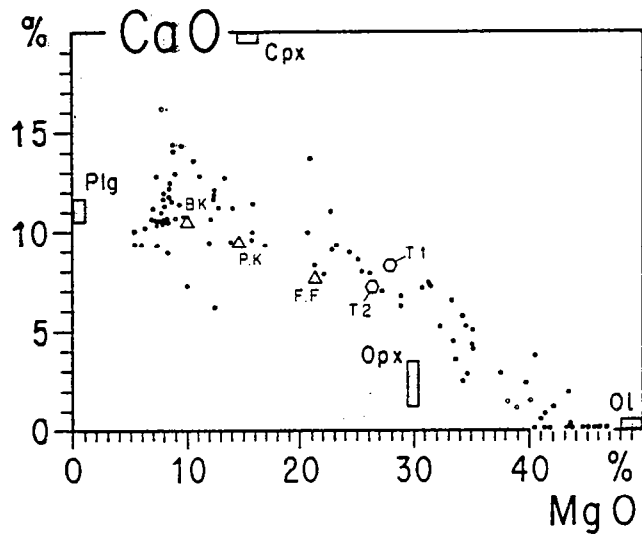
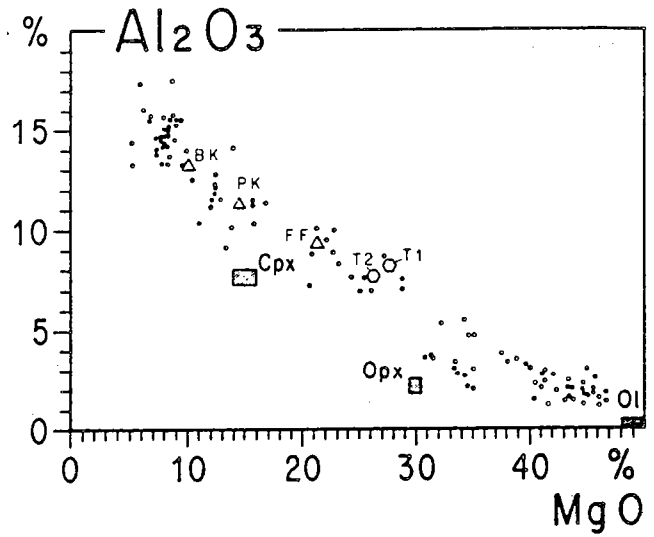
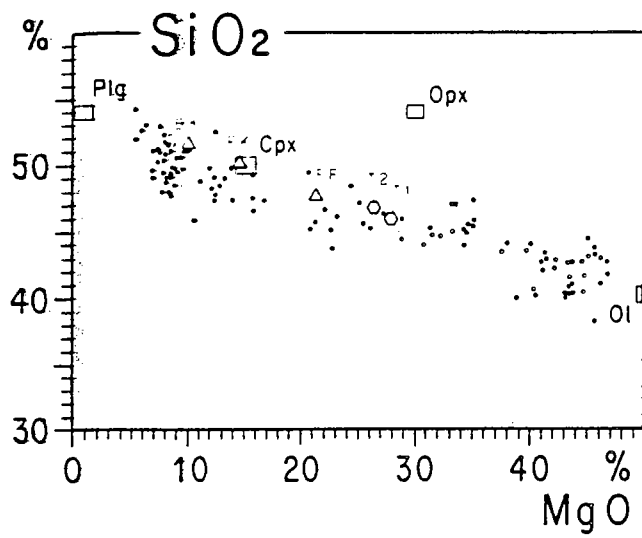


Fig. 10-8 : Diagramme oxydes = f (MgO) montrant l'évolution de la série komatiitique.
Mêmes symboles qu'en figure 10-5.

(Fig.10-8) tendent à montrer que l'olivine n'est vraisemblablement pas le seul minéral à fractionner. Une quantité non négligeable d'orthopyroxène doit intervenir mais avec une large prépondérance de l'olivine, d'après la position des analyses sur le joint olivine-orthopyroxène dans le diagramme $\text{CaO} = f(\text{MgO})$. Mais cette position peut également s'interpréter comme correspondant à la cristallisation d'une phase opaque dont le point représentatif se situerait à l'origine du diagramme. Les diagrammes CaO et $\text{Al}_2\text{O}_3 = f(\text{MgO})$ permettent également d'émettre l'hypothèse de l'intervention, dès ce stade, du clinopyroxène, quelques points se situant sur le joint olivine-clinopyroxène.

- à partir de $\text{MgO} = 9-11\%$, une cassure importante s'effectue dans cette lignée évolutive. En effet, tous les diagrammes considérés montrent une évolution différente se traduisant principalement par une chute brutale et caractéristique de CaO , associée à un étalement des valeurs en TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 et Fe_2O_3 . La position des minéraux théoriques dans les diagrammes montre qu'il s'agit principalement d'une cristallisation importante de clinopyroxène, peut-être associée au fractionnement de plagioclase.

Dans le chapitre suivant consacré à la pétrogenèse de ces roches je tenterai de quantifier ces évolutions magmatiques. Si dans son ensemble l'évolution générale de cette lignée komatiitique peut s'expliquer, en partant d'un liquide initial à $\text{MgO} \sim 27\%$, par fractionnement important d'olivine dans un premier temps, puis de clinopyroxène et de plagioclase ensuite, conférant à cette suite komatiitique un dessin selon deux lignes évolutives bien tranchées, il faut cependant noter qu'entre $11\% < \text{MgO} < 14\%$, existe une zone intermédiaire. En effet, dans cette partie des diagrammes, il se produit un étalement des points pouvant correspondre à un stade au cours duquel olivine et clinopyroxène fractionnent de façon concomitante.

2.3.2. La série tholéiitique :

A l'aide des diagrammes élément majeur = $f(\text{MgO})$, j'ai précédemment signalé que les tholéiites s'individualisaient parfaitement, notamment en ce qui concerne TiO_2 , Fe_2O_3 ou SiO_2 . Le point représentatif de la moyenne des basaltes tholéiitiques archéens de l'Ontario (B.T.-(Arndt et al., 1977) se situe presque toujours systématiquement au centre du nuage de points dessiné par les roches à affinités tholéiitiques étudiées ici. MgO n'est pas l'élément qui présente ici les plus grandes variations absolues de teneurs, mais c'est SiO_2 ; c'est pourquoi cet élément a été choisi pour la construction des diagrammes de Harker (Fig. 10-9).

Sur ces diagrammes, à l'exception des 4 cumulats plus magnésiens, les roches de la série tholéiitique constituent une lignée de différenciation unique. A SiO_2 croissant, cette évolution est caractérisée par une décroissance régulière et continue de MgO , CaO et Fe_2O_3 . TiO_2 montre une décroissance légère à SiO_2 croissant mais avec une large dispersion des points. Al_2O_3 reste pratiquement stable ou présente une très légère décroissance. MnO , P_2O_5 et les alcalins Na_2O et K_2O montrent un éparpillement des valeurs ne permettant pas de tracer une droite évolutive mais un nuage de points. Ces diagrammes n'ont pas été reportés dans ce mémoire.

Les gabbros tholéiitiques les plus magnésiens se détachent nettement de la lignée évolutive générale, étant très proches de la composition du clinopyroxène. En ce qui concerne la lignée évolutive générale, si nous considérons que dans cet ensemble les roches les plus magnésiennes, et donc les moins riches en SiO_2 , sont proches de la composition du liquide primaire, cette évolution magmatique est contrôlée principalement par le fractionnement de plagioclase et de clinopyroxène. De plus, les compositions les plus basiques des tholéiites étant très riches en fer, plus riches que les cumulats à plagioclase + clinopyroxène, montrent qu'une phase opaque a joué un rôle au cours de la différenciation.

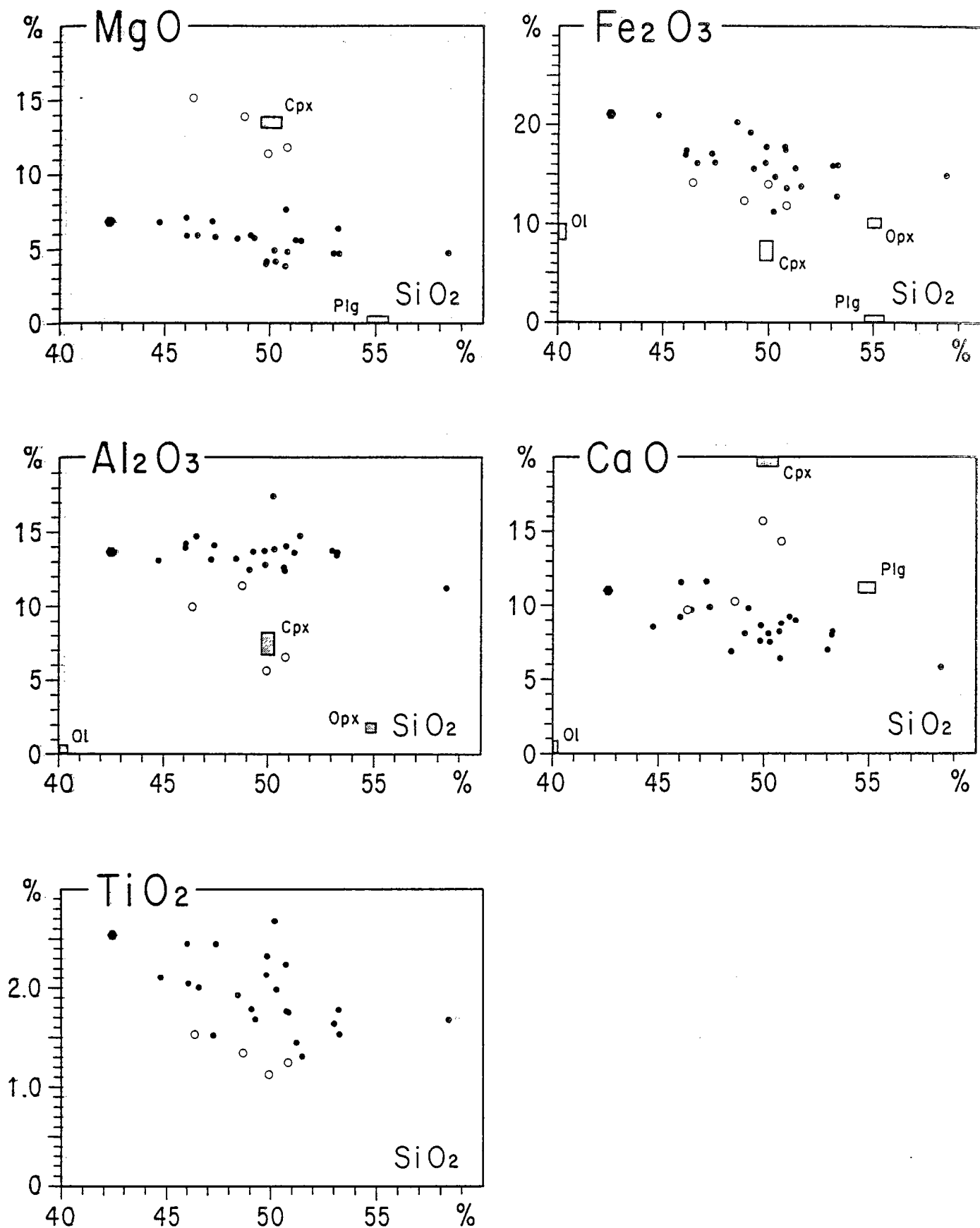


Fig. 10-9 : Diagrammes oxydes = f (SiO_2) montrant l'évolution de la série tholéiitique (●) et la position des gabbros tholéiitiques magnésiens (○). ● correspond à la position du cumulat calculé.

Le modèle mathématique quantifiant la cristallisation fractionnée confirmera ces résultats.

3° - Le cycle magmatique supérieur :

J'ai précédemment montré (chapitre 6) que le volcanisme felsique affleurerait principalement dans 2 régions : Luoma au Nord (ceinture de Suomussalmi) et Koivumäki au Sud (ceinture de Tipasjärvi). Quelques analyses chimiques effectuées sur les roches de l'ensemble méridional ont montré qu'elles étaient différentes de celles constituant le groupe de Luoma.

Dans ce travail, mon intérêt principal n'a pas porté sur ce volcanisme différencié, aussi dans ce qui suit, en quelques lignes très brèves, je ne discuterai que le volcanisme de la partie septentrionale de la ceinture, c'est à dire celui constituant le groupe de Luoma.

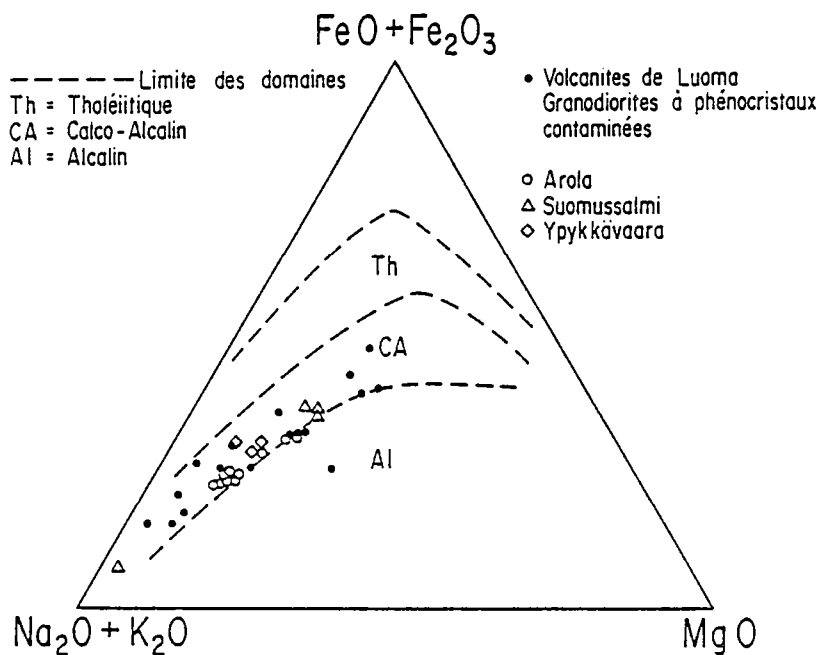


Fig. 10-10 : Diagramme A-F-M montrant le caractère calco-alcalin des volcanites de Luoma et leur ressemblance avec les granodiorites à phénocristaux contaminées (extrait de Martin, 1985).

Le triangle A.F.M. (Fig.10-10) montre nettement que ces roches dessinent une évolution magmatique de type calco-alcalin. Malgré une légère dispersion, la tendance générale est fort semblable à ce que Querré (1985) et Martin (1985) définissent comme étant le domaine des granodiorites contaminées. La figure 6-5, précédemment discutée, montre que les points représentatifs des volcanites de Luoma se situent en majorité le long de la droite joignant les komatiïtes aux granodiorites non contaminées. Il semblerait donc que, comme pour les granodiorites, il y ait eu une certaine contamination des volcanites felsiques par des roches komatiïtiques. Dans le chapitre 6 consacré au volcanisme du cycle supérieur, les figures 6-3 et 6-4 représentant les divers diagrammes oxyde = f (SiO_2), montrent bien l'évolution de cette série depuis les termes andésitiques jusqu'aux termes rhyolitiques les plus différenciés. Cette évolution se caractérise

principalement par une diminution régulière de Fe_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 , CaO et V en fonction de la différenciation.

4° - Conclusions :

L'étude des éléments majeurs des roches basiques et ultrabasiques du cycle inférieur de la ceinture de roches vertes a permis de mettre en évidence 2 lignées évolutives de composition et d'évolution différentes : la lignée komatiitique et la lignée tholéiitique s.str.

La lignée komatiitique correspond à une suite de roches continue et régulière au sein de laquelle figurent les coulées différenciées à textures spinifex permettant une estimation de la composition des liquides komatiitiques primaires. Une évolution de cette série en 2 étapes a pu être approchée :

- . fractionnement important d'olivine associé à celui d'orthopyroxène ou de clinopyroxène ou d'une phase opaque, à partir d'un liquide initial ayant une teneur en MgO proche de 27%.
- . puis, et correspondant à une "cassure" importante dans cette série komatiitique, fractionnement de clinopyroxène avec du plagioclase.

La lignée tholéiitique, constituée principalement par des roches gabbroïques associées à quelques rares cumulats plus magnésiens, se caractérise par sa richesse en fer et titane. Cette série tholéiitique est influencée par la cristallisation de clinopyroxène et de plagioclase, minéraux auxquels il convient d'ajouter la présence d'une phase opaque.

Les volcanites andésitiques et rhyolitiques de Luoma (cycle volcanique supérieur) correspondent à une série calco-alkaline. Les résultats concernant les roches tuffacées de Koivumäki suggèrent que certaines appartiennent à la série tholéiitique s.l., alors que d'autres se rapprochent plus d'une série de type calco-alkalin.

II - APPORT DES TERRES RARES :

Les principaux types pétrographiques ont été analysés afin de connaître les teneurs en terres rares (REE), par B.M. Jahn et J. Cornichet. Les résultats et les interprétations qui en découlent ont été d'abord publiés lors du Congrès Archéen de Hyderabad (Blais et al., 1978), puis par Jahn et Sun (1979) dans une publication générale portant sur la distribution des éléments en trace et des isotopes de diverses ceintures archéennes et enfin dans une publication ne concernant que les résultats des roches de Finlande (Jahn et al., 1980). Plus récemment (Blais et al., 1987), les terres rares ont été étudiées pour discuter la genèse d'une coulée komatiitique caractérisée par la présence de textures spinifex, dont l'interprétation a été présentée au début de ce mémoire.

1°. Les Komatiïtes :

Trois types de spectres de REE peuvent être reconnus.

1.1. Type 1 = K1 = Spectres de REE globalement plats :

Toutes les roches sont caractérisées par des spectres de REE grossièrement plats de 4 à 24 fois les chondrites. Cette observation est particulièrement vraie pour les HREE dont le rapport Gd/Yb reste constamment proche de 1.

Au sein de ce premier type, 2 cas sont à envisager en ce qui concerne les LREE :

1.1.1. Spectres présentant des LREE plates ou très légèrement enrichies

(La/Sm = 1,0 à 1,15) : 5 roches correspondant à ce type de spectres ont été analysées et représentées en figure 10-11.

S.99 est un échantillon de coeur de pillow, légèrement moins magnésien que l'échantillon S.100 qui est le bord du même coussin. Les 2 spectres sont très légèrement enrichis en LREE. Les autres échantillons sont caractérisés par des spectres plats, de 6 à 9X les abondances chondritiques. Ils sont tout à fait caractéristiques des basaltes komatiitiques d'autres ceintures archéennes de roches vertes et très semblables, par exemple, au spectre obtenu pour un basalte komatiitique de Kambalda (Yilgarn Block) par Sun et Nesbitt (1978).

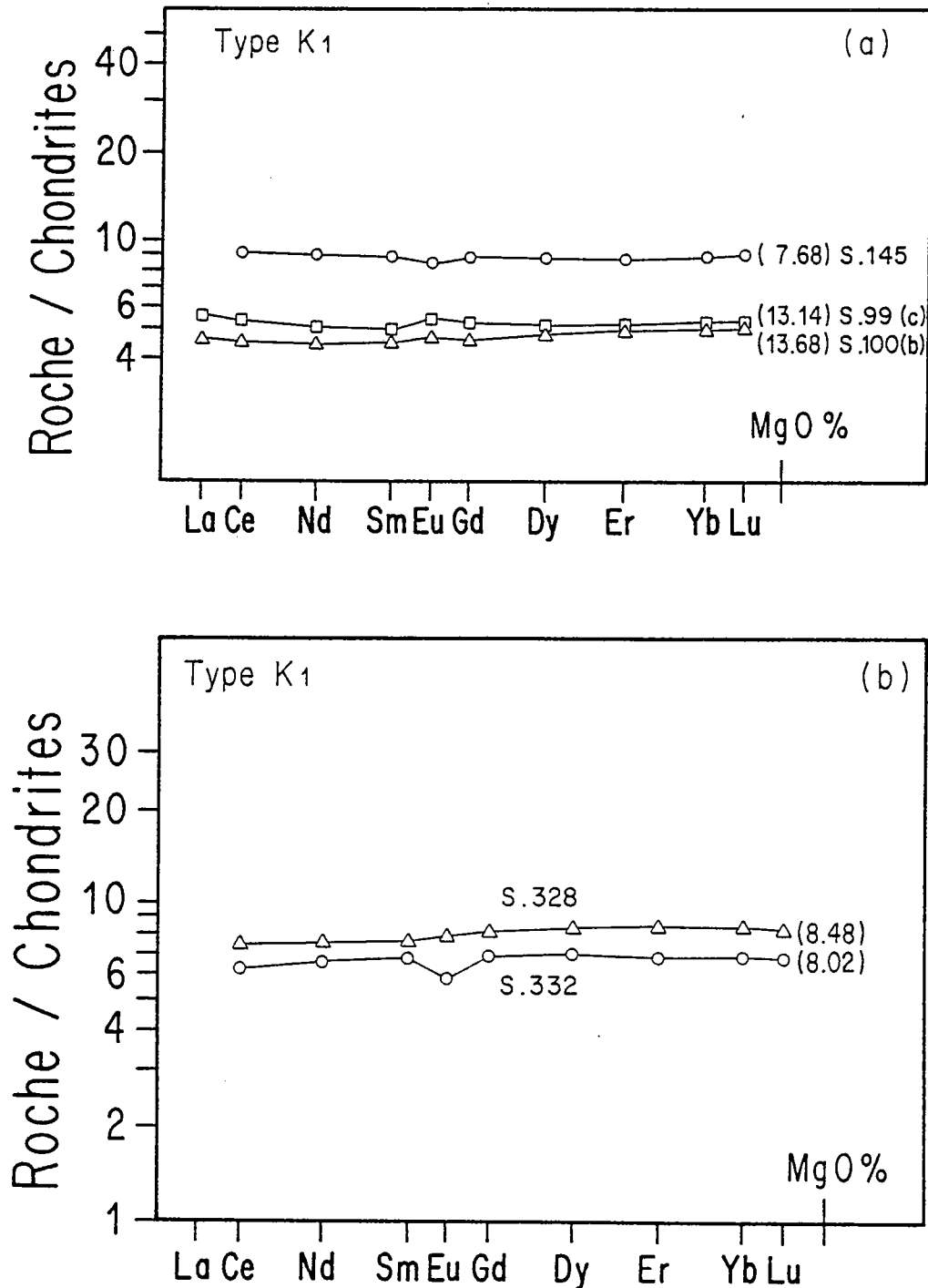


Fig. 10-11 : Komatiites - Type K_1 - Spectres de REE globalement plats.

(a) : région de Suomussalmi ; (b) : région de Kuhmo.

1.1.2. Spectres présentant des LREE très légèrement appauvries ($La/Sm = 0,75$

à 0,90). Les roches présentant de tels spectres ont été analysées dans la région de Suomussalmi (Fig. 10-12 a) et autour de Tipasjärvi (Fig. 10-12 b). Les spectres obtenus caractérisent aussi bien des laves ultrabasiques à texture spinifex (S. 833) que des tufs à chimisme basaltique affleurant sous forme d'amphibolites. L'échantillon S.824 correspondant à une amphibolite peu magnésienne présente un rapport $(Gd/Yb)_N$ très légèrement inférieur à 1, traduisant un faible enrichissement en HREE. Mais, d'une manière générale, ces spectres de terres rares reportés en Fig. 10-12 a et b, caractérisés par des spectres à HREE globalement plats $(Gd/Yb)_N \sim 1$ et très légèrement appauvris en LREE $(La/Sm)_N = 0,75$ à 0,90, sont parmi les spectres les plus typiques et les plus fréquents des komatiites archéennes. De nombreux exemples dans d'autres ceintures du Canada, d'Australie ou d'Afrique ont été publiés par Arth et al. (1977) ; Hawkesworth et O'Nions (1977); Sun et Nesbitt (1978) parmi d'autres.

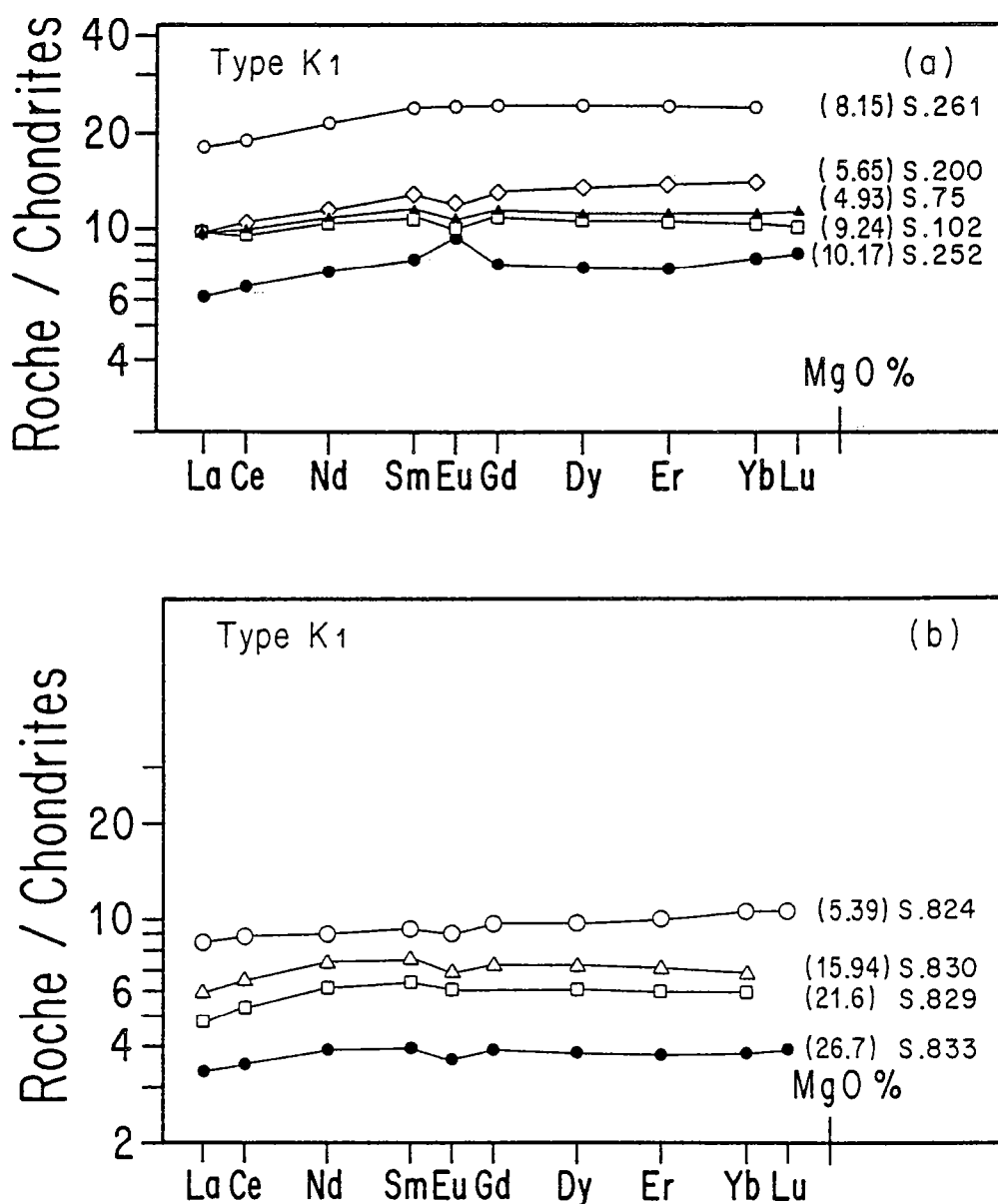


Fig. 10-12 : Komatiites - Type K_1 - Spectres de REE très légèrement appauvris en LREE.
 (a) - région de Suomussalmi ; (b) - région de Tipasjärvi.

1.2. Type 2 = K2 = Spectres caractérisés par un net appauvrissement des LREE

$(La/Sm)_N = 0,27 - 0,68$ mais les HREE sont plates $(Gd/Yb)_N = 1,0$:

Les spectres ainsi obtenus sont reportés en Fig. 10-13. Les HREE ont de 3 à 12 X les abondances chondritiques. Ce type de spectre est également caractéristique de certaines komatiïtes archéennes et a été également observé par Arth et al. (1977) dans les trois zones (bordure externe figée - zone spinifex - zone massive basale) d'une même coulée komatiitique de Pyke Hill (Munro Township, Ontario). De tels spectres ont été décrits également par Sun et Nesbitt (1978) pour des roches similaires d'Abitibi (Ontario), de même que pour Hawkesworth et O'Nions (1977) pour un échantillon de komatiïte (NG 213) provenant de la ceinture de Shabani (Afrique du Sud).

Enfin, il faut insister sur le fait que les spectres de terres rares obtenus sur la coulée différenciée à texture spinifex en veine (Fig. 10-14) appartiennent à ces deux catégories : la partie supérieure de la coulée est à rapporter au type K₂, la partie inférieure au type K₁ présentant des LREE très légèrement appauvries. Nous avons discuté ailleurs (Blais et al., 1987) et repris au début de ce travail (chapitre 4) les contraintes apportées par ces REE sur l'interprétation génétique d'une telle coulée.

1.3. Spectres modifiés.

Je regroupe ici un certain nombre de spectres ne répondant pas exactement aux définitions précédentes :

1.3.1. Cumulats et Soap-stones : Les spectres de REE correspondant à des cumulats (S.3 et S. 209) et à un soap-stone (S. 539) sont reportés en figure 10-15. S.3 est caractérisé par un spectre ayant des teneurs voisines de 3 fois celles des chondrites et dont les LREE sont plates alors que les HREE présentent une pente faible. La serpentinite S. 209 a elle un spectre différent caractérisé par des HREE à pente négative faible et des LREE enrichies. Ces roches ont subi des transformations minéralogiques importantes et il se peut que, du fait de ces modifications, les spectres de terres rares aient été modifiés.

Plus démonstratif d'éventuelles modifications est le spectre de REE obtenu sur le "soap-stone" S. 539, roche totalement transformée à serpentine, talc et carbonate. Ce spectre est caractérisé par une importante anomalie en Eu ainsi que par un profil de HREE non caractéristique des komatiïtes analysées dans cette ceinture de roches vertes.

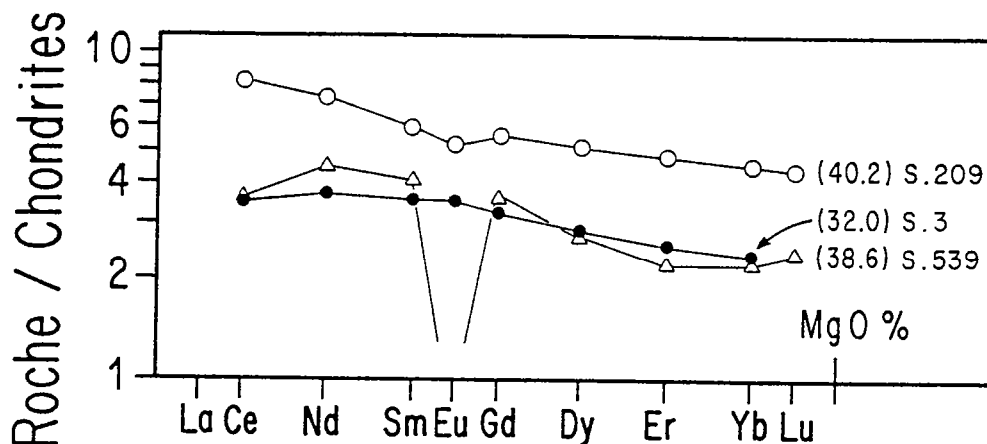


Fig. 10-15 : Komatiïtes - Spectres de REE de cumulats et de soap-stone.

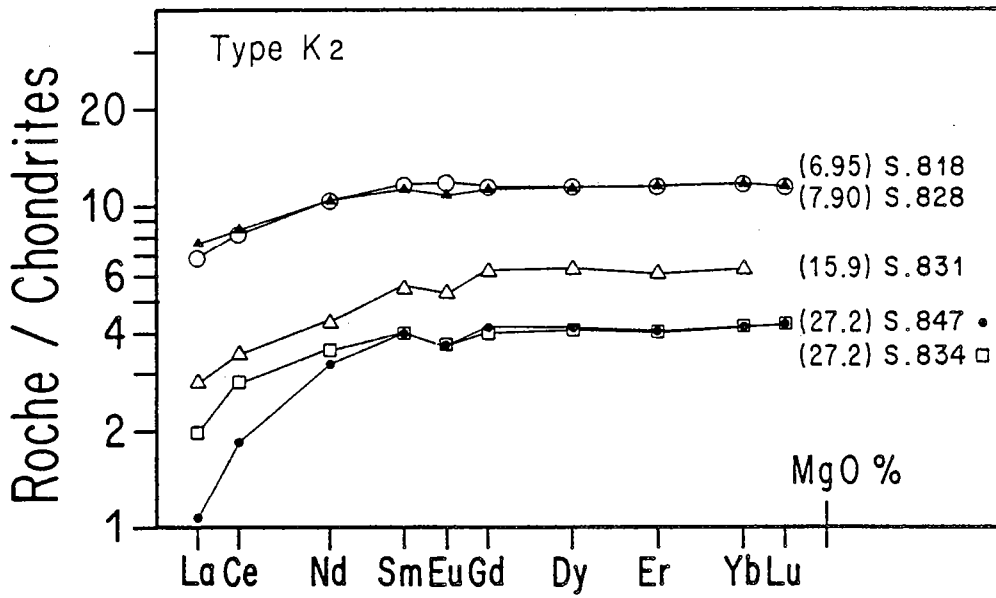


Fig. 10-13 · Komatiites - Type K₂ - Spectres de REE fortement appauvris en LREE.

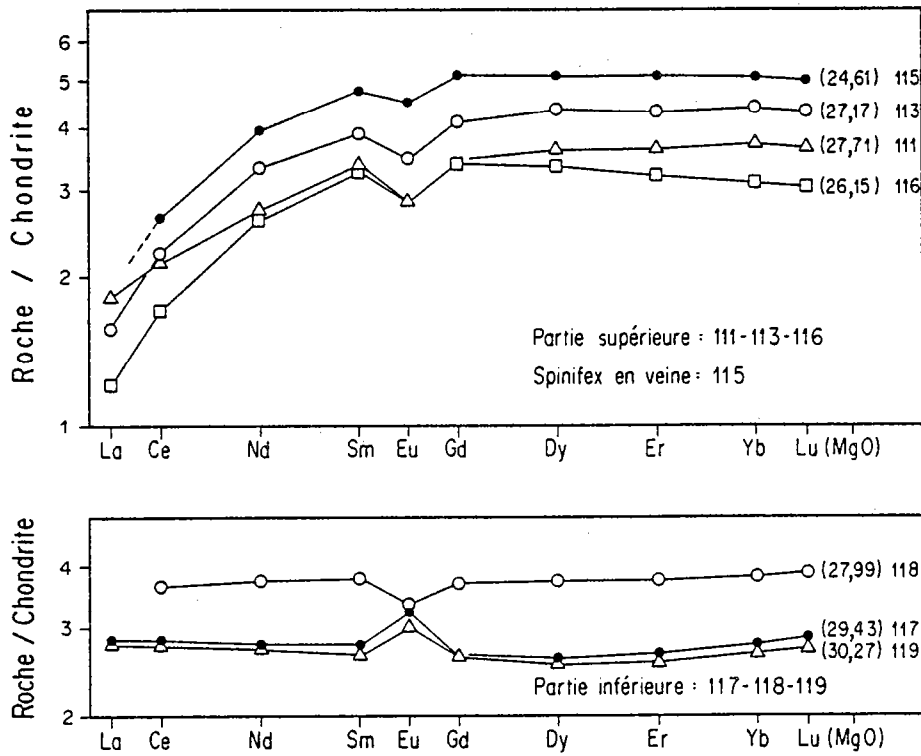


Fig. 10-14 · Komatiites - Spectres de REE des échantillons de la coulée différenciée à spinifex en veines. Partie supérieure de la coulée et veines · spectres fortement appauvris en LREE ; partie inférieure: spectres globalement plats.

1.3.2. Quelques spectres particuliers : Sur la figure 10-16 sont regroupés 4 spectres de REE présentant quelques particularités.

Sur un même pillow de la région de Kuhmo, le coeur (S. 374) et le bord (S. 375) ont été analysés. Les HREE sont parallèles mais les LREE sont très différentes ainsi que les anomalies en Eu. Si les teneurs en MgO sont proches ($MgO \sim 13\%$) de celles déterminées pour le pillow S. 99 - S. 100 de la région de Suomussalmi (Fig. 10-11), les teneurs en terres rares sont différentes. Aux alentours de 9X chondrites pour les laves en coussin de Kuhmo, elles ne sont que 5X chondrites pour l'échantillon de Suomussalmi. De plus, il faut signaler que les abondances relatives en terres rares et en MgO entre le coeur et la bordure sont opposées pour les deux laves. Enfin, en ce qui concerne le pillow de Kuhmo, le spectre obtenu pour le coeur du coussin, caractérisé par une anomalie en Eu nette et des LREE appauvries est différent du spectre obtenu sur le bord qui lui, est à rapprocher des spectres grossièrement plats (K_1). Ces différences ne peuvent être attribuées à la seule cristallisation fractionnée, particulièrement à l'intérieur du si petit volume que représente un pillow de quelques 60 cm maximum dans son grand axe. Dans le cas présent, les variations en éléments majeurs ne sont pas très importantes entre les deux parties du coussin. Pour cet échantillon du coeur du coussin, nous sommes donc amenés à conclure à des modifications post-magmatiques. Une telle conclusion est étonnante car les transformations (suite au refroidissement ou au cours du métamorphisme) sont en général plus sensibles sur les bordures.

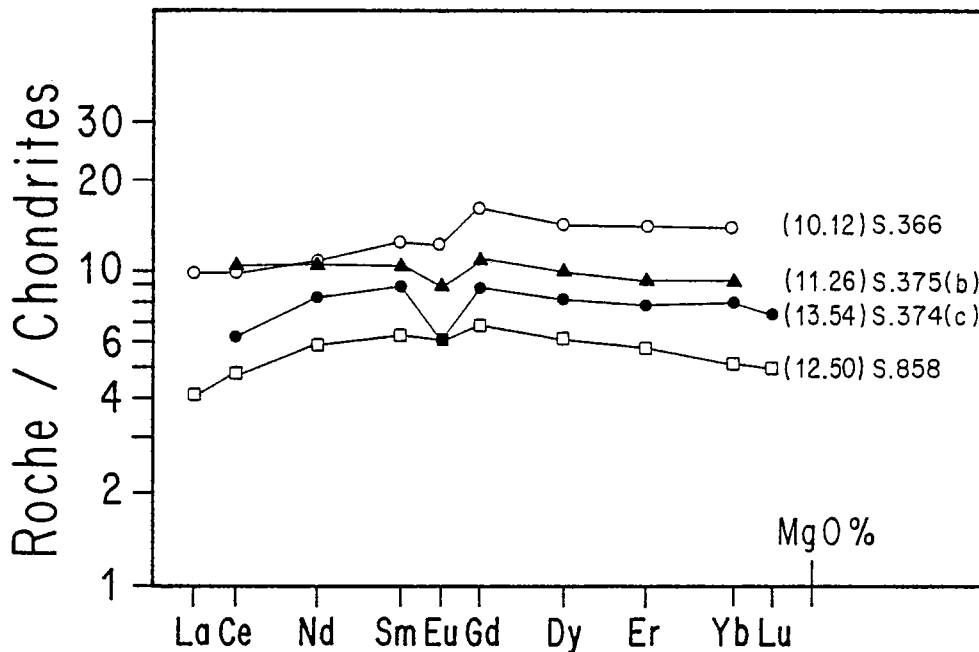


Fig. 10-16 · Komatiites - Spectres de REE modifiés.

L'échantillon S. 366 correspondant à une amphibolite massive montre un spectre très particulier, caractérisé par les LREE appauvries $(La/Sm)_N = 0,8$ des HREE presque plates mais avec des teneurs en HREE supérieures à celles des LREE. Sans argument quant à d'éventuelles modifications post-magmatiques, l'interprétation et la signification d'un tel spectre restent énigmatiques.

Une amphibolite à grain fin (S. 858) montrant des affinités komatiitiques, possède un spectre de REE qui ne correspond pas à un des types classiques précédemment définis. Il s'agit d'un spectre à allure convexe avec $(La/Sm)_N = 0,63$ et $(Gd/Yb)_N = 1,35$. Ce genre de spectre ne semble pas avoir été trouvé dans d'autres terrains archéens.

2°. Les tholéiites :

Trois types de spectres ont été reconnus (Fig. 10-17, 10-18 et 10-19).

2.1. Type 1 = Th 1 : Spectres avec HREE plates et un léger appauvrissement des LREE

(Fig. 10-17). Deux échantillons, l'un prélevé dans la région de Kuhmo (S. 168), l'autre dans la région de Tipasjärvi (S. 825) présentent ces spectres à 8-10 X chondrites. Ce type de spectre est peu fréquent pour les tholéiites de la ceinture de Kuhmo-Tipasjärvi alors qu'il semble très commun dans la plupart des roches volcaniques à affinité tholéiitique des autres cratons archéens (Condie, 1976 ; Hawkesworth et O'Nions, 1977 ; Sun et Nesbitt, 1977 ; Jahn et Sun, 1979). Condie (1976, 1981) a regroupé ces tholéiites caractérisées par un spectre grossièrement plat (~ 10 X chondrites) sous l'appellation TH₁, originellement connues sous le terme DAT : "Depleted Archean Tholeiites".

2.2. Type 2 = Th 2 : Spectres présentant un fractionnement fort et régulier (Fig. 10-18

a et b). Les spectres présentent des HREE fractionnées $(Gd/Yb)_N = 1,5$ à 2,2 et des LREE enrichies $(La/Sm)_N = 1,5$ à 1,9. Ce type correspond à l'essentiel des tholéiites de la région de Kuhmo qui sont représentées par des roches gabbroïques (Fig. 10-18 a). Ces spectres sont similaires à ceux publiés par Condie (1976, 1981) sous l'appellation TH₂ (originellement EAT "Enriched Archean Tholeiites"). Le spectre TH₂ est caractérisé par un enrichissement en LREE $(La/Sm)_N = 2,0$ et une pente plus légère des HREE $(Gd/Yb)_N = 1,4$.

Deux échantillons de la région de Tipasjärvi (S. 819 et S. 860) possèdent des spectres se rapprochant de ceux obtenus pour les tholéiites de Kuhmo bien qu'étant un peu moins fractionnés (Fig. 10-18 b).

2.3. Type 3 = Th 3 : Spectres présentant un fractionnement différent des HREE et des LREE (Fig. 10-19). Les spectres montrent des HREE pentées $(Gd/Yb)_N = 2,2$ mais des LREE convexes. Les échantillons S. 397 et S. 501 sont des gabbros tholéiitiques mais plus magnésiens que les tholéiites classiques. De telles tholéiites archéennes sont connues au Canada (Arth et al., 1977); toutefois celles-ci sont moins magnésiennes (MgO = 9,1 et 4,7%) et globalement plus riches en REE. L'échantillon S. 346 est également un gabbro tholéiitique magnésien pour lequel le non dosage du La ne permet pas de conclure quant au fractionnement précis des LREE.

L'échantillon S. 846, antérieurement classé parmi les komatiites (Jahn et al., 1980), de par ses caractéristiques géochimiques (éléments majeurs) et de par son spectre de terres rares, se rapproche de ce type 3. Cette roche se caractérise par un léger appauvrissement en LREE $(La/Sm)_N = 0,92$ et des HREE pentées $(Dy/Yb)_N = 1,42$.

Les spectres les plus fréquents des tholéiites de la ceinture de Kuhmo-Tipasjärvi sont ceux appartenant au type 2. Condie (1976, 1981) précise que ce sont en fait les tholéiites à spectres plats (~ 10 x chondrites), désignées sous l'appellation TH₁, qui sont les plus abondantes dans les ceintures de roches vertes. Ces observations rejoignent celles de Jahn et Sun (1979) qui, étudiant les spectres de terres rares de nombreuses roches volcaniques archéennes, ont insisté sur le fait que les tholéiites archéennes ont généralement des spectres plats similaires à ceux de basaltes komatiitiques, leur abondance variant de 6 à 20X chondrites.

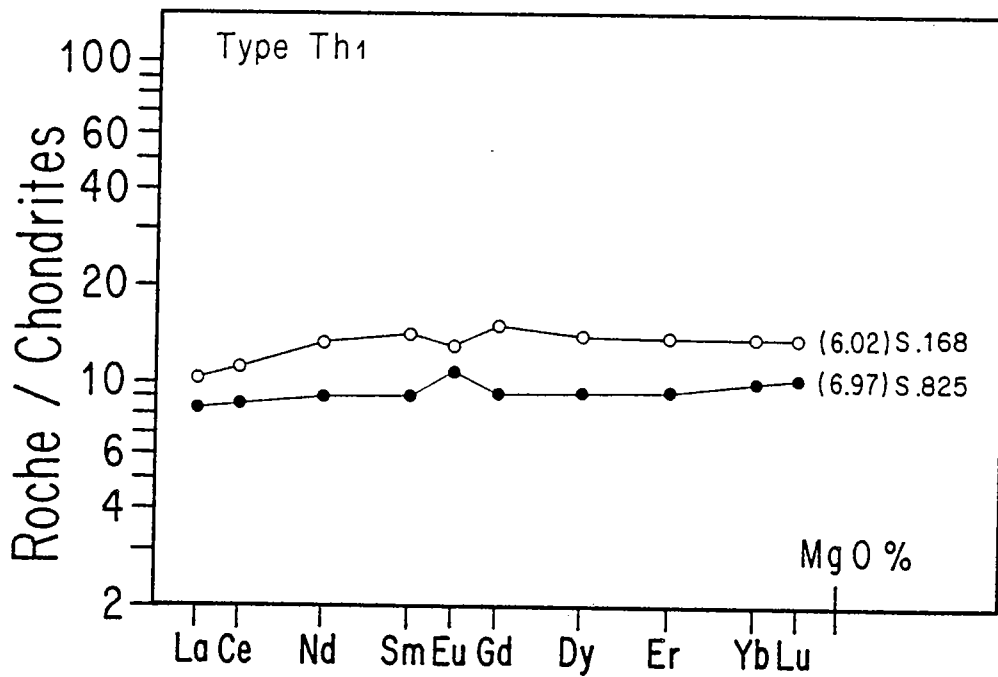


Fig. 10-17 · Tholéiites - Type Th₁ - Spectres de REE présentant des HREE plates et un léger appauvrissement des LREE.

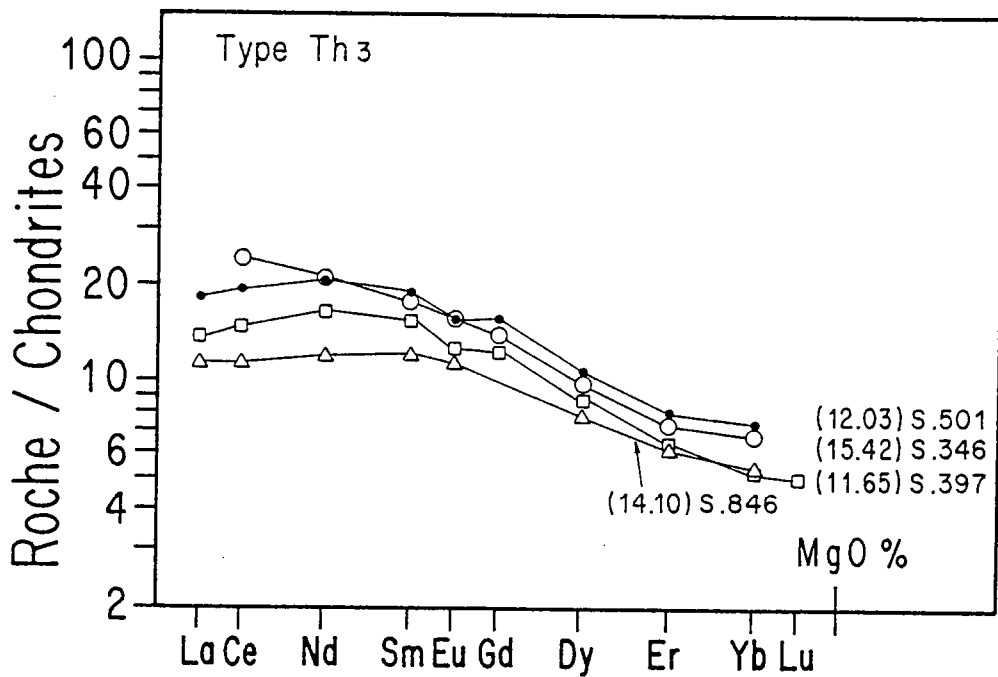


Fig. 10-19 · Tholéiites - Type Th₃ - Spectres de REE présentant un fractionnement différent des HREE et des LREE.

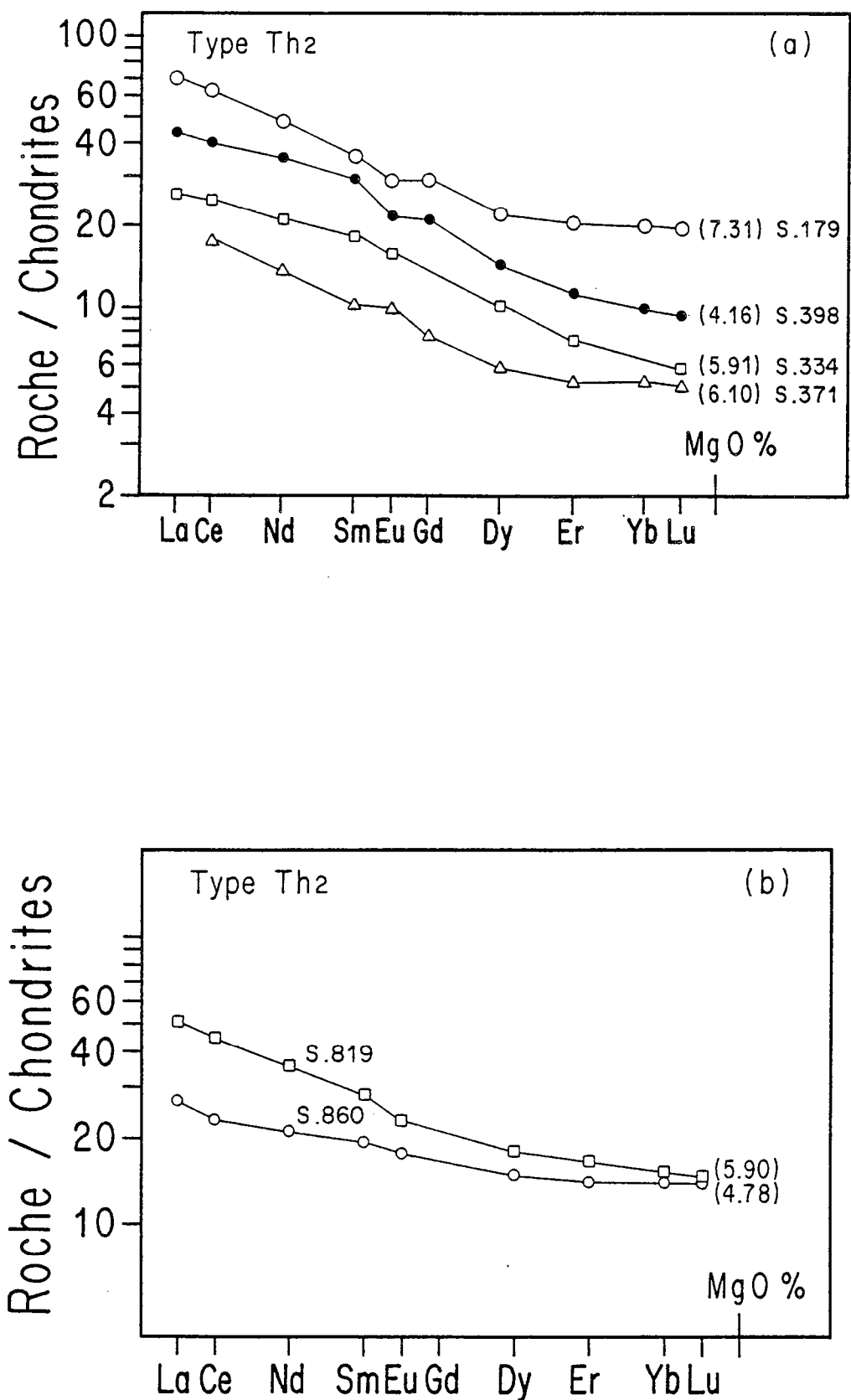


Fig. 10-18 · Tholéiites - Type Th₂ - Spectres présentant un fractionnement régulier.
 (a) : région de Kuhmo ; (b) : région de Tipasjärvi.

3° - Les caractéristiques générales des terres rares légères (LREE) et des terres rares lourdes (HREE) des komatiites et tholéiites :

Dans la figure 10-20 ont été reportés les rapports $(La/Sm)_N$ et $(Gd/Yb)_N$ en fonction de $(Sm)_N$ et $(Yb)_N$. De plus, sur cette figure extraite de la publication de Jahn et al. (1980), ont été reportées des données supplémentaires se rapportant à Munro Township et Noranda (Arth et al., 1977 ; Sun et Nesbitt, 1978 ; Jahn, non publié) et le champ des MORB (Sun et Nesbitt, 1977) a été ajouté à titre de comparaison.

3.1. Les Terres Rares Légères : LREE.

Les roches komatiitiques présentent des rapports $(La/Sm)_N$ variant de 1,10 à 0,30 que l'on peut regrouper en trois grands ensembles :

3.1.1. Quelques échantillons ont des rapports $(La/Sm)_N$ proches de 1 ce qui caractérise des spectres plats en LREE.

3.1.2. D'autres échantillons présentent des rapports $(La/Sm)_N$ très légèrement inférieurs à 1, compris entre 0,90 et 0,75, ce qui traduit des spectres très faiblement appauvris en LREE.

Lors de la description des spectres, j'avais regroupé ces deux premiers ensembles dans le type 1 = K_1 = spectres de REE globalement plats.

3.1.3. Certaines roches présentent des rapports très nettement inférieurs à 0,75 ce qui caractérise des spectres nettement appauvris en LREE. Pour les données du Canada reportées sur cette figure 10-20 et pour certains spectres de la ceinture de Finlande orientale, cet appauvrissement est très significatif. Il peut être comparé à celui des MORB, bien que ces derniers montrent une gamme de teneurs en Sm plus large.

Les roches de Finlande, à affinité tholéiitique, ont des rapports $(La/Sm)_N$ en général plus élevés et plus variables que les roches komatiitiques. Il en est de même pour les teneurs en Sm.

3.2. Les Terres Rares Lourdes : HREE.

Le fait important au regard des HREE est que, dans les roches komatiitiques, ces HREE ont des rapports $(Gd/Yb)_N$ constants, égaux à 1, alors que les teneurs en Yb présentent une variation significative. Le fait que les HREE soient systématiquement plates pour les komatiites implique donc que le grenat n'a pas joué un rôle important au cours de l'évolution des magmas à affinités komatiitiques.

Par contre, et de façon très opposée, les roches de la série tholéiitique montrent des rapports $(Gd/Yb)_N$ systématiquement plus élevés et plus variables. Dans ce cas, un modèle faisant intervenir le grenat soit de façon résiduelle dans la région source ou soit sous la forme d'un fractionnement de ce minéral avant la mise en place de ces tholéiites, devra être envisagé.

Il est donc important de noter que, tout comme avec les éléments majeurs, les roches des séries komatiitiques d'une part et celles à affinités tholéiitiques d'autre part peuvent être distinguées les unes des autres par leurs Terres Rares.

3.3. Principaux types de spectres de REE rencontrés :

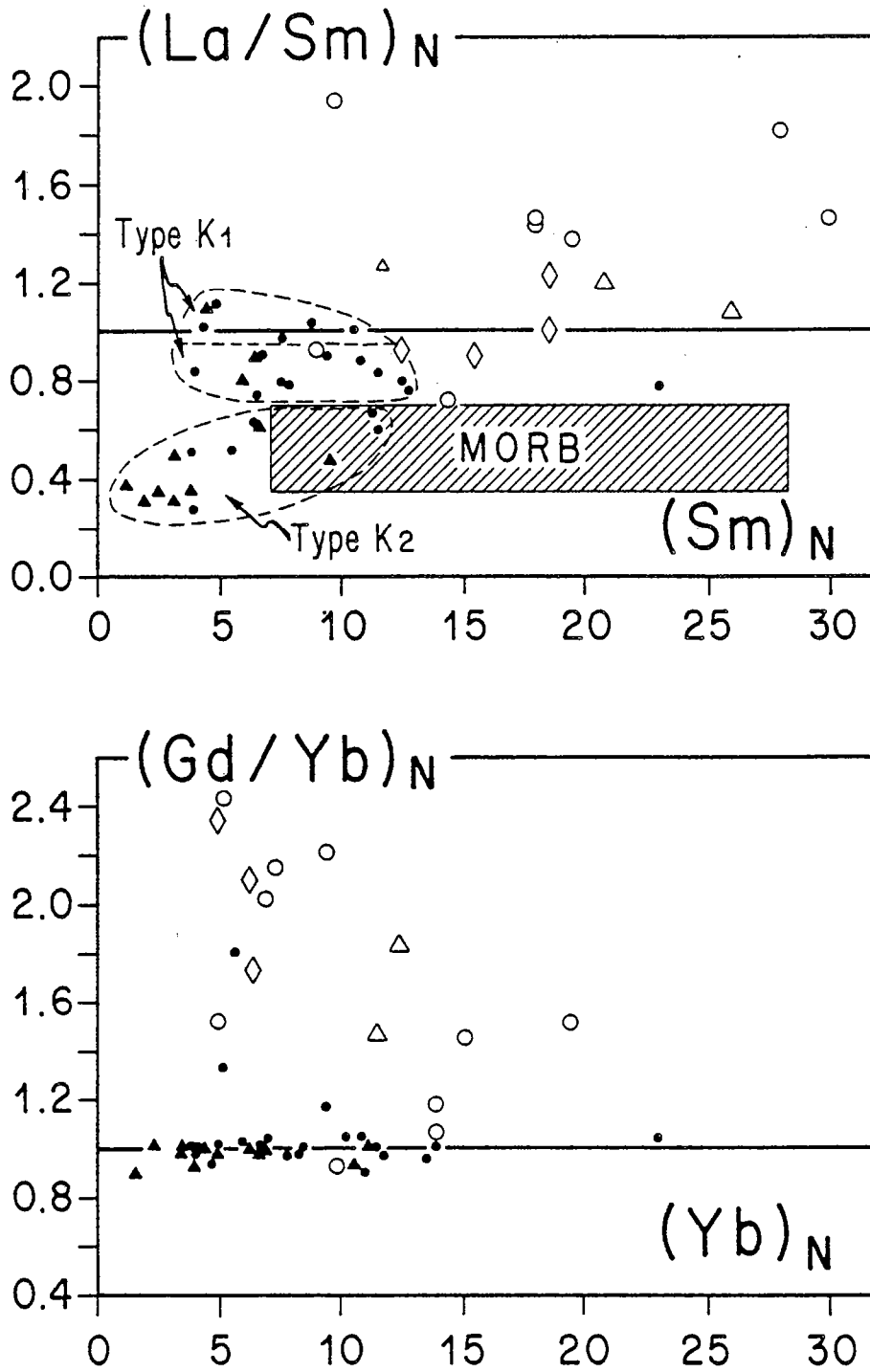


Fig. 10-20 · Diagrammes $(La/Sm)_N$ vs $(Sm)_N$ et $(Gd/Yb)_N$ vs $(Yb)_N$, extrait de Jahn et al. (1980).

● Série komatiitique - Finlande.

▲ Série komatiitique - Munro Township et Noranda (Arth et al. 1977 ; Sun et Nesbitt, 1978 ; Jahn, non publié).

○ Série tholéiitique - Finlande.

◇ Gabbro tholéiitique magnésien - Finlande.

△ Série tholéiitique - Munro Township et Noranda.

Le champ des MORB est extrait de Sun et Nesbitt (1977).

La description des divers spectres des komatiïtes et des tholéïites permet de conclure que 3 grands types principaux dominant et sont les plus fréquemment représentés. Leurs caractéristiques essentielles peuvent être résumées ainsi :

- les komatiïtes sont caractérisées soit par des spectres plats ou très légèrement appauvris en LREE (type K_1) ; soit par des spectres très fortement appauvris en LREE $(La/Sm)_N = 0,27 - 0,28$ (Type K_2) et présentant des HREE plates.
- les tholéïites présentent, dans la majorité des cas étudiés des LREE très enrichies $(La/Sm)_N = 1,5 - 1,9$ et des HREE pentées $(Gd/Yb)_N = 1,5 - 2,2$ (Type Th_2). Les autres types de spectres relatifs aux tholéïites (Th_1 et Th_3) sont plus rarement représentés.

4° - Le cycle magmatique supérieur calco-alcalin . Les volcanites de Luoma :

3 échantillons de cette série volcanique calco-alcaline ont été analysés en dilution isotopique (Jahn et al., 1980) puis 2 autres ont été mesurés par activation neutronique (Querré, 1985 ; Martin, 1985). Il s'agit de S.162 et S.64 à chimisme andésitique; S.29 et S.160 à affinité dacitique et S.98 rhyolitique. Les concentrations en Terres Rares de ces volcanites sont reportées dans un tableau en annexe et les spectres sur la figure 10-21.

Exception faite de S.64, les spectres sont subparallèles, fortement fractionnés; S.29 et S.98 étant de plus très appauvris en HREE et montrant alors une forme légèrement concave du spectre. Il n'est pas possible de discuter la concavité des HREE du spectre S.160 car Dy et Er n'y ont pas été dosés. Ces spectres de roches dacitiques et rhyolitiques sont semblables à ceux désignés par Condie (1976, 1981) sous le terme "groupe F I" caractérisé par de faibles teneurs en HREE (jusqu'à 1 X chondrites).

Les andésites S.162 et S.64 montrent des spectres fractionnés mais sont plus riches en HREE et en cela se rapprochent du "groupe F II" de Condie (1976, 1981, 1982) que cet auteur caractérise par un enrichissement notable en LREE (~ 200 X chondrites).

La figure 10-21 compare les spectres de REE des volcanites de Luoma à ceux des granodiorites. L'allure générale des spectres et leur fractionnement sont analogues. De plus, il faut remarquer l'excellente corrélation négative qui existe entre SiO_2 et $\sum REE$. Les volcanites de Luoma, tant par les données en majeurs (Fig. 10-10) que par les Terres Rares, ont de grandes affinités géochimiques avec les granodiorites contaminées d'Arola.

III - APPORT DE QUELQUES AUTRES ELEMENTS EN TRACES :

Cette étude concernant la caractérisation des lignées magmatiques à l'aide de quelques éléments de transition : Nickel, Chrome, Cobalt, Vanadium, Zirconium et Yttrium n'a porté que sur les séries komatiitique et tholéïitique. Ces éléments n'ont pas été étudiés pour le volcanisme calco-alcalins de Luoma et de Koivumäki (cycle magmatique supérieur).

1° - Nickel :

Le nickel est un composant important des ceintures archéennes de roches vertes car des dépôts de sulfures de nickel et de cuivre sont très souvent associés aux laves komatiitiques et aux sills environnants (Naldrett, 1973 ; Anhaeusser, 1976 ; Coats et al., 1979, par exemple). En Finlande, comme le montre la figure 10-22, le nickel est associé aux roches les plus basiques, les teneurs en cet élément variant systématiquement en fonction de MgO. Sur ce diagramme $Ni = f(MgO)$, ont été également reportées les valeurs obtenues pour la moyenne d'une coulée à

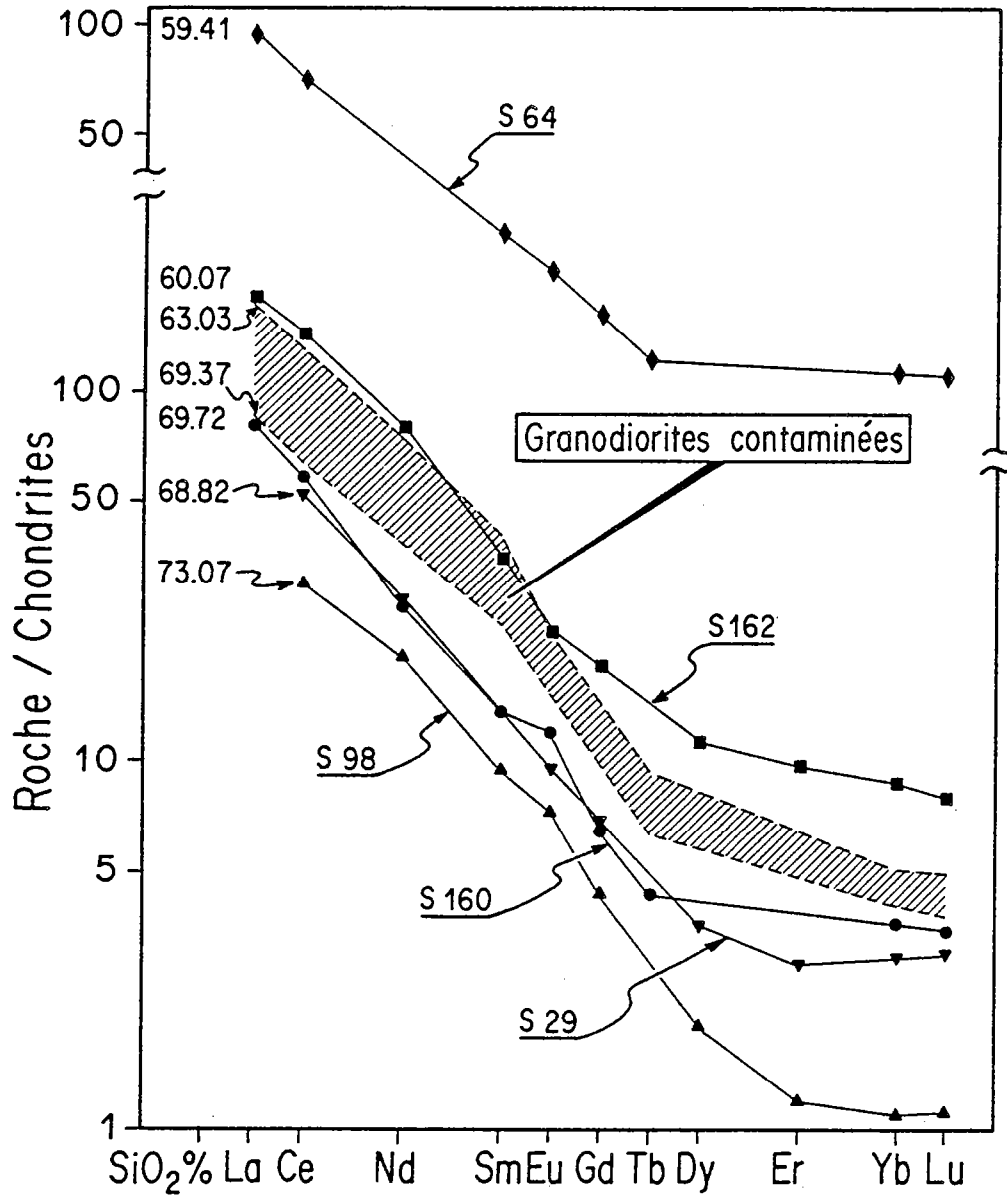


Fig. 10-21 · Spectres de REE des volcanites de Luoma et comparaison avec ceux des granodiorites à phénocristaux contaminés d'Arola (en hachures) ; d'après Martin (1985).

microspinfex T_2 (MgO = 26,24 ; Ni = 1151 ppm), et pour la brèche supérieure de la coulée différenciée T_1 (MgO = 27,71 ; Ni = 1073 ppm) considérées comme celles des liquides les plus ultrabasiques de la série. A titre de comparaison a été également placé le point correspondant aux données de la coulée Fred d'affinité komatiitique, FF, Ontario (MgO = 21,1% ; Ni = 1032 ppm).

Ce diagramme montre bien l'évolution continue mais irrégulière des teneurs depuis des termes ultrabasiques cumulats jusqu'à des termes plus évolués à chimisme basaltique. Toujours dans ces diagrammes utilisant MgO en abscisse, on peut noter à nouveau le "gap" correspondant aux valeurs de MgO voisines de 18-20%.

Les roches d'affinité tholéitique sont, dans l'ensemble plus pauvres en nickel que les komatiites associées, les données s'étalant entre 25 et 110 ppm (Fig. 10-23). Ces teneurs sont inférieures à la moyenne des tholéites archéennes de Type TH_2 : EAT (Condie, 1981) pour lesquelles Ni = 125 ppm (Tab. 10-1).

La variation de Ni en fonction de MgO ainsi dessinée sur la figure 10-22, semble être en bon accord avec la cristallisation fractionnée qui serait responsable du trend général de l'évolution magmatique. En effet, du fait des valeurs élevées de D^{Ni} , dans l'olivine principalement et dans le pyroxène, la concentration de Ni se réduit dans les liquides résiduels.

Je tenterai, dans le chapitre suivant consacré à la pétrogenèse de ces roches, de quantifier et modéliser cette évolution.

2° - Chrome :

Dans la figure 10-22, Cr = f (MgO) sont reportés les points représentatifs des diverses roches ainsi que, comme précédemment, les compositions des coulées komatiitiques de Tipasjärvi et la moyenne de la coulée Fred.

Là encore, les tholéites se distinguent nettement de l'ensemble des komatiites du fait de leur relative pauvreté en chrome (10 à 200 ppm) . Ces teneurs sont d'ailleurs nettement plus faibles que celles des tholéites "enrichies -EAT" archéennes (Condie, 1981) pour lesquelles Cr = 250 ppm. Comme pour Ni (Fig. 10-23), les cumulats tholéitiques sont eux enrichis en Cr.

Deux parties distinctes sont à considérer dans le diagramme Cr = f (MgO) de la figure 10-22. Pour les valeurs de MgO supérieures à 12-14%, la majorité des teneurs est comprise entre 3000 et 4000 ppm, avec des teneurs moindres pour les termes les plus magnésiens. La valeur du K_D^{Cr} pour l'olivine dans les bains basaltiques de $0,85 \pm 0,15$ (Akella et al., 1976) permet d'expliquer cette légère diminution du chrome quand les teneurs en MgO augmentent. Une telle diminution des teneurs en Cr pour les termes les plus magnésiens a été également notée pour les komatiites de Yilgarn Block (Australie occidentale) par Binns et al. (1982). Entre 20 et 38% de MgO, les points s'alignent ce qui signifie donc que, en plus de l'olivine, un autre minéral présentant un coefficient de partage K_D^{Cr} élevé, cristallise simultanément. Les données bibliographiques montrent que les spinelles chromifères ont des valeurs K_D^{Cr} spinelle ~ 50 (Akella et al., 1976). Cette évolution relativement horizontale peut s'expliquer par une cristallisation de spinelle chromifère associée à de l'olivine, d'autant plus que le spinelle est généralement inclus dans l'olivine.

La deuxième partie de ce diagramme (MgO < 12-14%) montre une chute spectaculaire des teneurs en chrome lorsque MgO décroît. Cette cassure déjà observée par Nesbitt et Sun (1976) peut s'expliquer par la cristallisation massive de clinopyroxène pour lequel les valeurs K_D^{Cr} varient de 5 à 10.

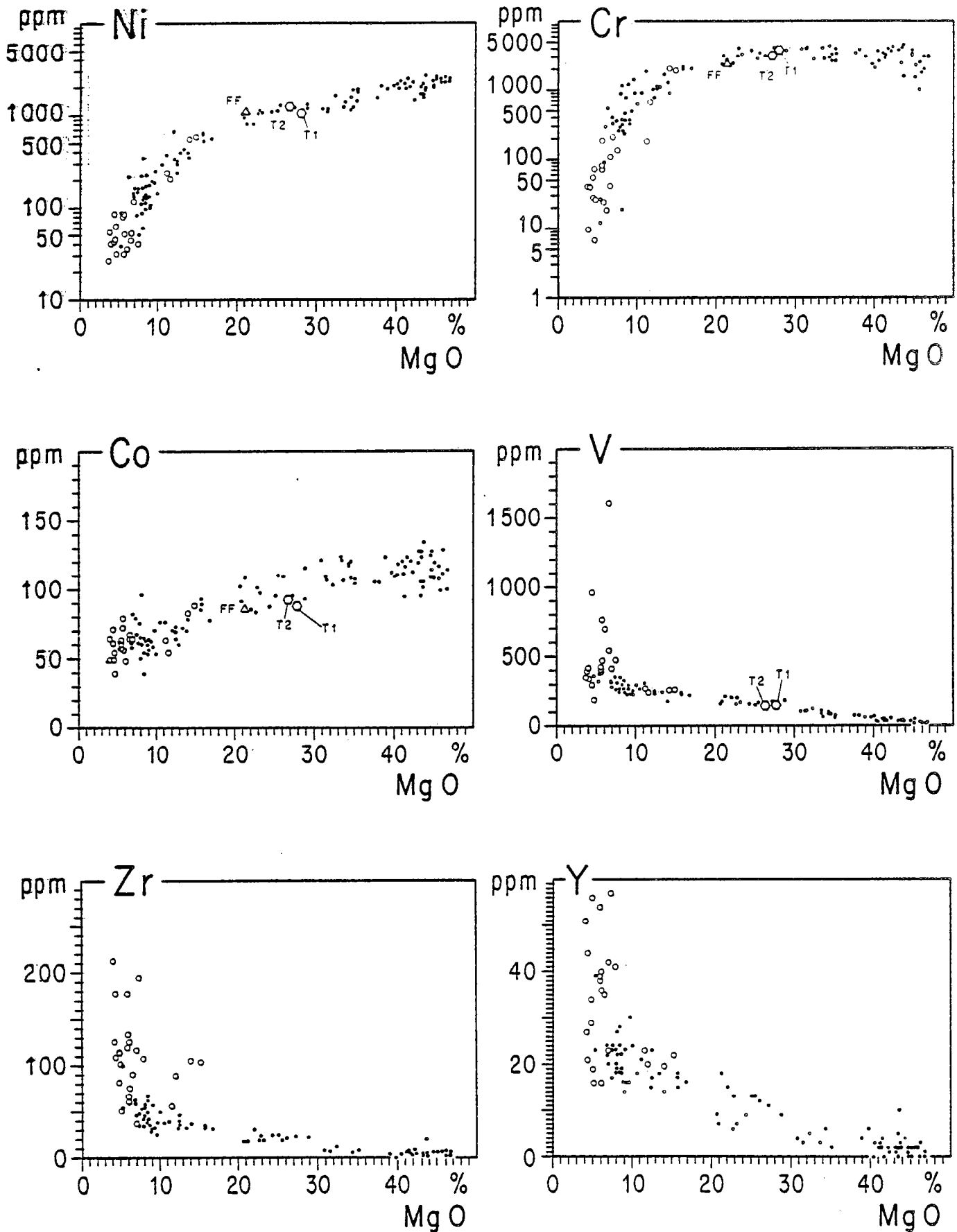


Fig. 10-22 : Diagrammes élément en trace = f (MgO) montrant l'évolution des komatiites (●) et des tholéiites (○).

△ FF : coulée Fred (Arndt, 1977).

○ T₁ : sommet bréchiq. de la coulée à spinifex en veines (Tipasjärvi).

○ T₂ : moyenne de coulée à microspinfex (Tipasjärvi).

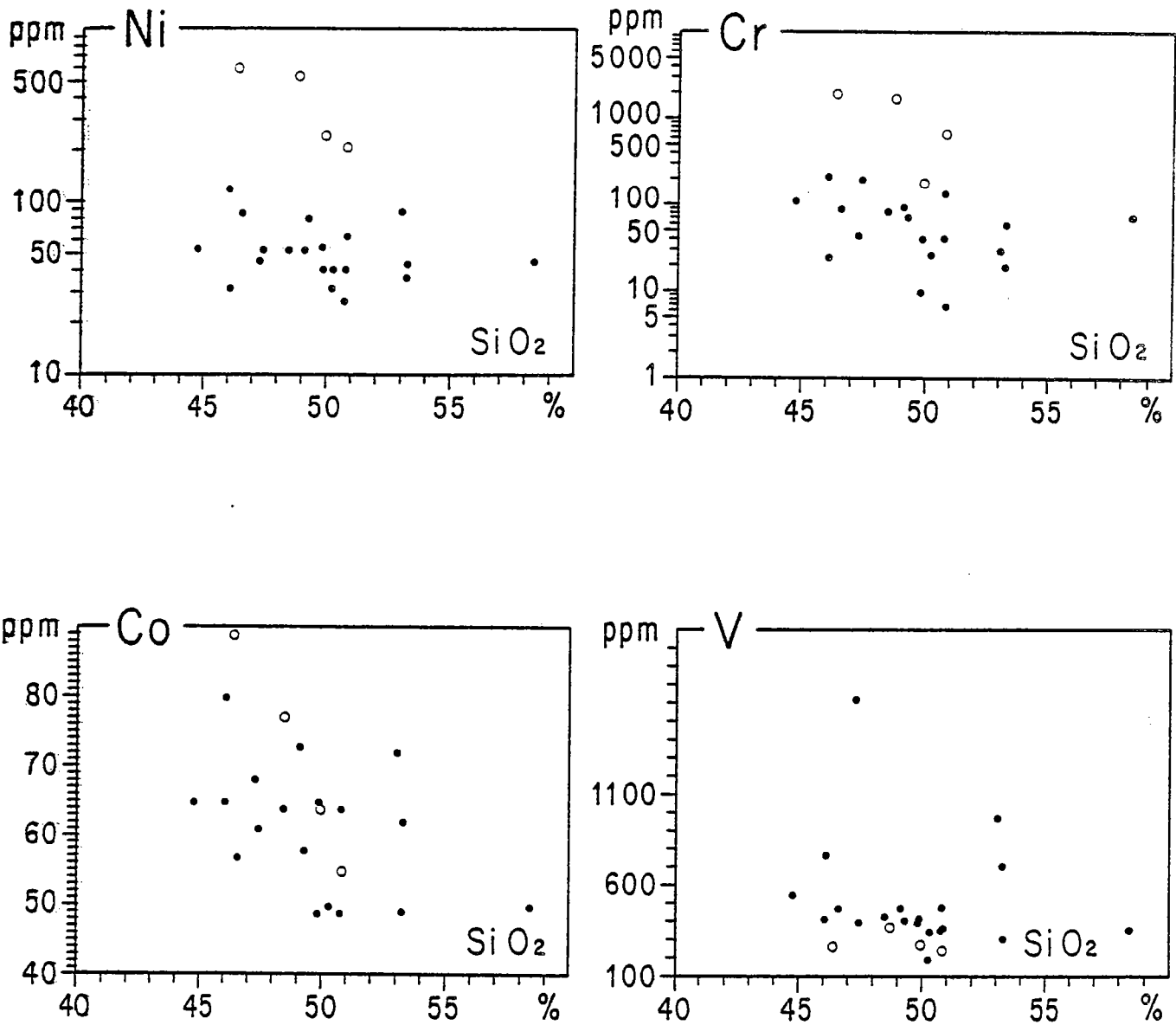


Fig. 10-23 : Diagrammes élément en trace = $f(\text{SiO}_2)$ montrant l'évolution de la série tholéiitique (●) et la position des gabbros tholéiitiques magnésiens (○).

Les cursus de cristallisation déduits du comportement du chrome sont qualitativement les mêmes que ceux obtenus à l'aide des éléments majeurs seuls.

3° - Cobalt :

Les roches d'affinité tholéiitique constituent un groupe relativement homogène dont les teneurs en cobalt varient de 40 à 80 ppm. Les gabbros tholéiitiques plus magnésiens ne sont pas plus enrichis en Co que les autres roches tholéiitiques (Fig. 10-23). Ces teneurs sont tout à fait en accord avec les compositions moyennes de tholéiites archéennes (Condie, 1981) pour lesquelles Co = 55 ppm.

L'évolution générale des komatiites correspond à une corrélation grossière avec chute régulière du Co avec MgO décroissant. Il n'y a pas de cassure dans ce diagramme comme celle observée précédemment pour le chrome. Du fait de cette décroissance régulière, on peut penser que c'est l'olivine qui est le facteur principal contrôlant l'évolution de cet élément.

Les résultats concernant ces trois éléments traces présentés ici en fonction de MgO sont fort proches de ceux publiés pour des roches archéennes d'Australie (Nesbitt et Sun, 1976), d'Afrique du Sud (Hawkesworth et O'Nions, 1977) et d'Inde (Dury, 1982).

Ces trois éléments se comportent comme des éléments compatibles.

4° - Le Vanadium, le Zirconium et l'Yttrium :

Dans la figure 10-22 sont reportées les teneurs en V = f (MgO). Contrairement à Ni, Cr et Co, V présente une corrélation négative en fonction de MgO. Ceci tend à montrer le caractère incompatible de cet élément dans les liquides magnésiens. Il est remarquable de noter le parfait alignement des données concernant les komatiites et roches associées, caractérisées par des teneurs très faibles en V pour les termes les plus magnésiens et faibles pour les représentants les plus différenciés (~ 30 ppm pour MgO = 8%). Cette évolution s'oppose aux résultats concernant les roches à affinités tholéiitiques pour lesquelles, exceptés les gabbros magnésiens (Fig. 10-23), les teneurs en V sont généralement plus élevées. Cet exemple illustre une fois encore le contraste géochimique existant entre komatiites et tholéiites.

Une évolution similaire se retrouve pour Zr et Y. En fonction de MgO, la corrélation négative concernant les komatiites est relativement nette, avec toujours une légère augmentation des valeurs de Zr et Y corrélativement à une diminution de MgO. Là encore, comme dans le cas de V, les tholéiites se démarquent clairement des komatiites par des teneurs plus élevées en Zr et Y.

Dans le paragraphe consacré aux Terres Rares, j'ai insisté sur le fait que les tholéiites de Finlande étaient fort comparables à celles décrites par Condie (1981) sous l'appellation TH2 (EAT = "enriched archaean tholeiites"). Dans le tableau 10-1, j'ai reporté les compositions moyennes de ce type de tholéiites afin de les comparer avec les moyennes des tholéiites de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi.

Le diagramme V = f (MgO) montre la corrélation négative existant entre ces deux éléments. Reporté en fonction de Ti (Figure 10-24), ces deux éléments Ti et V présentent une corrélation positive de pente variable. Toutes les données, comme l'ont déjà signalé Nesbitt et Sun (1976), se situent à droite de la ligne chondritique ce que ces auteurs ont interprété comme

reflétant un appauvrissement en V par rapport au Ti. Le rapport chondritique Ti/V qui est de 12 n'est pas très éloigné pour les komatiites mais diminue de plus en plus pour les roches de moins en moins magnésiennes. Cette relation est également visible sur le diagramme Zr/V où l'on voit que les komatiites et les tholéiites se situent au dessus de la ligne chondritique, les roches les moins magnésiennes en étant les plus éloignées.

| | Tholéiites archéennes (1) | Tholéiites archéennes de Finlande (2) | | Cumulats magnésiens tholéiitiques (3) | |
|----|---------------------------------|---|--------------|---|--------------|
| | | | (∇) | | (∇) |
| Cr | 250 | 73 | (58) | 1185 | (770) |
| Ni | 125 | 55 | (23) | 401 | (175) |
| V | 365 | 523 | (302) | 267 | (12) |
| Co | 55 | 60 | (10) | 71 | (13) |
| Zr | 135 | 117 | (45) | 89 | (20) |
| Y | 30 | 36 | (13) | 21 | (2) |

Tab. 10-1 : Comparaison des teneurs en éléments-traces des tholéiites archéennes ; valeurs en ppm.

(1) : Composition moyenne des tholéiites archéennes : type TH₂ (EAT) d'après Condie (1981).

(2) : Composition moyenne et écart-type des tholéiites archéennes de Finlande orientale (20 analyses).

(3) : Composition moyenne et écart-type des cumulats magnésiens tholéiitiques de Finlande orientale (4 analyses).

Cet appauvrissement en V visible sur ces deux diagrammes a été expliqué par Nesbitt et Sun (1976) comme étant dû au fait que le pyroxène jouait un rôle important dans le cas des magmas les moins magnésiens.

Dans la figure 10-24 sont reportées les données Ti - Zr, Ti - Y et Zr - Y relatives aux komatiites et tholéiites des trois ceintures étudiées. De plus, les lignes chondritiques sont figurées pour chaque paire d'éléments. Les conclusions concernant les relations entre ces éléments seront comparées, dans les grandes lignes, aux résultats obtenus et publiés par Nesbitt et Sun (1976).

Ces trois diagrammes montrent le parallélisme entre l'évolution des komatiites et les rapports chondritiques. Le graphe Zr vs Ti permet de visualiser l'évolution des tholéiites qui, malgré une certaine déviation, suivent la ligne chondritique (Ti/Zr \approx 100 - 110). Par contre, sur le diagramme Ti-Y les tholéiites ne suivent pas la ligne matérialisant le rapport chondritique alors que, au contraire, les roches à affinités komatiitiques sont situées très légèrement au dessus de cette ligne. Comme pour les MORB (Pearce et Cann, 1973), les tholéiites s'éloignent nettement de cette ligne et présentent un rapport Ti/Y plus élevé que le rapport chondritique qui est 256. Cette même disposition se retrouve sur le diagramme Zr-Y, éléments pour lesquels le rapport chondritique est 2,56. Ce rapport est peu éloigné de ceux obtenus pour les komatiites pour lesquelles Zr/Y

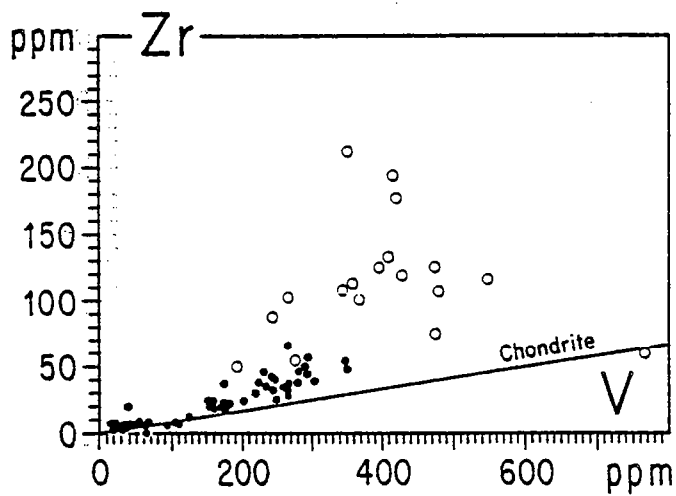
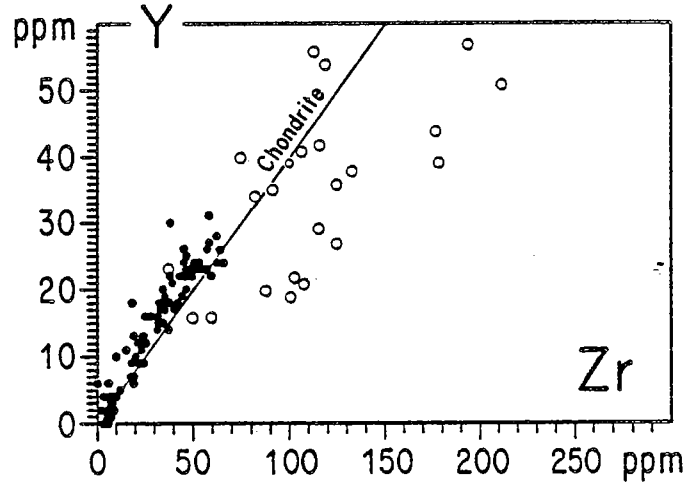
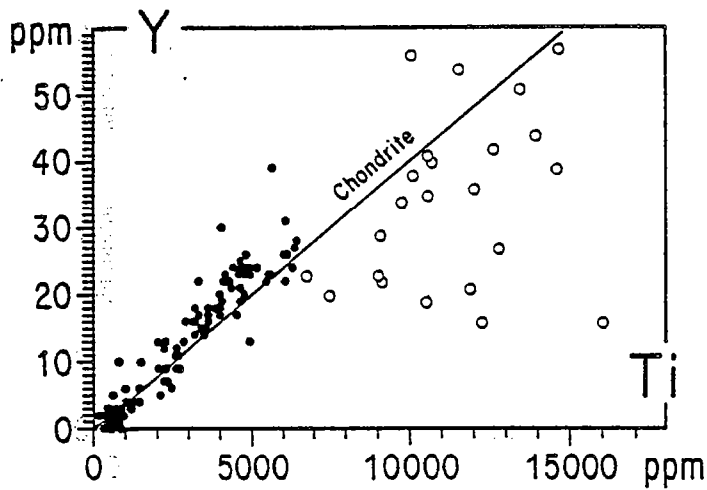
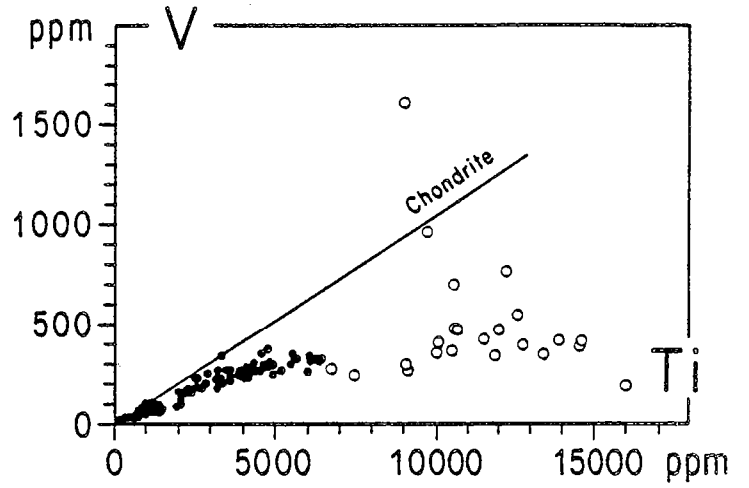
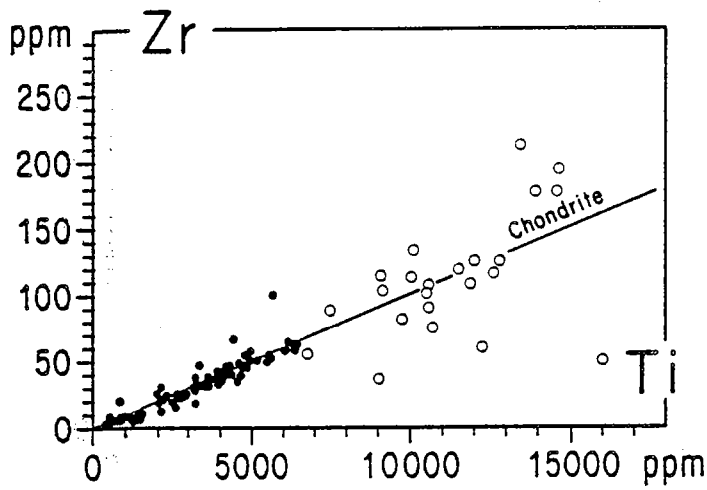


Fig. 10-24 Diagrammes Zr, V, Y = f (Ti); Y = f (Zr) et Zr = f (V) montrant l'évolution des komatiites (●) et des tholéiites (○) par rapport aux données chondritiques (Nesbitt et Sun, 1976).

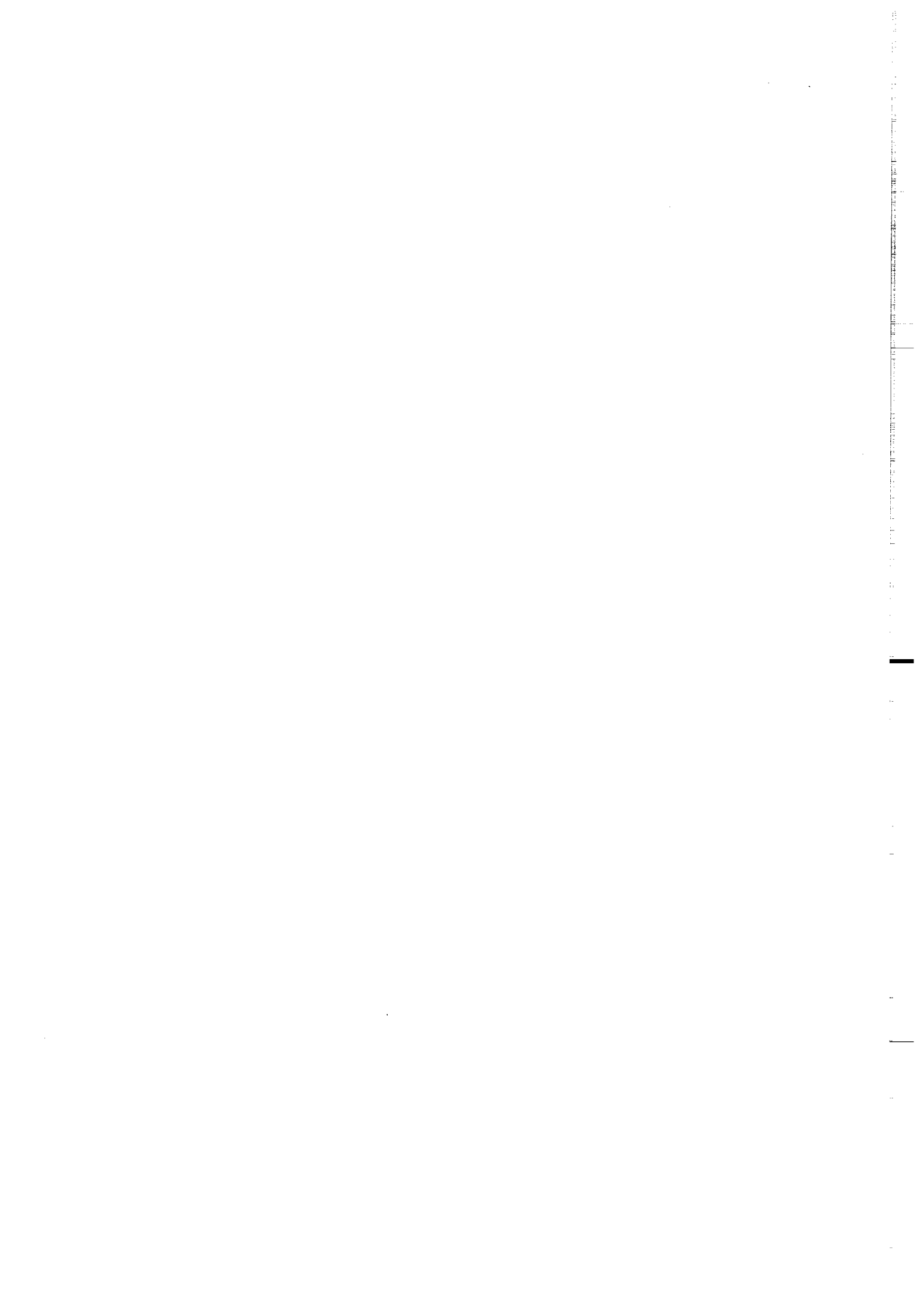
oscille autour de 2,0 - 2,1. Par contre, les roches à affinités tholéiitiques ont un rapport beaucoup plus élevé, ce qui dans ces deux diagrammes peut s'interpréter comme un appauvrissement en Y.

De l'examen de ces trois diagrammes Ti - Zr, Ti - Y et Zr - Y, sans atteindre la finesse des résultats obtenus par Nesbitt et Sun (1976) qui n'étudiaient que des laves peu métamorphisées, à l'exclusion de tout cumulat, nous retrouvons malgré tout dans les grandes lignes les mêmes résultats. Les roches les plus basiques (komatiites et roches associées) présentent des teneurs faibles en ces trois éléments Ti, Zr et Y et des rapports Ti/Zr, Ti/Y et Zr/Y se rapprochant des rapports chondritiques. Par contre, pour les roches à affinités tholéiitiques, moins magnésiennes, les rapports Ti/Y et Zr/Y s'éloignent des valeurs chondritiques suggérant un appauvrissement en Y. Là encore, Nesbitt et Sun (1976) ont invoqué le fractionnement de pyroxène contrôlant cet élément.

Au cours de ce chapitre, il a été mis en évidence au sein de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi (1) un cycle magmatique inférieur où sont associées des roches à affinités komatiitique et tholéiitique et (2) un cycle volcanique, plus restreint, de tendance calco-alkaline.

Les divers éléments chimiques utilisés (majeurs, terres rares et quelques éléments en traces) permettent de conclure que les komatiites et les tholéiites constituent deux séries différentes aux caractéristiques géochimiques nettement séparées dont il faudra cerner les modalités de genèse.





CHAPITRE 11

MODELISATION PETROGENETIQUE

Les divers résultats présentés jusqu'à présent permettent de distinguer dans la ceinture finlandaise les deux grands cycles suivants :

- un cycle magmatique ultrabasique et basique constituant l'essentiel de l'édifice, au sein duquel il a été reconnu une lignée komatiitique largement représentée et une lignée tholéitique, d'extension plus réduite.
- un cycle volcanique plus récent et présentant des affinités calco-alcalines. Les volcanites constituant cet ensemble sont d'extension limitée et chimiquement intermédiaires à acides.

Dans ce chapitre je discuterai, (presque exclusivement à partir des données relatives au cycle magmatique ultrabasique et basique) : (1) les processus pétrogénétiques pouvant être à l'origine des différentes lignées magmatiques; (2) les liens -ou l'absence de liens- entre ces lignées et (3) je tenterai de retrouver la région source ayant engendré ces magmas. Pour cela, dans la mesure du possible je m'appuierai sur les données relatives aussi bien aux éléments majeurs, qu'aux Terres Rares ou qu'aux éléments de transition.

Deux mécanismes pétrogénétiques sont classiquement à l'origine des lignées magmatiques : la fusion partielle d'une part et la cristallisation fractionnée d'autre part. Le premier phénomène permet, à partir d'une source solide d'obtenir un magma en laissant un résidu solide réfractaire; la nature de ce magma dépend entre autres - de la profondeur où s'effectue la fusion partielle, de la composition de la source, du taux de fusion, de la présence ou non de fluides etc... Le deuxième phénomène correspond à la cristallisation du magma à température décroissante, la gamme de température évoluant depuis celle du liquidus jusqu'à celle du solidus. Dans cette gamme de température, tout magma est constitué d'un mélange de cristaux au sein de la phase liquide. Tout mécanisme amenant à la séparation de cristaux du liquide change alors la composition globale du magma et provoque son fractionnement géochimique.

Concernant la ceinture de Finlande orientale, un certain nombre de questions se posent :

- les 3 séries magmatiques (komatiitique, tholéitique, calco-alcaline) sont-elles engendrées par un seul processus de fusion partielle ou faut-il envisager différentes générations de magmas correspondant à des taux de fusion partielle différents s'exerçant sur des régions sources similaires ou non ?
- au sein de chacune des séries, peut-on expliquer l'évolution des lignées par le seul processus de cristallisation fractionnée aboutissant à une suite continue, ou faut-il envisager des liquides correspondant à des taux de fusion partielle différents de la région source ?

Dans ce chapitre, je tenterai de répondre à ces interrogations, en insistant

principalement sur les lignées komatiitique et tholéitique (cycle magmatique inférieur) car elles constituent, l'essentiel de la ceinture et sont géochimiquement les plus intéressantes (la série komatiitique principalement) car spécifiques de cette période de l'évolution de la Terre.

Si l'ordre logique veut que la fusion partielle, donc la genèse des magmas, précède l'évolution de ce magma par cristallisation fractionnée, je développerai d'abord ce second point en me basant sur les données déjà acquises pour remonter ensuite en fin de démonstration à la genèse du (ou des) magmas.

I - CRISTALLISATION FRACTIONNEE :

1° - Evidences de la cristallisation fractionnée :

Avant d'aborder la discussion de ce processus magmatique, il est bon de rappeler les évidences de terrain, les réalités pétrographiques et minéralogiques permettant de démontrer que la cristallisation fractionnée est bien le mécanisme à l'origine des lignées de différenciation.

C'est pour les komatiites que ces évidences sont les plus nettes. Elles peuvent se résumer ainsi :

- au sein de la ceinture, dans la région de Kuhmo principalement et au Nord de Suomussalmi dans une moindre mesure, certaines komatiites présentent des textures de cumulat (chapitres 4 et 7) correspondant, pour les plus démonstratives, à l'accumulation de très nombreux cristaux d'olivine ou de leurs fantômes. De telles évidences d'accumulation conduisent à envisager l'existence d'un liquide résiduel modifié chimiquement, appauvri en MgO notamment et entraînent donc une suite évolutive.
- un autre argument en faveur de la cristallisation fractionnée, mais à une échelle différente, est l'existence de coulées komatiitiques différenciées (chapitre 4) au sein desquelles des variations chimiques, avec accumulation dans la partie centrale et basale des coulées de cristaux d'olivine et de pyroxène, sont très nettes et spectaculaires. Dans ce cas, la brèche sommitale, expression figée du magma, peut être considérée comme représentant la composition chimique moyenne de la coulée. Je ne reviendrai pas sur la discussion relative à la genèse de la coulée différenciée de Tipasjärvi, mais à l'appui des évidences de cristallisation fractionnée je rappellerai que Whitford et Arndt (1978) ont montré que les spectres de Terres Rares au sein de la même coulée étaient parallèles, ce qui est un argument en faveur d'une évolution par cristallisation fractionnée.
- les diagrammes chimiques oxyde = f (MgO) concernant les komatiites, montrent que cette lignée est caractérisée par sa continuité, sa régularité, ne présentant pas de paliers. Il faut cependant rappeler que cette continuité est interrompue, tant pour la série étudiée ici que pour d'autres exemples de suites archéennes (Canada, Australie, Afrique, etc...), au niveau de la valeur MgO = 18%, montrant un "gap" caractéristique; (cette limite ayant d'ailleurs servi à la définition du terme "komatiite").

Dans un diagramme logarithmique, il est possible de mettre en évidence l'importance de la cristallisation fractionnée ou de la fusion partielle. En effet, l'évolution des teneurs d'un élément trace compatible en fonction des teneurs d'un élément trace incompatible aboutit à 2 courbes distinctes pour la fusion partielle à l'équilibre d'une part et la cristallisation fractionnée d'autre part. En ce qui concerne les komatiites (Fig. 11-01 a), le diagramme $\log(\text{Cr}) = f(\log(\text{Zr}))$ montre clairement l'origine par cristallisation fractionnée de cette lignée évolutive. Cette démonstration est moins nette pour les tholéites (Fig. 11-01 b).

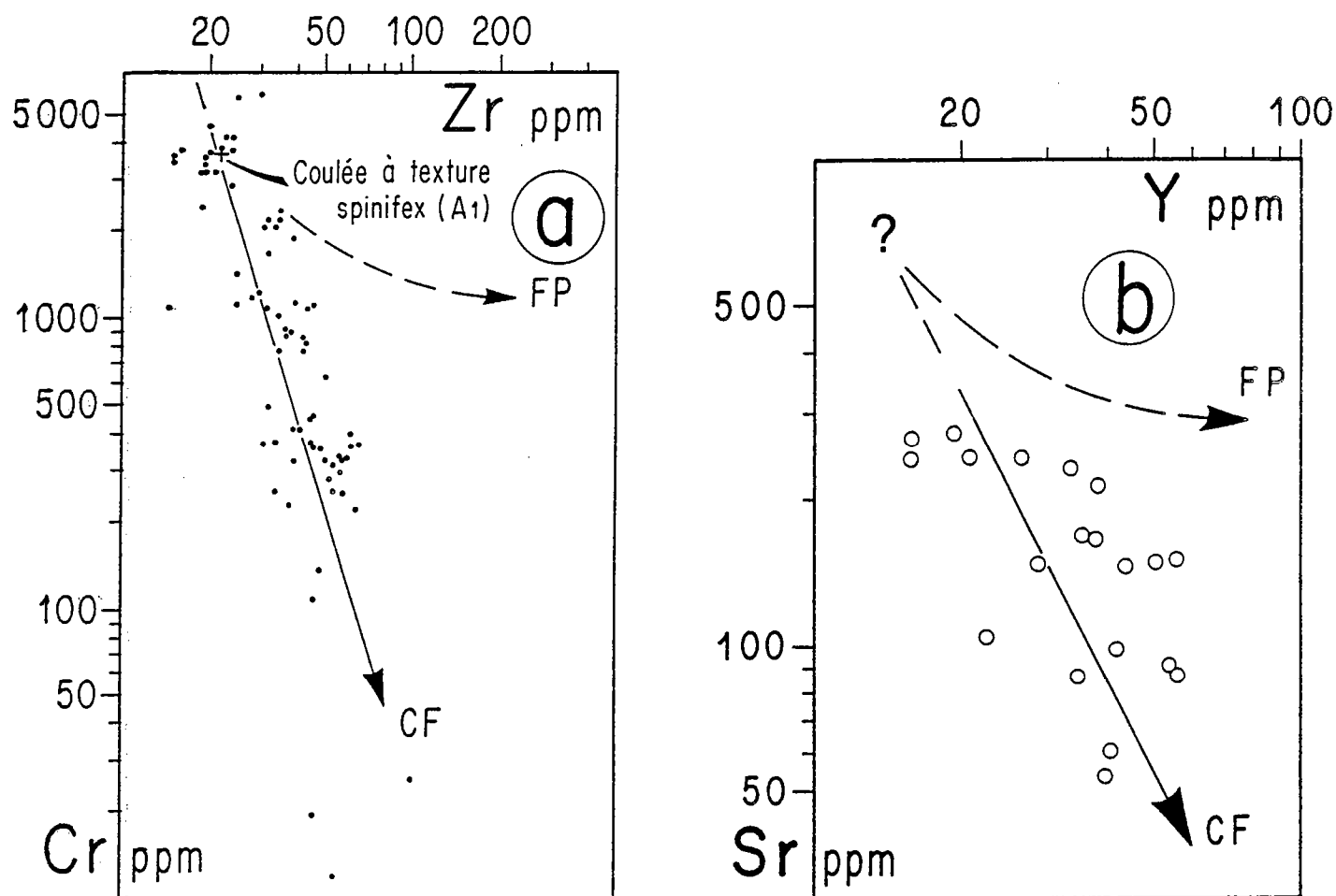


Fig. 11-01 : (a) - Diagramme $\log (Cr) = f (\log (Zr))$ mettant en évidence le rôle prépondérant jouée par la cristallisation fractionnée au cours de la différenciation des komatiites.

(b) - Diagramme $\log (Sr) = f (\log (Y))$ montrant l'importance de la cristallisation fractionnée, malgré une certaine dispersion des points, dans la série tholéiitique.

Il ne faut pas oublier que, en ce qui concerne la lignée komatiitique, le terrain a permis l'échantillonnage de coulées différenciées à texture spinifex. Or, nous avons montré (Blais et al., 1987) que la composition chimique du liquide initial à l'origine de ces coulées est donnée par la composition de la brèche supérieure ($MgO \sim 28\%$) et permet de fixer une des contraintes essentielles pour construire des modèles pétrogénétiques, à savoir la composition du liquide initial, L_0 . Cette conclusion rejoint exactement celle de Arndt (1986 b).

Fort de ces arguments en faveur de la cristallisation fractionnée et connaissant la composition chimique des liquides initiaux, je tenterai maintenant de qualifier et quantifier la cristallisation fractionnée à l'aide des éléments majeurs puis des éléments en traces.

2^e - Les éléments majeurs :

2.1. Généralités :

2.1.1. - Le modèle mathématique :

Au cours de la cristallisation fractionnée dans des diagrammes de type Harker (oxyde = $f(\text{MgO})$ ou oxyde = $f(\text{SiO}_2)$), les compositions du cumulat, du liquide initial (L_0) et des liquides différenciés sont situées sur une même droite, cette droite de différenciation est celle définie par le nuage de points correspondant aux diverses roches analysées dans les diagrammes.

Pour chaque diagramme de ce type, j'ai calculé l'équation de la droite de corrélation la mieux ajustée au nuage de points dans l'intervalle étudié. Après avoir fixé la nature et la composition des minéraux susceptibles de constituer le cumulat, on obtient un système à N équations à M inconnues ($M < N$). On a donc un système surdéterminé qui est résolu en utilisant l'algorithme de Störmer (Störmer et Nicholls, 1978). Tous ces calculs sont effectués à l'aide d'un ordinateur Logabax Persona 1600 et donnent en sortie : - la composition minérale et chimique du cumulat (T) dont la composition est la mieux ajustée à la droite de corrélation et - la somme des carrés des résidus indiquant la qualité de cet ajustement ainsi que la valeur Δ correspondant à $|T - A|$, A étant la composition du cumulat de même teneur en MgO que T mais situé sur la droite de corrélation.

2.1.2. Le choix de la composition des minéraux :

Seul un nombre relativement limité de minéraux peut raisonnablement avoir cumulé à partir de liquides komatiitiques, il s'agit de : olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, plagioclase, chromite et ilménite. Les minéraux étudiés dans les roches de Finlande ayant une origine métamorphique pour la majorité (chapitres 7 et 8) ou ayant vu leur composition initiale largement modifiée au cours du métamorphisme (Piquet, 1982), je n'ai pas utilisé leurs compositions pour effectuer ces calculs. J'ai relevé dans la littérature des compositions de minéraux magmatiques, analysés dans des roches komatiitiques les plus fraîches possibles et relativement bien connues (Afrique du Sud, Canada). Le tableau 11-1 A et B donne les compositions en éléments majeurs des minéraux utilisés pour le calcul du modèle mathématique.

2.2. La lignée komatiitique :

J'ai montré que l'évolution de la lignée komatiitique, relativement continue et régulière, pouvait malgré tout, au vu des graphes oxyde = $f(\text{MgO})$, être schématisée en "2 tronçons"

- de $\text{MgO} \sim 46\%$ jusqu'à $\text{MgO} \sim 9-11\%$, tronçon que j'appellerai "komatiite 1".
- à partir de $\text{MgO} \sim 9-11\%$ jusqu'aux termes les moins magnésiens, deuxième partie que j'appellerai "komatiite 2".

2.2.1. Komatiite 1.

La composition modale du cumulat qui peut expliquer au mieux la lignée de différenciation des komatiites 1 est de type ultrabasique, il s'agit d'un mélange de 66,5% d'olivine +

| | 1 Olivine | 1 Clinopyroxène | 2 Orthopyroxène | 3 Chromite | 2 Ilménite | 4 Plagioclase An ₅₆ |
|--------------------------------|--------------|--------------------|--------------------|---------------|---------------|--------------------------------------|
| SiO ₂ | 40,62 | 50,05 | 54,8 | 0,4 | 0,07 | 54,4 |
| Al ₂ O ₃ | 0,11 | 5,45 | 1,50 | 11,5 | 0,24 | 27,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,82 | 8,64 | 11,78 | 23,11 | 44,34 | 1,17 |
| MnO | - | - | 0,37 | 0,4 | 0,56 | - |
| MgO | 49,15 | 15,88 | 30,7 | 12,10 | 1,83 | 0,06 |
| CaO | 0,27 | 18,53 | 2,03 | - | 0,06 | 11,6 |
| Na ₂ O | - | 0,18 | 0,33 | - | - | 5,12 |
| K ₂ O | - | - | - | - | - | - |
| TiO ₂ | 0,06 | 1,03 | 0,42 | 0,30 | 52,8 | 0,03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,20 | 0,50 | - | 52,8 | 1,17 | - |
| NiO | - | - | - | 0,10 | - | - |
| Total | 100,23 | 100,26 | 101,93 | 100,71 | 104,07 | 99,98 |

Tab. 11-1 a : Composition en éléments majeurs des minéraux utilisés pour le calcul du modèle mathématique dans le cas des komatiites. (1) Bickle, Martin et Nisbet, 1975. (2) Arndt, 1977. (3) Nisbet et al., 1977. (4) Arndt et al., 1979.

| | 1 Olivine | 2 Clinopyroxène | 2 Orthopyroxène | 4 Plagioclase | 3 Ilménite |
|--------------------------------|--------------|--------------------|--------------------|------------------|---------------|
| SiO ₂ | 38,16 | 51,6 | 54,2 | 54,4 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 0,02 | 2,73 | 1,69 | 27,6 | 0,24 |
| Fe ₂ O ₃ | 24,47 | 8,89 | 14,0 | 1,10 | 44,34 |
| MnO | 0,38 | 0,24 | 0,36 | - | 0,56 |
| MgO | 39,51 | 16,1 | 28,9 | 0,06 | 1,83 |
| CaO | 0,36 | 19,7 | 1,38 | 11,62 | 0,06 |
| Na ₂ O | - | 0,35 | - | 5,12 | - |
| K ₂ O | - | - | - | - | - |
| TiO ₂ | - | 0,64 | 0,28 | 0,03 | 52,8 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,05 | - | - | - | 1,17 |
| Total | 101,95 | 100,25 | 100,81 | 99,93 | 101,07 |

Tab. 11-1 b : Composition en éléments majeurs des minéraux utilisés pour le calcul du modèle mathématique dans le cas des tholéiites. (1) in *Basaltic volcanism on the Terrestrial planets* (1981). (2) coulée Théo (Arndt, 1977). (4) Arndt et al., (1979). (3) Arndt (1977).

27% d'orthopyroxène + 6,5% de chromite (Tab. 11-2). L'ajustement est excellent puisque $|\Delta|$ ne dépasse jamais 0,08.

2.2.2. Komatiite 2.

Les diagrammes oxyde = f (MgO) montrent clairement que, aux alentours de MgO^w 9-11%, la lignée de cristallisation change avec une chute spectaculaire des teneurs en CaO, associée à un certain étalement des valeurs en TiO₂, Al₂O₃, SiO₂ et Fe₂O₃. Pour cette partie des diagrammes, le modèle mathématique de cristallisation fractionnée est entaché d'une imprécision plus importante; la définition de la droite de corrélation étant moins bonne, en particulier pour Al₂O₃ et Fe₂O₃ où la dispersion des points est assez importante.

En tenant compte des réserves ainsi émises, le modèle mathématique calculé pour cette partie de la lignée komatiitique (Tab. 11-3) met en évidence une intervention importante du clinopyroxène avec cristallisation de plagioclase associé à un peu de spinelle chromifère. Dans ce cas encore, l'ajustement est bon puisque $|\Delta|$ ne dépasse jamais 0,60. Toutes les tentatives de calcul avec orthopyroxène ou olivine dominants ou clinopyroxène fractionnant seul sont rejetées.

Le fait important dans cette partie de la lignée komatiitique est l'absence de fractionnement de l'olivine alors que c'est le minéral majeur à intervenir dans l'histoire précédente. On a donc eu, au cours de la différenciation, un changement de composition du cumulat qui est passée d'un mélange (olivine + orthopyroxène + spinelle) à un mélange (clinopyroxène + plagioclase + spinelle).

En ce qui concerne la lignée komatiitique dans son ensemble, connaissant les compositions chimiques du liquide initial, du cumulat et du liquide le plus différencié, il est possible de calculer F, taux de cristallisation fractionnée qui, dans le cas présent, est de l'ordre de 60%.

2.3. La lignée tholéitique :

Le même calcul mathématique a été appliqué aux roches à affinité tholéitique à partir des diagrammes élément majeur = f (SiO₂) car c'est ici l'élément qui montre le plus fort étalement en valeur absolue. Les résultats sont reportés dans le tableau 11-4. Il est à noter que contrairement aux komatiites, le rôle important est joué par le plagioclase associé à du clinopyroxène. La magnétite et l'ilménite interviennent également dans la phase cumulée; l'orthopyroxène intervient en quantité moindre. L'ajustement est excellent car, mis à part les alcalins pour lesquels $\Delta = 0,17$, il ne dépasse pas 0,06. Toutes les possibilités mathématiques testées réfutent l'hypothèse de la cristallisation fractionnée d'olivine dans cette série.

2.4. Conclusions :

Le tableau 11-5 résume les principaux résultats obtenus grâce au modèle mathématique permettant d'expliquer l'évolution des différentes séries :

- la série komatiitique est d'abord (**komatiite 1**) influencée par la cristallisation d'olivine principalement puis (**komatiite 2**) par un mélange clinopyroxène dominant associé à du plagioclase.
- la série tholéitique quant à elle, montre le rôle important du fractionnement de plagioclase associé à du clinopyroxène, minéraux auxquels il convient d'ajouter un pourcentage non négligeable de magnétite.

| Cumulat | 66,5 % Olivine 27 % Orthopyroxène 6,5 % Spinelle-chromite | | | Cumulat | 70,5 % Clinopyroxène 24 % Plagioclase 5,5 % Spinelle-chromite | | |
|---|---|-------|------------|---|---|-------|------------|
| | T | A | $ \Delta $ | | T | A | $ \Delta $ |
| SiO ₂ | 41,69 | 41,71 | 0,02 | SiO ₂ | 49,49 | 49,49 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 2,06 | 2,14 | 0,08 | Al ₂ O ₃ | 12,17 | 12,02 | 0,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,79 | 12,76 | 0,03 | Fe ₂ O ₃ | 8,87 | 8,83 | 0,04 |
| MgO | 42,60 | 42,60 | - | MgO | 12,39 | 12,39 | - |
| CaO | 0,70 | 0,65 | 0,05 | CaO | 16,41 | 17,01 | 0,60 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,14 | 0,02 | TiO ₂ | 0,66 | 0,37 | 0,29 |
| T : valeur théorique; A : valeur analytique; $ \Delta = T-A$ | | | | T : valeur théorique; A : valeur analytique; $ \Delta = T-A$ | | | |

Tab. 11-2 : Tableau résumant les résultats des calculs théoriques de cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des "Komatiites 1".

Tab. 11-3 : Tableau résumant les résultats des calculs théorique de cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des "Komatiites 2".

| Cumulat | 46,8 % Plagioclase 25 % Clinopyroxène 9,2 % Orthopyroxène 14,8 % Magnétite 4,2 % Ilménite | | |
|---|---|-------|------------|
| | T | A | $ \Delta $ |
| SiO ₂ | 43,28 | 43,35 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 13,79 | 13,84 | 0,05 |
| Fe ₂ O ₃ | 20,61 | 20,63 | 0,02 |
| MgO | 6,72 | 6,72 | - |
| CaO | 10,69 | 10,70 | 0,01 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 2,46 | 2,27 | 0,19 |
| TiO ₂ | 2,45 | 2,48 | 0,03 |
| T : valeur théorique; A : valeur analytique; $ \Delta = T-A$ | | | |

Tab. 11-4 : Tableau résumant les résultats des calculs théoriques de cristallisation fractionnée et les comparant aux données analytiques dans le cas des tholéiites.

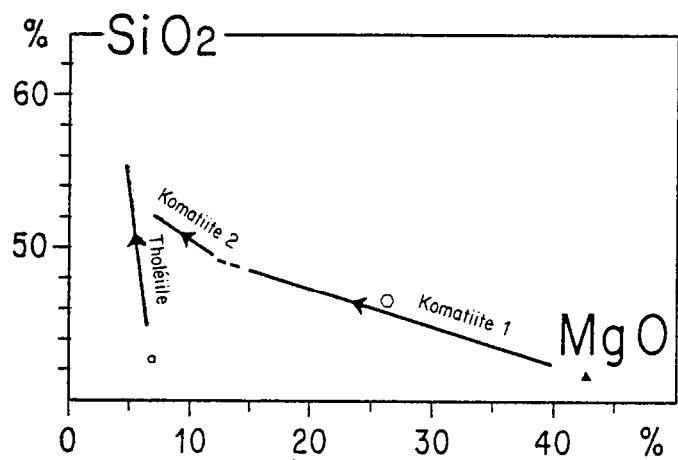
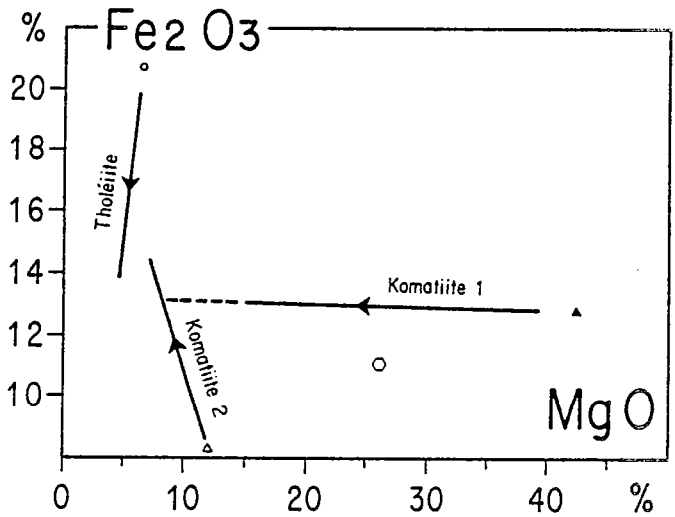
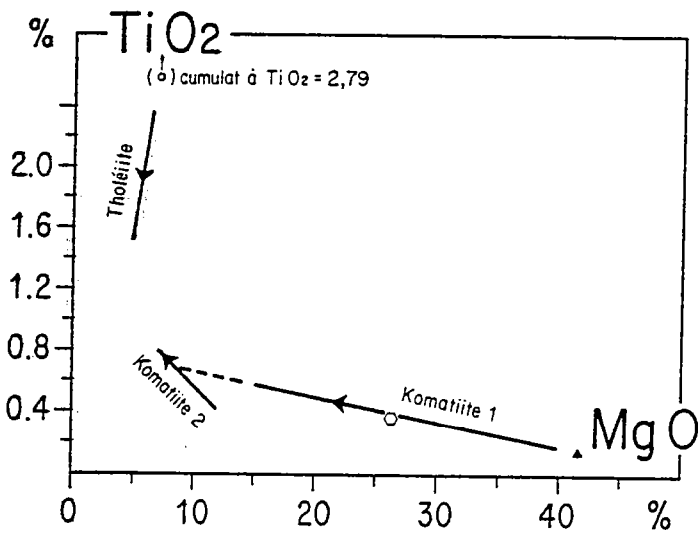
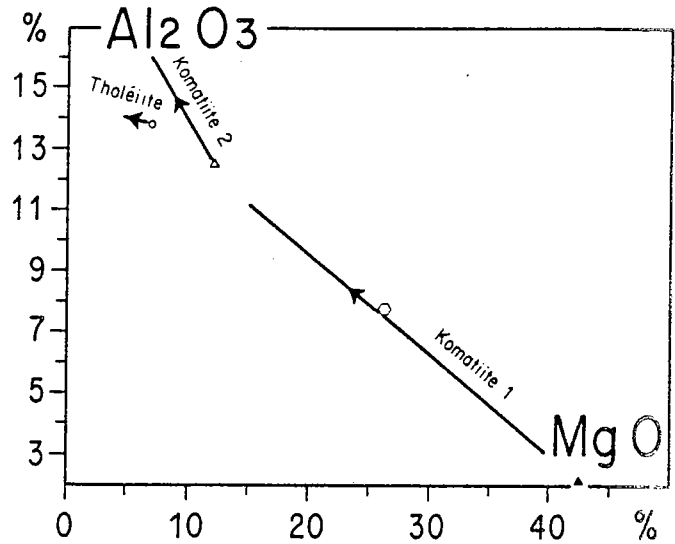
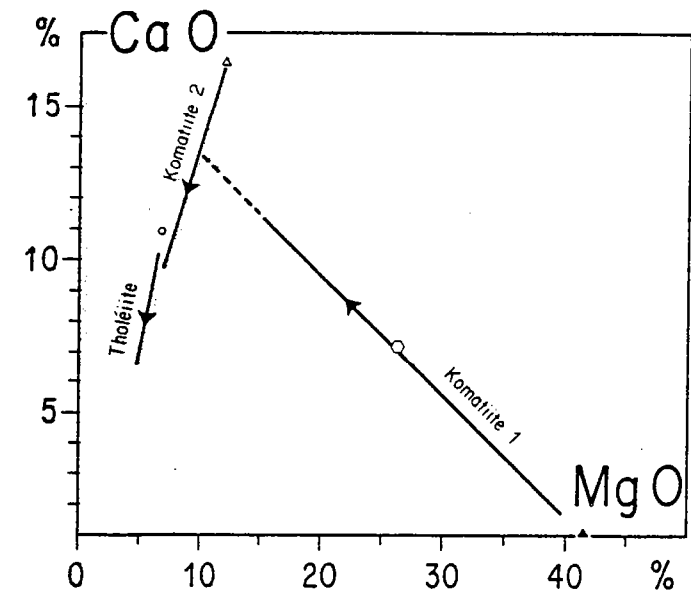
| Lignée | Intervalle étudié | Composition minérale du cumulat |
|-------------|--------------------------------|---|
| Komatiite 1 | 46 % ~ MgO ~ 11 % | Olivine 66,5 % Orthopyroxène 27 % Spinelle 6,5 % |
| Komatiite 2 | 11 % ~ MgO ~ 7 % | Clinopyroxène 70,5% Plagioclase 24 % Spinelle 5,5 % |
| Tholéiite | 55 % ~ SiO ₂ ~ 45 % | Plagioclase 46,8 % Clinopyroxène 25 % Magnétite 14,8 % Orthopyroxène 9,2 % Ilménite 4,2 % |

Tab. 11-5 : Composition modale calculée des cumulats intervenant dans l'évolution des lignées komatiitique et tholéiitique.

En figure 11-1 j'ai reporté dans des diagrammes rectangulaires élément majeur = f (MgO), non plus les points représentatifs des diverses analyses de roches, mais les droites d'évolution de chacune des lignées ou partie de lignée magmatique.

Si le segment **komatiite 1** a été tracé de façon relativement précise, il n'en a pas été de même pour la partie **komatiite 2** pour laquelle le tracé relatif à certains éléments est beaucoup plus imprécis. Le nuage de points obtenu pour Al₂O₃ et Fe₂O₃ notamment, entame la position de cette droite d'une imprécision plus grande que dans l'exemple précédent. Cependant, il est clair que la "cassure" qui se produit dans l'évolution de cette lignée komatiitique est interprétée comme correspondant à l'arrêt de cristallisation de l'olivine et au contraire au fractionnement important de clinopyroxène associé à du plagioclase.

Malgré les imprécisions observées pour certains diagrammes, il est cependant possible de noter que, le plus souvent, ces deux lignes évolutives se croisent à des valeurs en MgO proches de 9%. En relevant les teneurs des autres oxydes pour MgO ~ 9%, on obtient ainsi la composition, certes approximative, d'une roche pouvant être interprétée comme "liquide initial" de cette lignée komatiite 2. Reportée dans le tableau 11-6, cette composition est proche de celles publiées par Arndt (1976 a) et Arndt et al. (1977) correspondant respectivement à la moyenne de 7 basaltes magnésiens et à l'analyse d'un basalte komatiitique (échantillon P9-108) prélevés à Munro Township (Canada).



- ▲ = cumulat komatiite 1 calculé.
- △ = cumulat komatiite 2 calculé.
- = cumulat tholéiite calculé.
- = composition moyenne de la coulée à microspinifex (Tipasjärvi).

Fig. 11-1 · Diagrammes oxyde = f (MgO) montrant la position des droites d'évolution des lignées magmatiques dessinées entre :

- 40 et 15 % MgO pour komatiite 1.
- 12 et 17 % MgO pour komatiite 2.
- 6,5 et 4,75 % MgO pour Tholéiite.

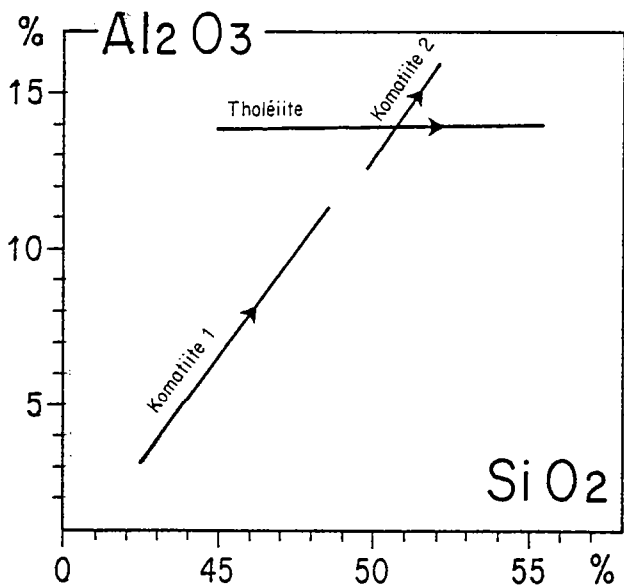
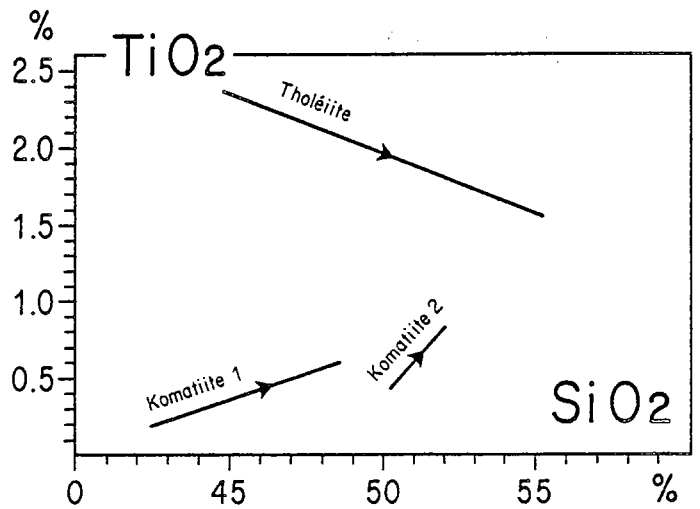
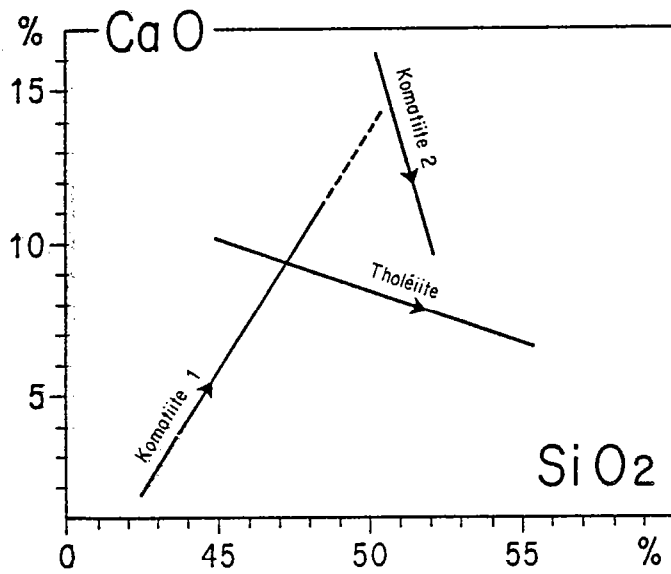
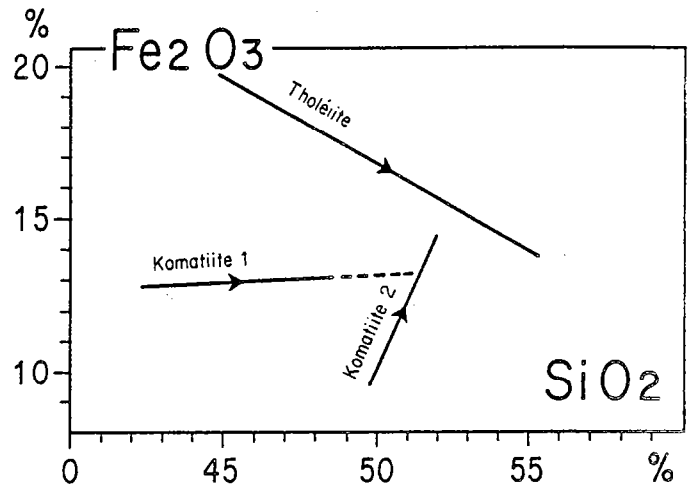
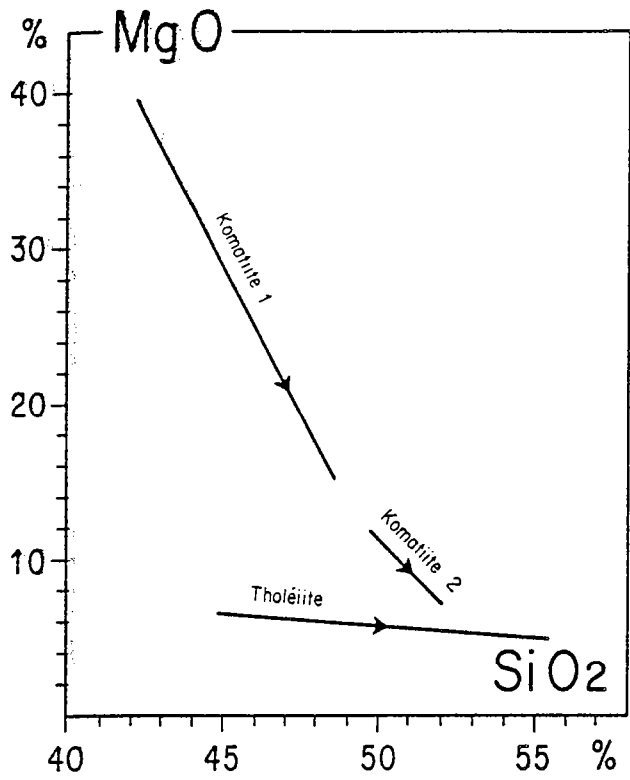


Fig. 11-2 . Diagramme oxyde = f (SiO₂) montrant la position des droites d'évolution des lignes magmatiques dessinées entre :

- 42,5 et 48,5% SiO₂ pour komatiite 1.
- 49,75 et 52 % pour komatiite 2.
- 44,75 et 55,5 % SiO₂ pour tholéiite.

| | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 49,20 | 52,30 | 50,4 |
| Al ₂ O ₃ | 13 | 13,60 | 12 |
| Fe ₂ O ₃ | 11 | 11,40 | 13,71 |
| MnO | - | 0,20 | 0,17 |
| MgO | 9 | 9,30 | 10,2 |
| CaO | 12,5 | 10,50 | 11,1 |
| Na ₂ O | 1,70 | 1,80 | 0,56 |
| K ₂ O | 0,20 | 0,19 | 0,28 |
| TiO ₂ | 0,68 | 0,73 | 0,57 |
| Loss | | (3,10) | |
| Total | 97,28 | | 101,25 |

Tab. 11-6 : Composition chimique de basaltes komatiitiques.

(1) : Composition calculée d'un basalte komatiitique à MgO = 9% (alcalins mesurés avec imprécision).

(2) : Moyenne de 7 basaltes magnésiens (Arndt, 1976 a).

(3) : Composition d'un basalte komatiitique - échantillon P9 - 108 (Arndt et al., 1977).

La droite de fractionnement des tholéiites est mieux établie sur les diagrammes élément majeur = f (SiO₂). Ces données sont reportées sur la figure 11-2, les droites relatives aux komatiites ayant été également représentées. A l'examen des figures 11-1 et 11-2, un certain nombre de faits peuvent être établis.

Si dans certains diagrammes, il est possible d'admettre que les tholéiites puissent dériver des komatiites, ce n'est absolument pas le cas pour les diagrammes Fe₂O₃ et TiO₂ vs MgO. En effet, dans ces deux figures, les sens d'évolution des 2 séries tholéiitique d'une part et komatiitique d'autre part se font en sens opposés interdisant toute filiation ou cogénéisme dû à un mécanisme de cristallisation fractionnée.

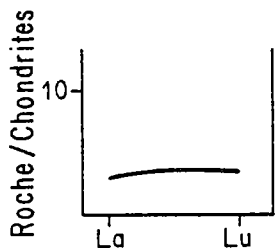
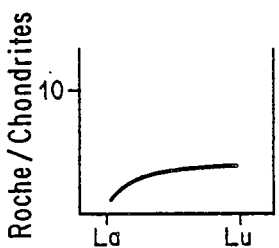
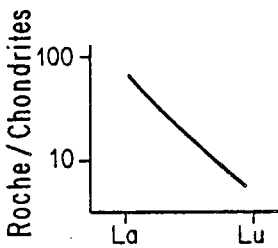
Au vu de tels diagrammes concernant uniquement les éléments majeurs -ayant toujours à l'esprit l'existence d'imprécisions du modèle- il est toutefois possible de conclure au fait que komatiites et tholéiites ne peuvent pas être reliées entre elles par simple cristallisation fractionnée.

3° - Les Terres Rares :3.1. Généralités :

Après avoir montré que l'essentiel de l'évolution des komatiites et tholéiites pouvait s'expliquer, sur la base des éléments majeurs, en terme de cristallisation fractionnée, il faut vérifier maintenant si les modèles calculés avec les éléments sont compatibles avec les données de Terres Rares.

3.1.1. Les principaux types de spectres de Terres Rares rencontrés :

Parmi les divers spectres de Terres Rares que nous avons publiés (Blais et al., 1978 ; Jahn et al., 1980 ; Auvray et al., 1982) et que j'ai décrits précédemment, 3 grands types principaux dominant et sont les plus fréquemment représentés. Leurs caractéristiques essentielles reportées dans le tableau 11-7 peuvent être résumées ainsi :

| | Komatiites | | Tholéiites |
|--|---|--|---|
| | Type K1 | Type K2 | Th 2 |
| <u>Terres Rares Légères</u> (LREE) | Léger appauvrissement ou Spectre plat. $(La/Sm)_N = 0,75-0,90$ ou ~ 1 . | Très net appauvrissement $(La/Sm)_N = 0,27-0,68$ | Enrichies $(La/Sm)_N = 1,5-1,9$ |
| <i>Représentation schématique du spectre</i> |  |  |  |
| <u>Terres Rares Lourdes</u> (HREE) | Spectres plats $(Gd/Yb)_N \sim 1$ | Spectres plats $(Gd/Yb)_N \sim 1$ | Appauvries $(Gd/Yb)_N = 1,5-2,2$ |

Tab. 11-7 : Caractéristiques des trois principaux spectres de Terres Rares constituant l'essentiel des roches analysées.

- les komatiites sont caractérisées : soit par des spectres plats ou très légèrement appauvris en LREE; soit par des spectres très fortement appauvris en LREE $(La/Sm)_N = 0,27 - 0,28$ et présentant des HREE plates.
- les tholéiites présentent le plus souvent des LREE très enrichies $(La/Sm)_N = 1,5 - 1,9$ et des HREE pentées $(Gd/Yb)_N = 1,5 - 2,2$.

C'est à l'aide de ces 3 types de spectres que je tenterai de discuter le rôle et l'importance de la cristallisation fractionnée.

3.1.2. Modèle de calcul :

Tous les calculs de cristallisation fractionnée ont été faits en utilisant la loi de Rayleigh (1896) : $C^L = C_0 F^{D-1}$

- D = Coefficient global de distribution de l'élément entre le cumulat et le liquide.
 C^L = Concentration de l'élément dans le liquide différencié
 C_0 = Concentration de l'élément dans le magma initial
(1-F) = Taux de cristallisation.

Il est important de noter que lorsque l'élément pris en compte est très incompatible et que la valeur de son coefficient de distribution D tend vers zéro, l'équation devient alors assimilable à une loi de type $C^L = C_0 / F$. Ceci est le cas pour les liquides étudiés ici pour lesquels les coefficients de distribution sont très inférieurs à 1. (Tableau 11-8).

| | Olivine | Clinopyroxène | Orthopyroxène | Plagioclase |
|----|---------|---------------|---------------|-------------|
| Ce | 0,0069 | 0,15 | 0,024 | 0,12 |
| Sm | 0,0066 | 0,50 | 0,054 | 0,067 |
| Eu | 0,0068 | 0,51 | 0,054 | 0,34 |
| Gd | 0,0077 | 0,61 | 0,091 | 0,063 |
| Yb | 0,014 | 0,62 | 0,34 | 0,067 |

Tab. 11-8 : Coefficients de partage utilisés pour les calculs de cristallisation fractionnée des komatiites et des tholéiites (d'après Arth et Hanson, 1975).

3.2. Les komatiites :

3.2.1. Spectres de Terres Rares plats ou très faiblement appauvris en LREE :

A ce type de spectre se rattache l'échantillon S.833 dans lequel ont été observées des textures spinifex. Très riche en MgO (> 26%), cet échantillon peut être considéré comme étant représentatif du liquide initial.

Les calculs de cristallisation fractionnée -prenant en compte un cumulat dont la composition modale est celle calculée avec les éléments majeurs (paragraphe précédent)- ont porté sur les éléments suivants : La, Sm, Eu, Gd et Yb. Les résultats théoriques reportés sur la figure 11-3, montrent le parallélisme des spectres depuis 10% de cristallisation fractionnée (F=0,9) jusqu'à 60% (F=0,4). Les spectres des komatiites S.829, S.830 et S.824 se calquent parfaitement sur les spectres théoriques calculés à partir de celui de l'échantillon S.833 considéré comme liquide primitif. Seul l'échantillon S.824, légèrement enrichi en HREE diffère un peu de ce modèle. Il faut aussi noter que les spectres les plus enrichis en Terres Rares sont aussi les plus pauvres en MgO.

3.2.2. Spectres de Terres rares fortement appauvris en LREE :

Là encore, en partant de l'échantillon le plus magnésien (S.834) et en tenant compte des phases qui fractionnent, dont la nature et les pourcentages ont été obtenus avec les majeurs, il

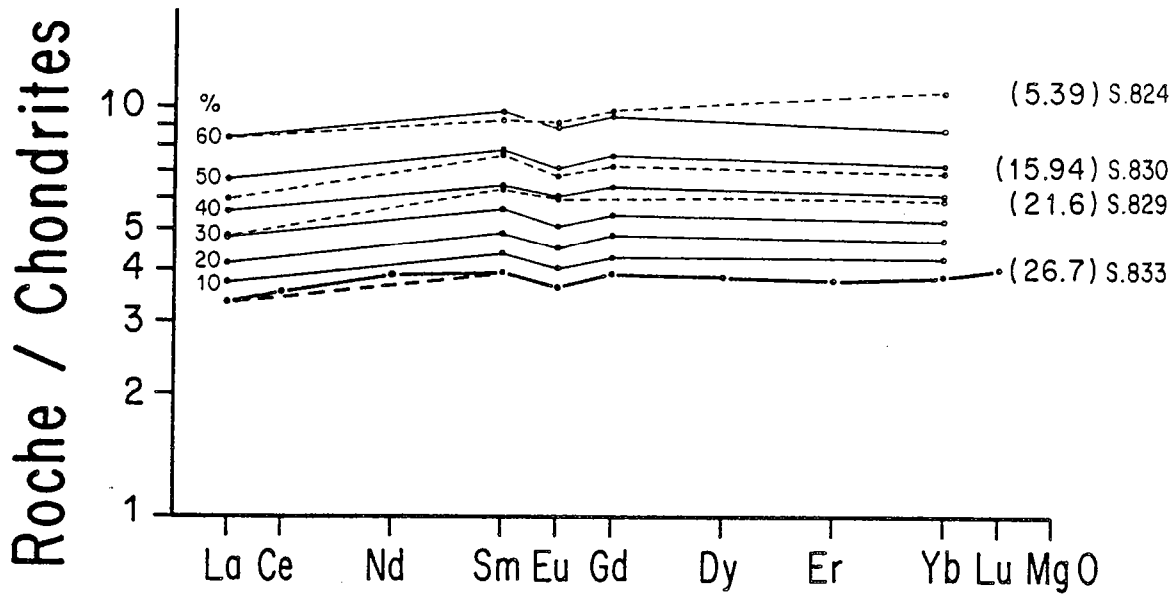


Fig. 11-3 : Comparaison des spectres de Terres Rares plats ou très faiblement appauvris des komatiites, avec ceux obtenus par le calcul théorique de cristallisation fractionnée à partir de l'échantillon S. 833 considéré comme liquide primitif.

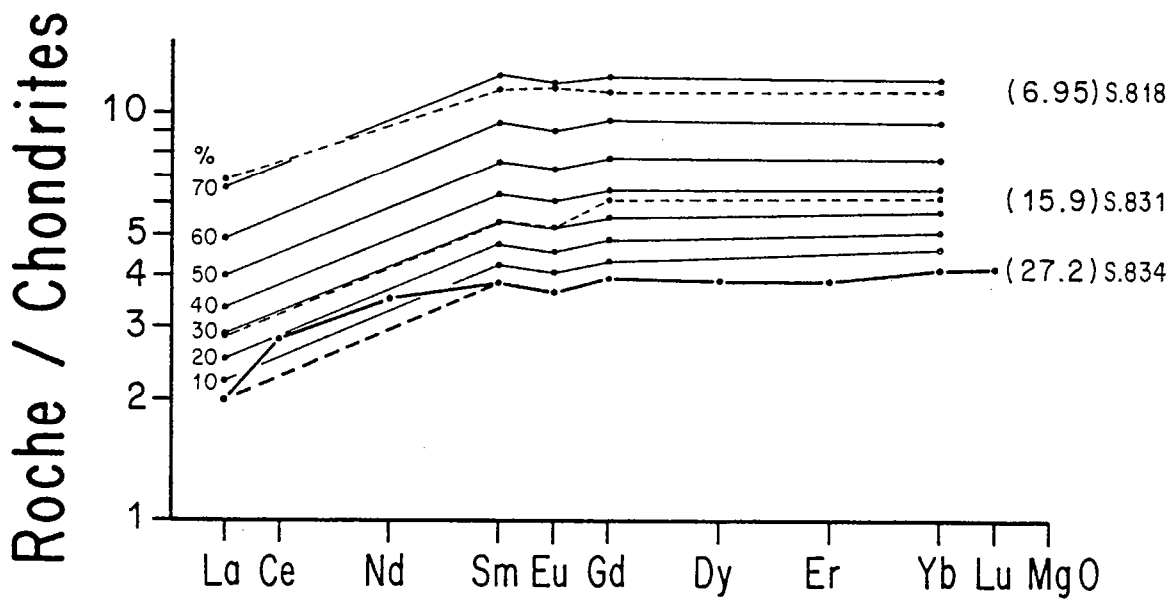


Fig. 11-4 Comparaison des spectres de Terres Rares fortement appauvris en LREE des komatiites avec ceux obtenus par le calcul théorique de cristallisation fractionnée à partir de l'échantillon S.834 considéré comme liquide primitif.

est possible de calculer les spectres théoriques depuis 10% de cristallisation fractionnée ($F=0,9$) jusqu'à 70% ($F=0,3$). Il est remarquable de voir (Fig.11-4) que ces spectres calculés se superposent parfaitement aux spectres réels des roches analysées (S.831 et S.818).

Dans ces 2 cas étudiés, correspondant à la majorité des spectres de Terres Rares obtenus pour les roches à affinités komatiitiques, il y a concordance parfaite entre les spectres calculés suivant le modèle théorique de la cristallisation fractionnée et les spectres réels mesurés sur les roches. De plus, il faut ajouter que les taux de cristallisation fractionnée sont compatibles, avec ceux obtenus avec les éléments majeurs, attestant ainsi de la cohérence des modèles.

3.3. Les Tholéiites :

Je n'étudierai pas ici, ni le cas des tholéiites à spectre de REE plat, ni celui des gabbros tholéiitiques cumulés et plus magnésiens, caractérisés par des spectres de Terres Rares qui leur sont propres. Faute d'un nombre suffisant d'échantillons, je n'ai pas voulu discuter leur pétrogenèse mais suis volontairement resté dans le cas plus général et plus fréquent des tholéiites enrichies en LREE et à HREE fortement fractionnées (Tab. 11-7).

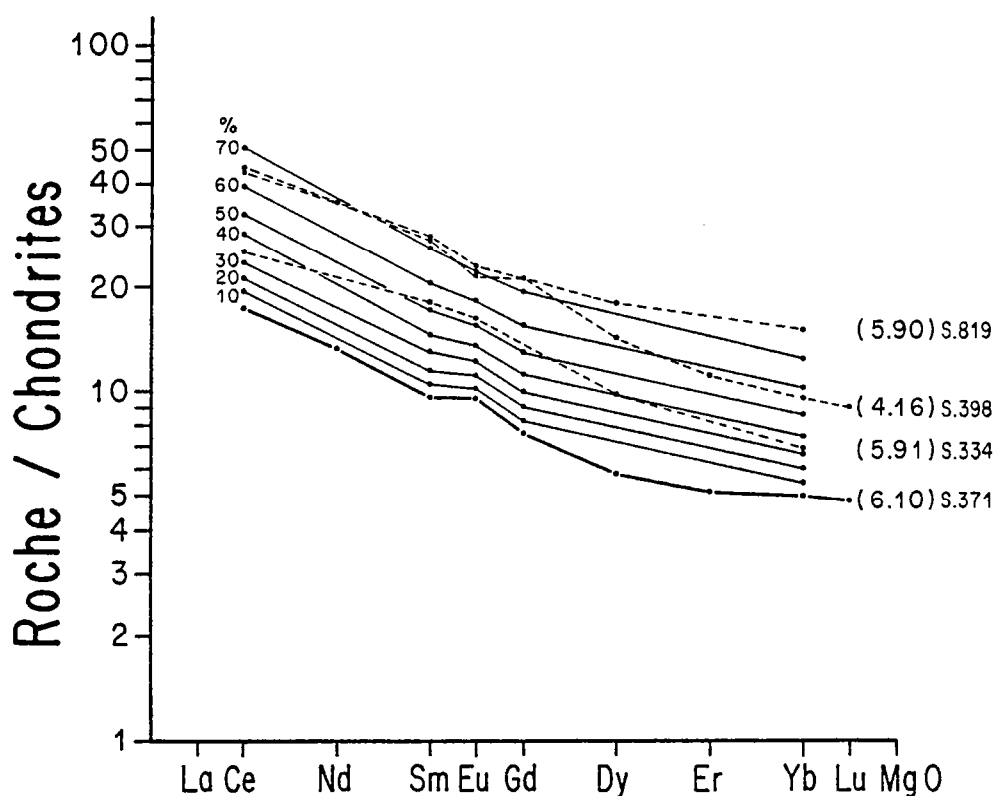


Fig. 11-5 : Comparaison des spectres de Terres Rares des tholéiites avec ceux obtenus par le calcul de cristallisation fractionnée à partir de l'échantillon S. 371 considéré comme liquide primitif.

| | Liquide initial Lo S.847 = S.834 (val.mesurées) | valeurs théoriques | | | Liquide différencié S.831 (val.mesurées) |
|-----------------------------------|---|--------------------|-------|-------|--|
| | | 10 % | 20 % | 25 % | |
| Taux de cristallisation d'olivine | | | | | |
| MgO % | 27,16 | 24,68 | 21,58 | 19,73 | 15,91 |
| Ni ppm | 1150 | 931 | 471 | 309 | 622 |

Tab. 11-9 : Comparaison des valeurs mesurées et des valeurs théoriques obtenues pour 10, 20 et 25 % de cristallisation d'olivine.

| | Liquide initial Lo S.833 (val.mesurées) | valeurs théoriques | | Liquide différencié S.829 (val.mesurées) |
|-----------------------------------|---|--------------------|-------|--|
| | | 10 % | 15 % | |
| Taux de cristallisation d'olivine | | | | |
| MgO % | 26,67 | 24,16 | 22,67 | 21,57 |
| Ni ppm | 1133 | 743 | 590 | 793 |

Tab. 11-10 : Comparaison des valeurs mesurées et des valeurs théoriques obtenues pour 10 et 15 % de cristallisation d'olivine.

Sans évidence de "liquide primaire" comme pour l'étude des komatiïtes, j'ai considéré l'échantillon S.371 comme le moins différencié des échantillons tholéitiques analysés en Terres Rares et l'ai choisi comme magma initial Lo. Cette roche, pauvre en SiO_2 ($\sim 47\%$), relativement riche en MgO ($\sim 6\%$) se caractérise par un faible Σ REE. Toujours en utilisant la composition du cumulat obtenue avec les éléments majeurs, j'ai calculé les spectres théoriques par une cristallisation fractionnée comprise entre 10% ($F=0,9$) et 70% de cristallisation ($F=0,3$). Ces spectres sont représentés sur la figure 11-5 où sont également reportés les spectres mesurés. L'examen de cette figure montre une relativement bonne correspondance entre les 2 types de spectres, calculés et analysés, même si, dans le détail, quelques légères différences sont à signaler : les échantillons analysés S.334 et S.398 sont un peu moins enrichis en LREE et les HREE un peu plus appauvries. L'échantillon S.819 est assez proche du spectre théorique construit pour 70% de cristallisation fractionnée, malgré un très léger appauvrissement en Ce.

Cependant et d'une façon générale, au vu d'un tel diagramme, il est possible de montrer, certes avec dans ce cas quelques imprécisions, que les divers spectres observés peuvent dériver par cristallisation fractionnée d'un magma parent analogue à S.371.

4° - Les autres éléments en traces :

Le troisième test en ce qui concerne la cristallisation fractionnée a été effectué à l'aide des éléments de transition : Ni, Cr, Co et V. Cette tentative de modélisation n'a été effectuée que sur les **komatiïtes**, là où de façon certaine j'approche les caractéristiques chimiques du liquide initial.

La première démarche consiste à utiliser le même raisonnement qu'avec les Terres Rares c'est à dire de tester le modèle élaboré à l'aide des éléments majeurs en utilisant l'équation de Rayleigh régissant le comportement des éléments en trace. Un tel travail a été effectué pour le Ni, élément pour lequel les équations de Arndt (1977 b) ou de Hart et Davis (1978) permettent de calculer le D^{Ni} en fonction de la richesse en MgO du liquide. Aussi, à partir des données obtenues sur les roches de Tipasjärvi, j'ai tenté de quantifier le fractionnement d'olivine pour passer d'une roche initiale S.847 (ou S.834 similaire) à S.831, ces roches étant caractérisées par des spectres appauvris en LREE et présentant des HREE plates (Fig. 11-4). Connaissant la composition d'une olivine magmatique de komatiïte archéenne (Bickle et al., 1975; Tab. 11-1 A), en faisant cristalliser 10%, 20% puis 25% d'olivine seule, les calculs montrent (Tab. 11-9) que la teneur en MgO chute progressivement alors que Ni diminue très rapidement. Or, à 25% de cristallisation d'olivine, les résultats obtenus pour MgO (19,7%) et Ni (~ 300 ppm) sont en désaccord avec les données analytiques : l'échantillon S.831 a une teneur en MgO moindre mais une teneur en Ni par contre très supérieure à celle obtenue par les calculs.

De la même façon, le calcul montre que, à partir du liquide initial -échantillon S.833 caractérisé par sa texture microspinfex et présentant dans ce cas un spectre de terres rares plat (Fig. 11-3)- il n'est pas possible d'obtenir par seule cristallisation fractionnée d'olivine, un liquide présentant les caractéristiques géochimiques de S.829. Le tableau 11-10 montre que là encore, le calcul théorique prédit un appauvrissement trop important en Ni par rapport à l'échantillon mesuré.

Les tableaux 11-9 et 11-10 indiquent clairement que ces modèles ne peuvent en aucun cas expliquer le comportement du nickel au cours du mécanisme de cristallisation fractionnée. Plusieurs explications peuvent être données à cela :

(a) le mécanisme pouvant expliquer les variations géochimiques n'est pas la cristallisation fractionnée. Ceci est peu probable car, nous l'avons vu, il existe des évidences pétrographiques de cette cristallisation fractionnée qui, de plus, a été démontrée par les éléments majeurs et les Terres Rares.

(b) Contrairement aux Terres Rares, les coefficients de partage de cet élément de transition ne sont pas connus avec une précision suffisante (Budahn, 1986).

(c) le nickel présente un comportement d'élément majeur vis à vis des phases minérales telles que olivine, chromite, etc... et ne doit plus être considéré comme élément en trace, ou

(d) le nickel entre dans les autres phases à cristalliser, l'olivine n'étant pas la seule phase à fractionner.

Toutefois, il est possible de tester le modèle de cristallisation fractionnée car, dans le cas étudié ici, nous avons la chance d'approcher la composition du liquide initial C_0 (bordure figée de coulée différenciée, texture spinifex) et de connaître les compositions du cumulat C^s . En faisant de simples bilans de masse $C_0 = F C^l + (1-F) C^s$ il est possible de calculer la composition des liquides résiduels C^l à partir de liquides primaires par cristallisation fractionnée des cumulats observés. Pour ceci, j'ai considéré 4 échantillons pouvant être interprétés comme liquides initiaux (Tableau 11-11 a) :

| Co | Brèche 111 | 79-195 | 79-196 | S.833 |
|--------|------------|--------|--------|-------|
| MgO % | 27,71 | 26,23 | 26,03 | 26,67 |
| Ni ppm | 1073 | 1067 | 1100 | 1133 |
| Cr ppm | 3716 | 3508 | 3264 | 2343 |
| Co ppm | 86 | 91 | 93 | 95 |
| V ppm | 164 | 152 | 180 | 153 |

Tab. 11-11 a : Teneurs en MgO et en éléments de transition de quelques échantillons considérés comme "liquides primaires".

| Cs | S. 182 | S. 383 | 79-48 |
|--------|--------|--------|-------|
| MgO % | 44,20 | 40,15 | 44,06 |
| Ni ppm | 1834 | 2084 | 1555 |
| Cr ppm | 4530 | 2334 | 4121 |
| Co ppm | 101 | 112 | 123 |
| V ppm | 38 | 63 | 37 |

Tab. 11-11 b : Teneurs en MgO et en éléments de transition de quelques échantillons cumulats.

- . brèche 111 : zone A_1 de la coulée à spinifex en veines - Tipasjärvi.
- . 79-195 : zone A_1 d'une coulée à microspinifex - Tipasjärvi.
- . 79-196 : zone A_2 d'une coulée à microspinifex - Tipasjärvi.
- . S.833 : zone A_2 d'une coulée à microspinifex - Tipasjärvi.

et 3 échantillons cumulats de natures pétrographique et géochimique variées (Tableau 11-11 b) :

- . S.182 : Serpentinite à brucite - Kuhmo.
- . S.383 : Serpentinite à amphibole - Kuhmo.
- . 79-48 : Serpentinite à olivine - Kuhmo.

A partir des calculs fondés sur les bilans de masse, les résultats suivants ont été obtenus :

4.1. Nickel :

Partant de liquides initiaux relativement proches les uns des autres en termes de MgO ($\sim 26-27\%$) et de Ni (1070-1130 ppm) et selon le cumulat plus ou moins riche en nickel (1555 à 2084 ppm) utilisé pour le calcul, on obtient une gamme d'évolution, jusqu'à 50% de cristallisation fractionnée, tout à fait compatible avec les données analytiques. Dans la figure 11-6 a sont dessinées les lignées prédites par les calculs ainsi que le champ des roches analysées. Contrairement aux résultats obtenus précédemment avec les mêmes éléments (MgO - Ni), il n'y a pas dans ce cas d'incompatibilité entre les résultats obtenus par le calcul et les données analytiques, montrant ainsi que pour le nickel, la série komatiitique peut s'expliquer en termes de cristallisation fractionnée par extraction des cumulats réellement observés dans la série.

4.2. Chrome :

Parmi les échantillons considérés comme d'éventuels liquides primaires, 3 sont riches en chrome (3264-3716 ppm) alors que l'échantillon S.833 l'est beaucoup moins (Cr = 2343 ppm). Là encore, le calcul mathématique montre que la série komatiitique observée peut être expliquée par cristallisation fractionnée (Fig. 11-6 b), les termes les moins magnésiens pouvant correspondre à des taux de l'ordre de 50% de cristallisation fractionnée.

4.3. Cobalt :

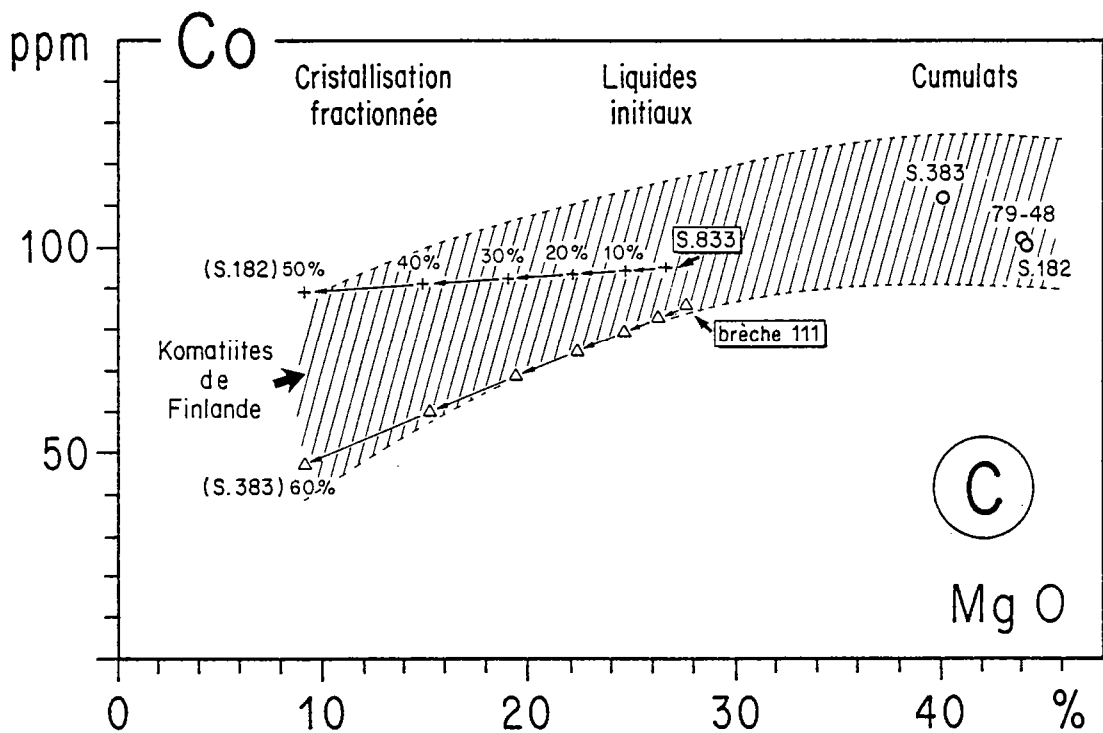
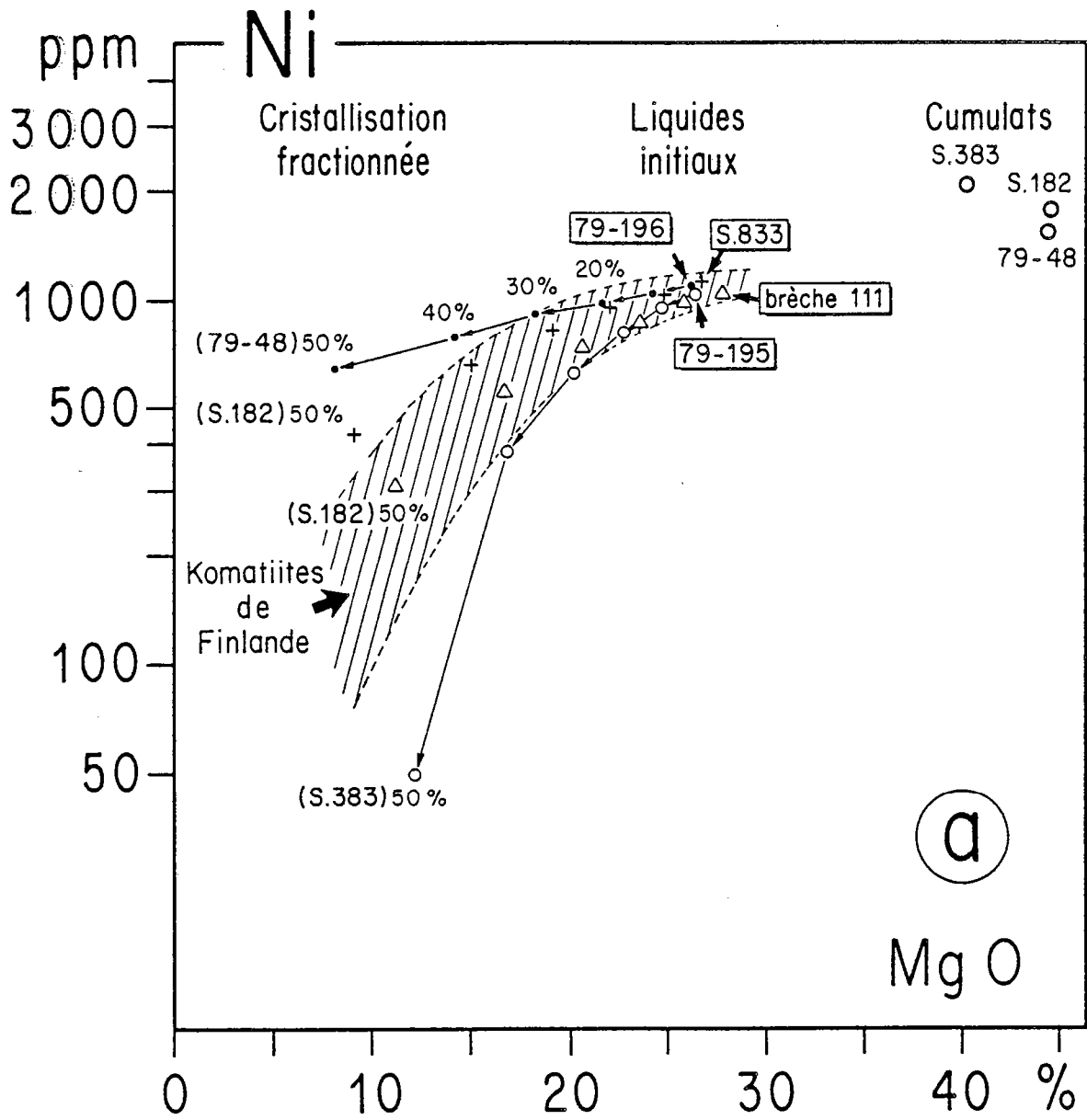
Le diagramme MgO-Co (Fig. 10-22) avait montré une décroissance concomitante des valeurs de Co et de MgO avec un étalement assez important de ces mesures. Dans la figure 11-6 c, il est là encore possible d'observer que les résultats obtenus par le calcul se superposent aux données analytiques. Les résultats obtenus à la valeur MgO = 10% par les bilans de masse recouvrent bien les valeurs analysées ($85 > Co > 40$ ppm).

4.4. Vanadium :

Le trend parfaitement défini par V en fonction de MgO (Fig.10-22) et montrant l'augmentation régulière de cet élément à MgO décroissant, peut être expliqué en terme de cristallisation fractionnée à partir des liquides initiaux et des cumulats choisis. Là encore, les termes komatiitiques les plus différenciés correspondent, d'après les calculs, à des taux de cristallisation fractionnée de l'ordre de 50% (Fig. 11-6 d).

5° - Conclusions :

- Les évidences de terrain, pétrographiques et minéralogiques de l'intervention de la cristallisation fractionnée sont confirmées par les modèles géochimiques théoriques.
- L'évolution complexe des komatiites peut s'expliquer en 2 stades : (1) d'abord fractionnement important d'olivine donnant naissance à des liquides évolués de moins en moins magnésiens puis (2) cristallisation surtout de clinopyroxène avec arrêt de l'intervention d'olivine, expliquant ainsi la "cassure" visible sur certains diagrammes.
- La série tholéiitique quant à elle, peut s'expliquer par fractionnement important de plagioclase et de clinopyroxène.



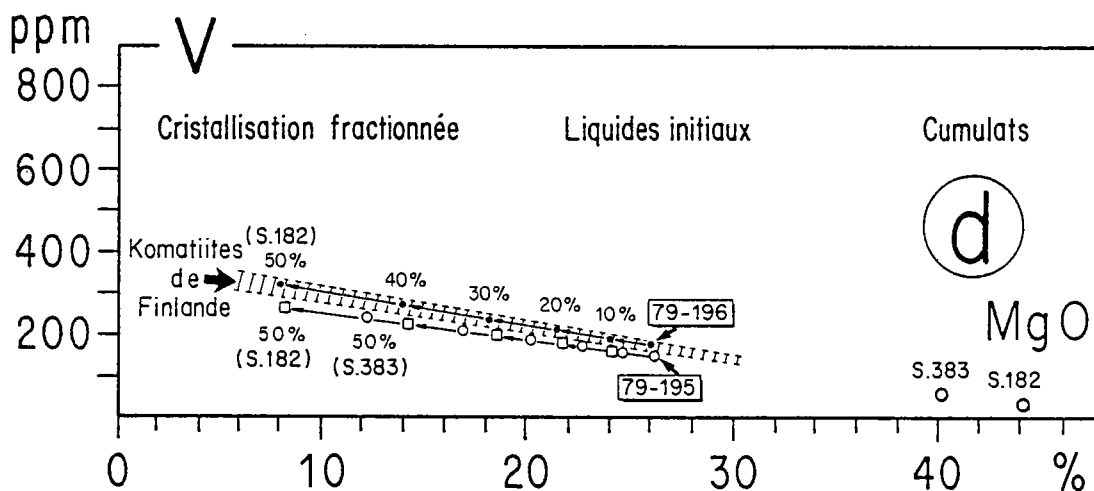
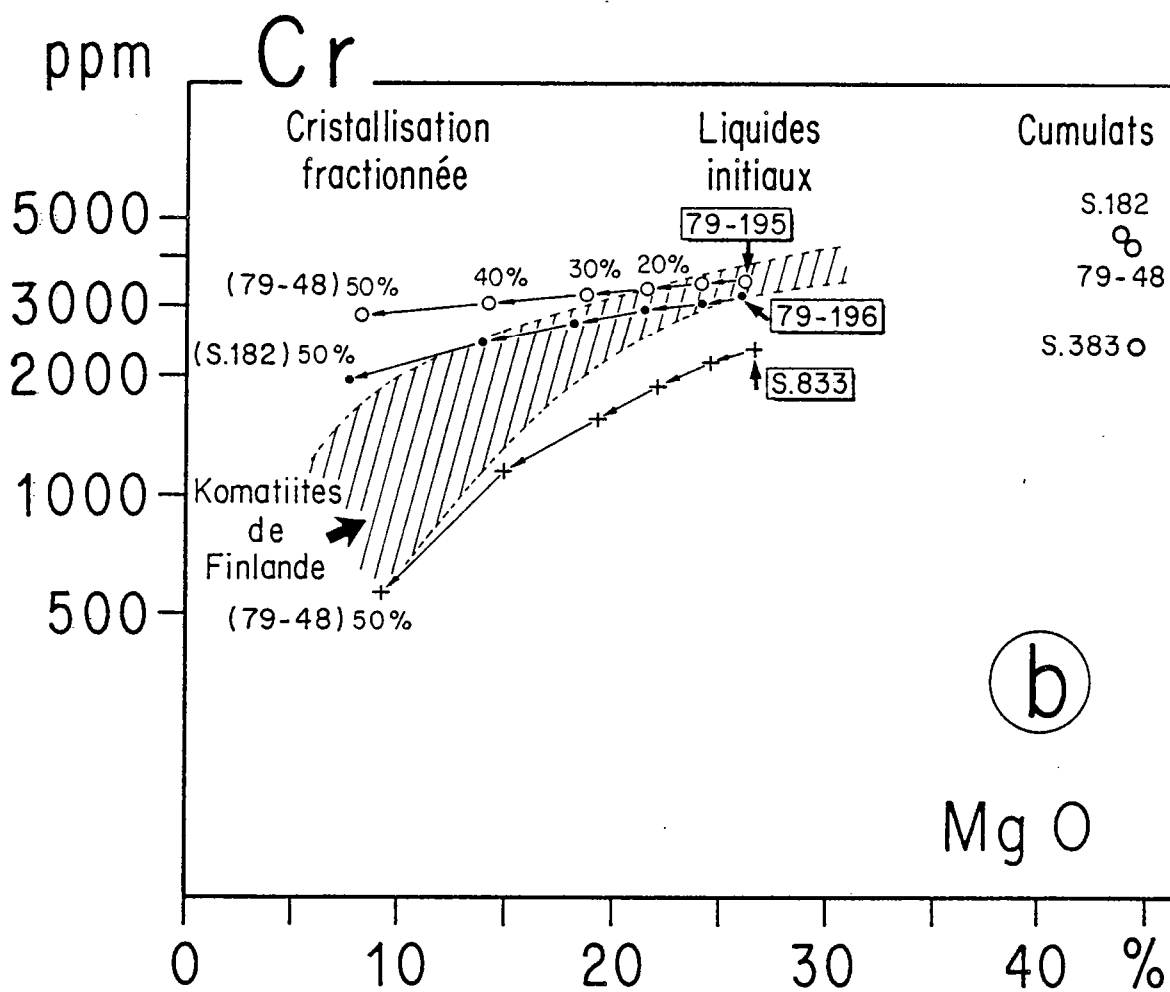


Fig. 11-6 · Diagrammes Ni, Cr, Co, V = f (MgO) permettant de comparer les résultats calculés pour divers liquides initiaux et cumulats, en fonction de taux de cristallisation fractionnée différents, avec ceux obtenus sur les komatiites de Finlande orientale.

- Les diagrammes oxydes = f (MgO) ou oxydes = f (SiO₂) tendent à montrer que les lignées komatiitiques d'une part et tholéitiques d'autre part, évoluent à partir de liquides initiaux différents, mettant ainsi en évidence que ces 2 lignées ne sont pas liées entre elles par des mécanismes de cristallisation fractionnée.

- Les Terres Rares ont permis d'affiner et de préciser le modèle. En effet, la géochimie des lanthanides met clairement en évidence les faits suivants :

. les komatiites évoluent par cristallisation fractionnée avec enrichissement progressif en Terres rares mais, et c'est le fait important apporté par cette étude, les liquides initiaux présentent 2 signatures géochimiques différentes : soit des spectres globalement plats (3-4 X chondrites), soit des spectres nettement appauvris en LREE et plats vis à vis des HREE (4 X chondrites). Le mécanisme et les minéraux du cumulat sont les mêmes dans les 2 cas, seul le magma parent est différent. Ceci laisse supposer l'existence simultanée de 2 sources différentes. Il est bon de rappeler que ces 2 types de spectres correspondent à ceux que nous avons mis en évidence au sein de la coulée différenciée à spinifex en veines (chapitre 4).

. l'évolution des tholéites caractérisées par des spectres fortement fractionnés, enrichis en LREE, peut s'expliquer aussi par cristallisation fractionnée; les spectres théoriques calculés se superposent, dans la majorité des cas, aux spectres mesurés.

Les éléments de transition ont montré que lorsque le calcul fait intervenir le coefficient de distribution globale D (ceci a été fait pour le nickel), il existe une incompatibilité entre les résultats mathématiques et les mesures effectuées. Par contre, toutes les démonstrations conduites à l'aide des équations de bilans de masse, montrent une parfaite concordance entre le calcul théorique d'évolution par cristallisation fractionnée et les données. Ces bilans n'ont été faits que pour la série komatiitique, lignée pour laquelle il est possible d'apprécier la composition du liquide initial.

Les liquides primaires choisis (Tab. 11-11 a) sont tout à fait en accord avec les calculs de modélisation et l'on peut donc considérer leur composition comme assurée.

Cette approche ayant abouti à la quantification du rôle de la cristallisation fractionnée, me permet maintenant d'en faire abstraction pour m'intéresser à la genèse du magma parent. Par quel mécanisme a-t-il été produit ? A partir de quelle source ?

II - FUSION PARTIELLE :

1^{re} - Evidences de la fusion partielle :

Depuis la découverte des komatiites en Afrique du Sud (Viljoën et Viljoën, 1969 d), tout le monde s'accorde à penser que ces roches permettent une meilleure approche de la composition du manteau archéen. Par leur composition inhabituelle pour des roches volcaniques, peu éloignée de celle de certaines péridotites du manteau, il n'a jamais fait de doute que ces roches provenaient de la fusion de sources mantelliques (Green, 1975). Il faut cependant noter que quelques réserves ont été récemment émises (Arndt, 1986), portant principalement sur les taux et les mécanismes de fusion partielle et sur le fait que la détermination de la composition du manteau archéen en utilisant la composition des komatiites, devait s'effectuer avec prudence (phénomènes de contamination notamment).

Sans entrer dans le détail de la genèse des komatiites et roches associées (Gruau, 1988) avec intervention ou non du grenat, je me contenterai dans cette partie, en partant de la composition chimique de la pyrolite de Ringwood (1966), de tester et de quantifier la fusion partielle pouvant aboutir à des compositions de liquides komatiitiques et tholéitiques.

2° - Les éléments majeurs :

2.1. Généralités :

2.1.1. Le modèle mathématique :

Au cours de la fusion partielle, dans des diagrammes de type Harker : oxydes - f (MgO), les compositions du résidu réfractaire de la pyrolite et des liquides différenciés sont situées sur une même droite. Il est possible de calculer l'équation de cette droite. Après avoir fixé la nature et la composition des minéraux susceptibles de constituer le résidu non fondu, on obtient, comme dans le cas précédent de la cristallisation fractionnée, un système à N équations à M inconnues ($M < N$). Là encore, l'algorithme de Störmer et Nicholls, (1978) permettra de résoudre ce système surdéterminé. Ces calculs ont été effectués à l'aide d'un ordinateur Logabax Persona 1600. On obtient ainsi les compositions minérale et chimique du résidu (T) dont la composition est la mieux ajustée à la droite de corrélation, la somme des carrés des résidus indiquant la qualité de cet ajustement ainsi que la valeur Δ correspondant à $|T-A|$, A étant la composition du résidu de même teneur en MgO que T mais situé sur la droite de corrélation.

2.1.2. Le choix de la composition des minéraux :

Comme pour la cristallisation fractionnée, et étant donnée la composition lherzolitique généralement admise pour le manteau, un nombre relativement limité de minéraux peut constituer le résidu : il s'agit d'olivine, clinopyroxène, orthopyroxène et grenat. J'ai relevé dans la littérature (Deer et al., 1965) des compositions de minéraux compatibles avec l'obtention de liquides très magnésiens. Ces compositions, ainsi que celle de la pyrolite de Ringwood (1966), sont reportées dans le tableau 11-12.

2.2. Komatiites :

A partir de la composition de la pyrolite de Ringwood (1966), le calcul montre que pour obtenir un liquide komatiitique correspondant à la composition moyenne de la coulée à spinifex en veines (MgO = 28,20 %) :

- le résidu réfractaire est composé de 72% olivine + 28% orthopyroxène (Tableau 11-13).
- l'ajustement est excellent puisque $|\Delta|$, à l'exception du titane, ne dépasse pas 0,42.
- le taux de fusion F calculé est de l'ordre de 45%.

2.3. Tholéites :

Toujours à partir d'une composition mantellique correspondant à celle de la pyrolite, le calcul montre que pour obtenir un liquide tholéitique semblable à la tholéiite S.371 :

- le résidu est composé par 62% olivine + 19 % orthopyroxène + 11 % clinopyroxène + 8 % grenat (Tab. 11-14).
- l'ajustement $|\Delta|$ est bon, ne dépassant pas 0,43.
- le taux de fusion F calculé est de l'ordre de 15 %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45,16 | 40,84 | 57,10 | 51,20 | 41,97 |
| TiO ₂ | 0,71 | 0,04 | 0,17 | 0,91 | 0,24 |
| Al ₂ O ₃ | 3,54 | 0,19 | 0,70 | 3,01 | 21,73 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,46 | 0,13 | 0,60 | 2,46 | 2,36 |
| FeO | 8,04 | 8,18 | 5,21 | 5,32 | 6,17 |
| MgO | 37,49 | 50,27 | 34,52 | 15,48 | 20,45 |
| CaO | 3,08 | - | 0,62 | 20,73 | 5,52 |

Tab. 11-12 · Composition chimique de la pyrolite et des divers minéraux utilisés pour les calculs de fusion partielle.

1 - Pyrolite (Ringwood, 1966).

2 - Olivine (Deer et al., 1965).

3 - Enstatite (Deer et al., 1965).

4 - Augite (Deer et al., 1965).

5 - Grenat-Pyropé (Deer et al., 1965).

| Résidu 72 % Olivine 28 % Orthopyroxène | | | | Résidu 62 % Olivine 11 % Clinopyroxène 19 % Orthopyroxène 8 % Grenat | | | |
|---|-------|-------|--------|---|-------|-------|--------|
| | T | A | \Delta | | T | A | \Delta |
| SiO ₂ | 45,37 | 45,18 | 0,19 | SiO ₂ | 45,31 | 45,15 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 0,33 | 0,40 | 0,07 | Al ₂ O ₃ | 2,42 | 2,28 | 0,14 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,32 | 7,90 | 0,42 | Fe ₂ O ₃ | 8,72 | 8,35 | 0,37 |
| MgO | 45,73 | 45,73 | 0 | MgO | 41,09 | 41,09 | 0 |
| CaO | 0,18 | -0,23 | 0,18 | CaO | 2,27 | 2,13 | 0,14 |
| TiO ₂ | 0,08 | 1,04 | 0,96 | Na ₂ O+K ₂ O | 0,04 | 0,43 | 0,39 |
| | | | | TiO ₂ | 0,13 | 0,56 | 0,43 |
| T : valeur théorique; A : valeur analytique; \Delta =T-A | | | | T : valeur théorique; A : valeur analytique; \Delta =T-A | | | |

Tab. 11-13 : Tableau résumant les résultats des calculs théoriques de fusion partielle et les comparant aux données analytiques dans le cas des komatiites.

Tab. 11-14 : Tableau résumant les résultats des calculs théoriques de fusion partielle et les comparant aux données analytiques dans le cas des tholéiites.

3° - Les Terres Rares :

3.1. Généralités :

Là encore, comme cela a été fait dans le cas de la cristallisation fractionnée, il faut vérifier maintenant si ces modèles de fusion partielle calculés avec les éléments majeurs sont compatibles avec les données de Terres Rares.

3.1.1. Les principaux types de spectres de Terres Rares rencontrés :

Comme précédemment, je vais raisonner en termes de fusion partielle sur les 3 principaux types de spectres de Terres Rares reconnus ici (Tab.11-7).

- les komatiïtes caractérisées soit par des spectres globalement plats soit par des spectres fortement appauvris en LREE.
- les tholéïtes avec des LREE enrichies et des HREE pentées.

Sur ces 3 types, je vais tenter de discuter le rôle et l'importance de la fusion partielle.

3.1.2. Modèle de calcul :

Dans ce qui suit, les calculs ont été faits à partir de l'équation de Shaw (1970) :

$$C^L / C_o = 1 / (F + D (1 - F))$$

D = Coefficient de distribution global de l'élément entre le résidu et le liquide au moment où celui-ci est extrait de la source.

C^L = Concentration de l'élément dans le liquide formé par la fusion partielle à l'équilibre.

C_o = Concentration de l'élément dans la source.

F = Taux de fusion.

Lorsque l'élément a un coefficient de distribution D entre résidu et liquide dont la valeur tend vers 0, l'équation devient alors assimilable à une loi de type :

$$C^L / C_o = 1 / F$$

3.2. Komatiïtes :

3.2.1. Spectres de Terres Plats :

Les calculs de fusion partielle à l'équilibre, prenant en compte le résidu dont la composition modale est celle calculée avec les éléments majeurs, ont porté sur les éléments suivants : Ce, Sm, Eu, Gd et Yb.

En partant d'un manteau source plat à 2 X les chondrites, le calcul montre (Tab. 11-15 et Fig. 11-7) que les spectres théoriques obtenus pour des taux de fusion du manteau de l'ordre de 40-60% encadrent parfaitement le spectre S.833 que nous avons considéré comme liquide initial (MgO \sim 26%) de la série komatiïtique. Il est à noter que ce taux de fusion est semblable à celui prédit à l'aide des seuls éléments majeurs.

3.2.2. Spectres de Terres Rares fortement appauvris en LREE :

Dans ce cas, il est évident que tout spectre de Terres Rares fortement appauvri en LREE ne peut être obtenu à partir d'un manteau chondritique plat. Aucun minéral connu n'a une telle influence et ne peut, au cours de la fusion partielle, retenir les LREE. Ainsi, il faut envisager l'existence d'un manteau initialement déjà appauvri en LREE, lequel par fusion partielle donnera les liquides initiaux du type S.847 ou S.834 (Fig. 11-4). A partir des spectres de ces 2 échantillons j'ai essayé de recalculer les spectres du manteau source : quelles sont les caractéristiques en Terres Rares du manteau source ? quelle est la morphologie des spectres mantelliques calculés pour 40-60% de fusion partielle ?

| | Olivine | Opx | D global | |
|--|---------|-------|----------|-------|
| (a) | | | | |
| Ce | 0,0005 | 0,003 | 0,0012 | |
| Sm | 0,0013 | 0,010 | 0,0037 | |
| Eu | 0,0016 | 0,013 | 0,0048 | |
| Gd | 0,0015 | 0,016 | 0,056 | |
| Yb | 0,0015 | 0,049 | 0,015 | |
| Fusion partielle du manteau archéen 2 X chondrites Résidu de fusion : 72 % Olivine + 28 % Orthopyroxène | | | | |
| Taux de fusion | 40 % | 50 % | 60 % | S.833 |
| (b) | | | | |
| Ce | 5 | 4 | 3,3 | 3,57 |
| Sm | 5 | 4 | 3,3 | 3,97 |
| Eu | 5 | 4 | 3,3 | 3,64 |
| Gd | 5 | 4 | 3,3 | 3,92 |
| Yb | 4,9 | 3,94 | 3,28 | 3,87 |

Tab. 11-15 : (a) Coefficients de partage $K_{REE}^{liquide}$ utilisés pour le calcul de la fusion du manteau d'après Hanson (1980).
(b) Valeurs de quelques Terres Rares pour des taux de fusion partielle différents et comparaison avec le spectre komatiitique S.833. Les valeurs de D pour Ce, Sm, Eu et Gd étant très faibles, l'équation de Shaw simplifiée a été alors utilisée.

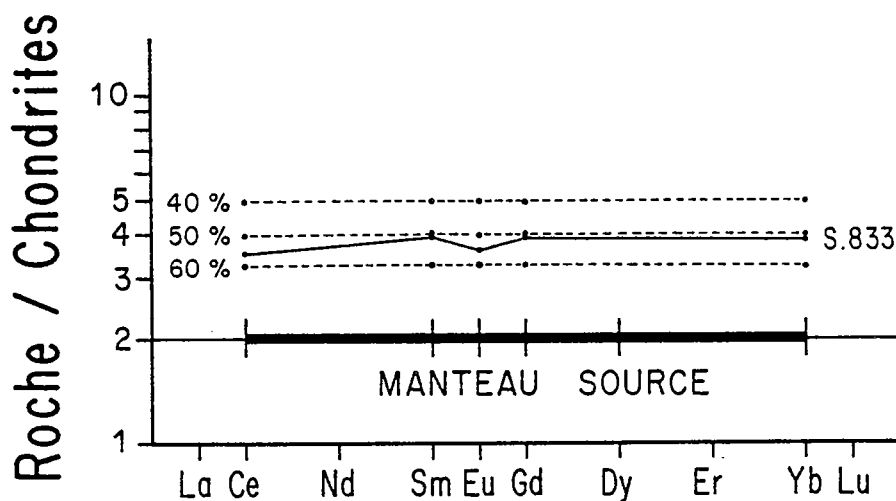


Fig. 11-7 : Comparaison entre le spectre plat S.833 (liquide primitif des komatiites) avec les spectres théoriques obtenus par le calcul de fusion partielle d'un manteau source à 2 fois les chondrites (résidu de fusion : Ol 72 % + Opx 28 %).

| | S.847 | 40% | 50% | 60% |
|----|-------|------|------|------|
| Ce | 1,87 | 0,74 | 0,93 | 1,12 |
| Sm | 3,97 | 1,58 | 1,98 | 2,38 |
| Eu | 3,62 | 1,44 | 1,81 | 2,17 |
| Gd | 4,17 | 1,66 | 2,08 | 2,50 |
| Yb | 4,14 | 1,65 | 2,07 | 2,48 |

| | S.834 | 40% | 50% | 60% |
|----|-------|------|------|------|
| Ce | 2,82 | 1,12 | 1,41 | 1,69 |
| Sm | 3,86 | 1,54 | 1,93 | 2,31 |
| Eu | 3,68 | 1,47 | 1,84 | 2,20 |
| Gd | 3,96 | 1,58 | 1,98 | 2,37 |
| Yb | 4,14 | 1,65 | 2,07 | 2,48 |

Tab. 11-16 : Recherche de la composition du manteau source des komatiites appauvries pour 40 à 60 % de fusion partielle.

Les valeurs D et les % du résidu de fusion sont les mêmes que dans le tableau 11-15.

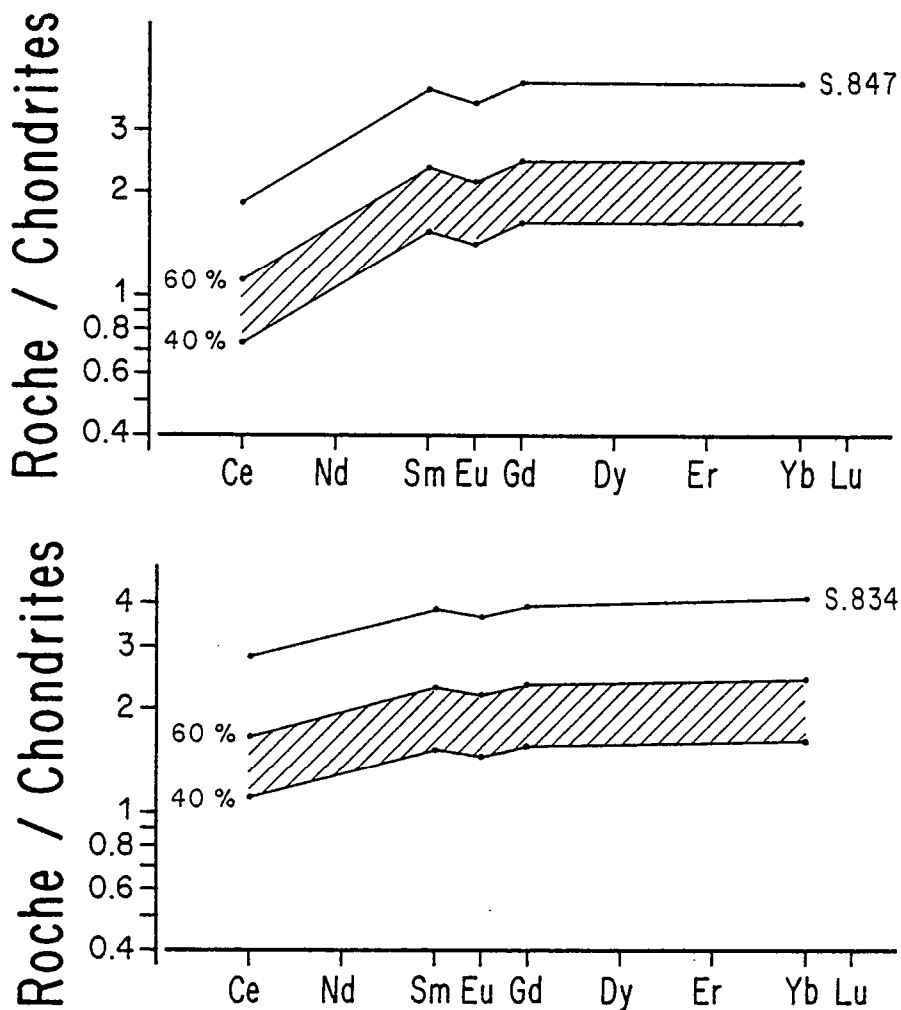


Fig. 11-8 : Composition du manteau qui, pour des taux de fusion partielle de l'ordre de 40 - 60 %, engendrera les spectres komatiitiques appauvris en LREE S.847 et S.834.

Ici il faut rechercher la composition du manteau Co qui a pu produire un liquide en laissant un résidu analogue à celui calculé avec les éléments majeurs. Les résultats en sont reportés dans le tableau 11-16 et la figure 11-8. Le manteau source qui par 40 à 60% de fusion partielle est susceptible de donner naissance à une roche telle S.847 est donc un manteau :

- plat à 2 X chondrites en ce qui concerne les HREE
- appauvri en LREE : Ce \sim 1 X les chondrites.

Le manteau source qui serait à l'origine des échantillons de type S.834 est quant à lui un peu moins appauvri.

3.3. Tholéiites :

Comme dans le cas de la cristallisation fractionnée, je considère l'échantillon S.371 comme le moins différencié. Connaissant la composition modale du résidu réfractaire ainsi que les coefficients de partage pour les liquides basiques (Arth et Hanson, 1975 ; Shimizu et Kushiro, 1975), j'ai calculé l'allure des spectres de Terres Rares obtenus pour divers taux de fusion, à partir d'un manteau à spectre plat et à 2 X les chondrites. Les résultats sont présentés dans le tableau 11-17 et la figure 11-9.

Il est à noter que pour des taux de fusion de l'ordre de 10 à 15% , taux de fusion identiques à ceux calculés pour les éléments majeurs, il y a concordance parfaite entre les spectres théoriques et le spectre analysé S.371.

3.4. Conclusions :

En ce qui concerne les komatiites que nous savons être caractérisées par 2 types de spectres de Terres Rares différents, il faut retenir les faits suivants :

- un manteau archéen plat, à 2 X les chondrites, subissant des phénomènes de fusion partielle pour des taux compris entre 40 et 60 % et laissant un résidu de composition harzburgitique, donne naissance à des liquides komatiitiques de type S.833 caractérisés par des spectres plats.
- les komatiites à spectres appauvris ne peuvent être engendrées, pour des taux de fusion et un résidu identiques au cas précédent qu'à partir d'un manteau lui-même initialement appauvri en LREE. Je reviendrai ultérieurement sur les mécanismes géologiques pouvant expliquer un tel appauvrissement du manteau à cette période.

Les tholéiites, quant à elles, peuvent provenir d'un manteau plat à 2 X les chondrites, subissant une fusion partielle correspondant à des taux de 10 à 15%, avec un résidu à olivine, clinopyroxène et grenat.

Les magmas primaires étant ainsi initiés, le processus de cristallisation fractionnée intervenant ensuite, donnera naissance aux 2 lignées précédemment définies et caractérisées :

- la lignée komatiitique
- la lignée tholéiitique.

III - LE CYCLE MAGMATIQUE SUPERIEUR : LES VOLCANITES DE LUOMA.

Il a été montré (Fig. 10-21) qu'une des caractéristiques des volcanites acides était un important fractionnement des Terres Rares, impliquant donc le fait que, dans tout modèle de fusion partielle faisant appel au manteau, le grenat est resté au résidu. Dans la publication de Jahn et al.(1980) nous résumons la genèse de ces volcanites de Luoma de la façon suivante :

- andésites : 5% de fusion partielle d'une source à 10 X les chondrites, de nature éclogitique (grenat/clinopyroxène = 50/50).

| | Olivine | Opx | Cpx | Grenat | G global |
|---|---------|------|------|---------------------------|----------|
| (a) | | | | | |
| Ce | 0,007 | 0,02 | 0,1 | 0,02 | 0,02 |
| Sm | 0,0066 | 0,06 | 0,5 | 0,22 | 0,09 |
| Eu | 0,0068 | 0,05 | 0,51 | 0,32 | 0,092 |
| Gd | 0,0077 | 0,1 | 0,65 | 0,50 | 0,14 |
| Yb | 0,014 | 0,3 | 0,60 | 4 | 0,34 |
| Liquides basiques : Arth et Hanson (1975) | | | | Shimizu et Kushiro (1975) | |
| Fusion partielle du manteau archéen 2 X chondrites Résidu de fusion : 63% Ol + 20% Opx + 12% Cpx + 5% Gt | | | | | |
| Taux de Fusion | 5 % | 10 % | 15 % | S.371 | |
| (b) | | | | | |
| Ce | 29 | 17 | 12 | 17,39 | |
| Sm | 14,7 | 11 | 8,8 | 9,79 | |
| Eu | 14,5 | 10,9 | 8,7 | 9,63 | |
| Gd | 10,9 | 8,8 | 7,4 | 7,62 | |
| Yb | 5,4 | 5,0 | 4,6 | 5,06 | |

Tab. 11-17 : (a) Coefficients de partage $K_{REE} / \text{liquide}$ utilisés pour le calcul de la fusion du manteau pour des liquides basiques.
(b) Valeurs de quelques Terres Rares pour des taux de fusion partielle différents et comparaison avec le spectre de tholéiite S.371.

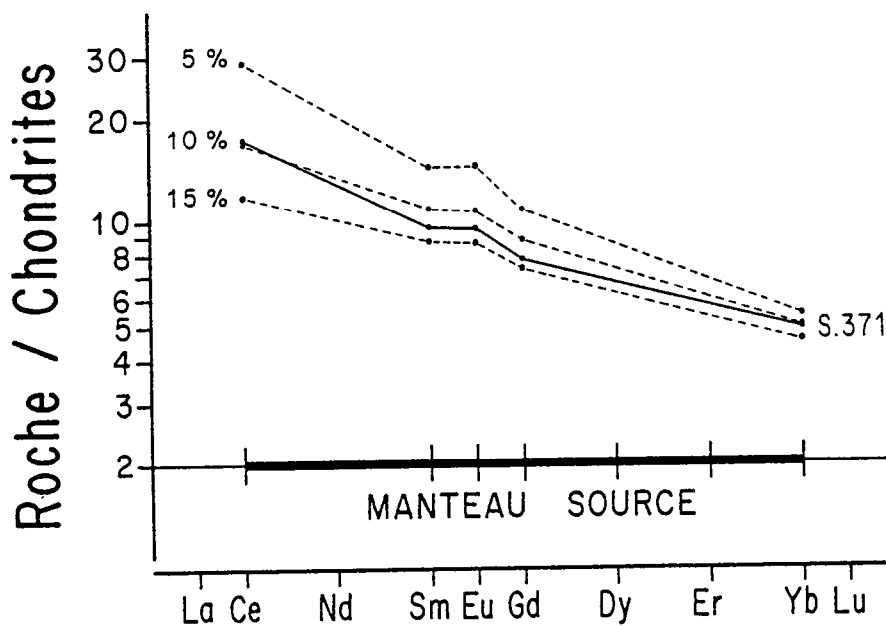


Fig. 11-9 : Comparaison entre le spectre de tholéiite S.371 (considéré comme liquide primitif) avec les spectres théoriques obtenus par le calcul de fusion partielle d'un manteau source à 2 fois les chondrites (résidu de fusion : Ol 63 % + Opx 20 % + Grt 5 %).

. roches les plus siliceuses : fusion d'une éclogite à quartz (10 X les chondrites) ou fusion partielle de la croûte inférieure ou du manteau très supérieur laissant la hornblende au résidu.

Depuis, Martin et Querré (1984), en datant cette série par la méthode Rb-Sr à $2,50 \pm 0,10$ Ga ont obtenu des rapports isotopiques initiaux $I_{Sr} = 0,7050 \pm 0,0004$ (2 m) qui sont nettement plus élevés que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ du manteau à la même époque (0,7008-0,7019 à 2.5 Ga). Ils indiquent que leur source est essentiellement crustale, interdisant toute origine mantellique directe. Ce résultat permet à Martin (1985) et Querré (1985) de conclure que le magmatisme calco-alkalin tardi à post ceinture de roches vertes (granodiorites, andésites et rhyolites de Luoma) provient du recyclage de la croûte préexistante et en particulier de la migmatisation des gneiss de Kivijärvi. De plus, au cours de leur remontée dans la croûte ou au moment de leur genèse, ces magmas sont plus ou moins contaminés (assimilation des komatiites principalement).

Toute l'étude géochimique : éléments majeurs (diagramme AFM par exemple), éléments en traces (spectres de Terres Rares très fractionnés) et isotopes du strontium tend à montrer qu'il n'y a pas de liens génétiques entre le magmatisme komatiitique et tholéiitique et le volcanisme de Luoma plus récent, acide à intermédiaire, d'extension géographique limitée.

Les rapports isotopiques élevés, que nous ne connaissions pas en 1980, obligent donc à penser pour les volcanites de Luoma à une origine par fusion de gneiss plus anciens.



CHAPITRE 12

RECONSTITUTION GEODYNAMIQUE

Dans toute l'étude qui a précédé, je me suis principalement attaché à décrire les diverses formations géologiques constituant la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi et ai tenté de quantifier les phénomènes pouvant expliquer la genèse de telles roches ainsi que les liens existant entre elles. Dans cette dernière partie, je me pencherai sur l'aspect plus général du ou des sites géotectoniques de mise en place de telles roches et des diverses hypothèses expliquant l'évolution tectonique de ces formations. Je tenterai de proposer un modèle résumant l'histoire de la croûte à l'Archéen en me basant sur les données acquises en Finlande orientale (Blais et Martin, en préparation).

I- CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DU/OU DES SITES GEOTECTONIQUES:

Depuis une vingtaine d'années, les concepts de la tectonique des plaques ont permis une meilleure compréhension des mécanismes de fonctionnement de la Terre et notamment des divers sites où s'exprime le magmatisme. C'est ainsi qu'ont été reconnus et caractérisés différents types de laves selon qu'il s'agissait d'un volcanisme en limites de plaques (divergentes ou convergentes) ou à l'intérieur des plaques. Les laves actuelles émises dans chacun de ces contextes présentent suffisamment de spécificités géochimiques (éléments majeurs et en traces) pour qu'il soit possible de les caractériser d'une part et de les utiliser comme marqueurs du contexte géotectonique de leur mise en place d'autre part (Pearce et Cann, 1973 ; Flyod et Winchester, 1975 ; Pearce et al., 1975 ; Wood et al., 1979 ; Mullen, 1983 ; Butler et Woronow, 1986, parmi tant d'autres). Ces méthodes de caractérisation reposent sur les propriétés de certains éléments chimiques (Ti/Zr, Zr/Y, Ta/Th etc...); leurs rapports semblant caractéristiques des sites géotectoniques, des sources et des processus ayant engendré les magmas.

Ces concepts appliqués aux roches actuelles doivent être utilisés avec beaucoup de précautions. En particulier, il faut se souvenir qu'il s'agit de résultats d'études statistiques et que en conséquence, seule une étude portant sur un échantillonnage important peut permettre d'aborder cette comparaison. L'incertitude croît de façon importante lorsque l'on s'adresse à des périodes de plus en plus anciennes. On sait que si globalement la tectonique des plaques opérait à l'Archéen, les modalités de détail étaient différentes de ce que l'on connaît de nos jours. Vouloir retracer le contexte de genèse des magmas archéens en utilisant des diagrammes basés sur les résultats présents est un exercice qu'il faut effectuer avec prudence, d'autant plus que les komatiites n'existent pas dans le volcanisme actuel. Conscient de ces restrictions importantes, c'est avec beaucoup de précaution et de recul critique que je vais ici replacer les roches archéennes dans quelques diagrammes géotectoniques.

1° - Triangle TiO₂-K₂O-P₂O₅ (Pearce et al., 1975) :

Ce triangle permet de discriminer les basaltes océaniques des basaltes continentaux. Non adapté aux roches différenciées, ce diagramme n'est valable que pour les basaltes "primitifs" non alcalins. Seules les analyses pour lesquelles la somme des alcalins est inférieure à 20% dans le diagramme A-F-M sont prises en compte. En figure 12-1, sont reportées les analyses des basaltes komatiitiques, de quelques pillow-lavas magnésiens et des tholéiites, montrant clairement les affinités océaniques des roches étudiées. Il faut signaler que les phénomènes d'altération et de métamorphisme occasionnent sur de telles roches un enrichissement en K_2O , provoquant ainsi une tendance à quitter le champ océanique du diagramme. Si un basalte métamorphisé se situe dans ce champ, il est donc possible de conclure à son origine océanique.

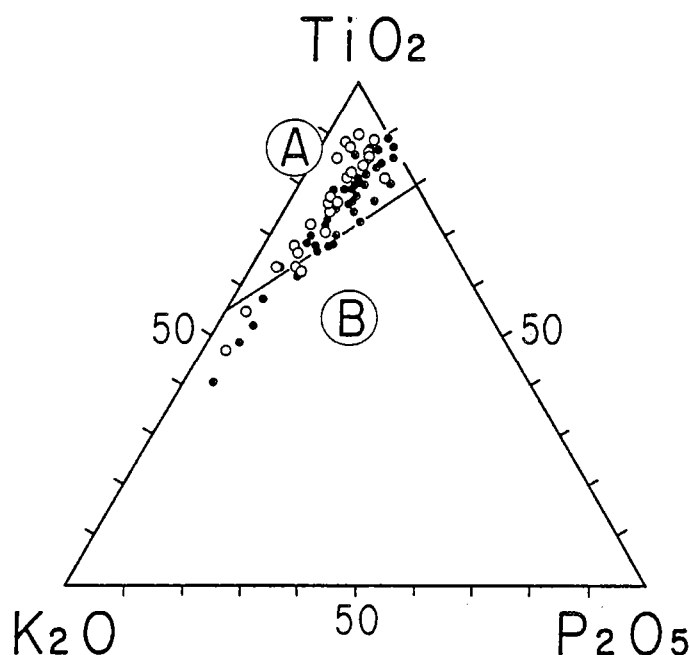


Fig. 12-1 : Diagramme de Pearce et al. (1975). A = champ des basaltes océaniques ; B = champ des basaltes non océaniques. (●) = komatiites ; (○) = tholéiites.

2° - Les diagrammes de Pearce et Cann (1973) :

Ces auteurs, en utilisant des éléments réputés "immobiles" (Ti, Zr, Y principalement) ont tenté de reconstituer les sites de mise en place des roches basaltiques.

Dans le diagramme rectangulaire Ti-Zr (Fig. 12-2a), les basaltes komatiitiques analysés se reportent dans le champ E commun aux 3 types de basaltes reconnus : tholéiites pauvres en potassium (champ A), basaltes calco-alcalins (champ C) et basaltes de plancher océanique (champ B). Les roches à affinités tholéiitiques analysées, très riches en Ti sortent des champs dessinés.

Dans le triangle Ti/100 - Zr - Y x 3 (Fig. 12-2b), les roches analysées -komatiites et tholéiites répondant aux conditions fixées par les auteurs ($12\% < CaO + MgO < 20\%$)- se situent principalement dans le champ B ce qui exclut les basaltes d'origine intra-plaque.

Enfin, dans le triangle Ti/100 - Zr - Sr/2 (Fig. 12-2c), les points analysés se reportent dans l'aire des basaltes de plancher océanique, certaines analyses se situant malgré tout dans le champ des tholéiites pauvres en potassium du fait d'un enrichissement en Sr. Une grande prudence

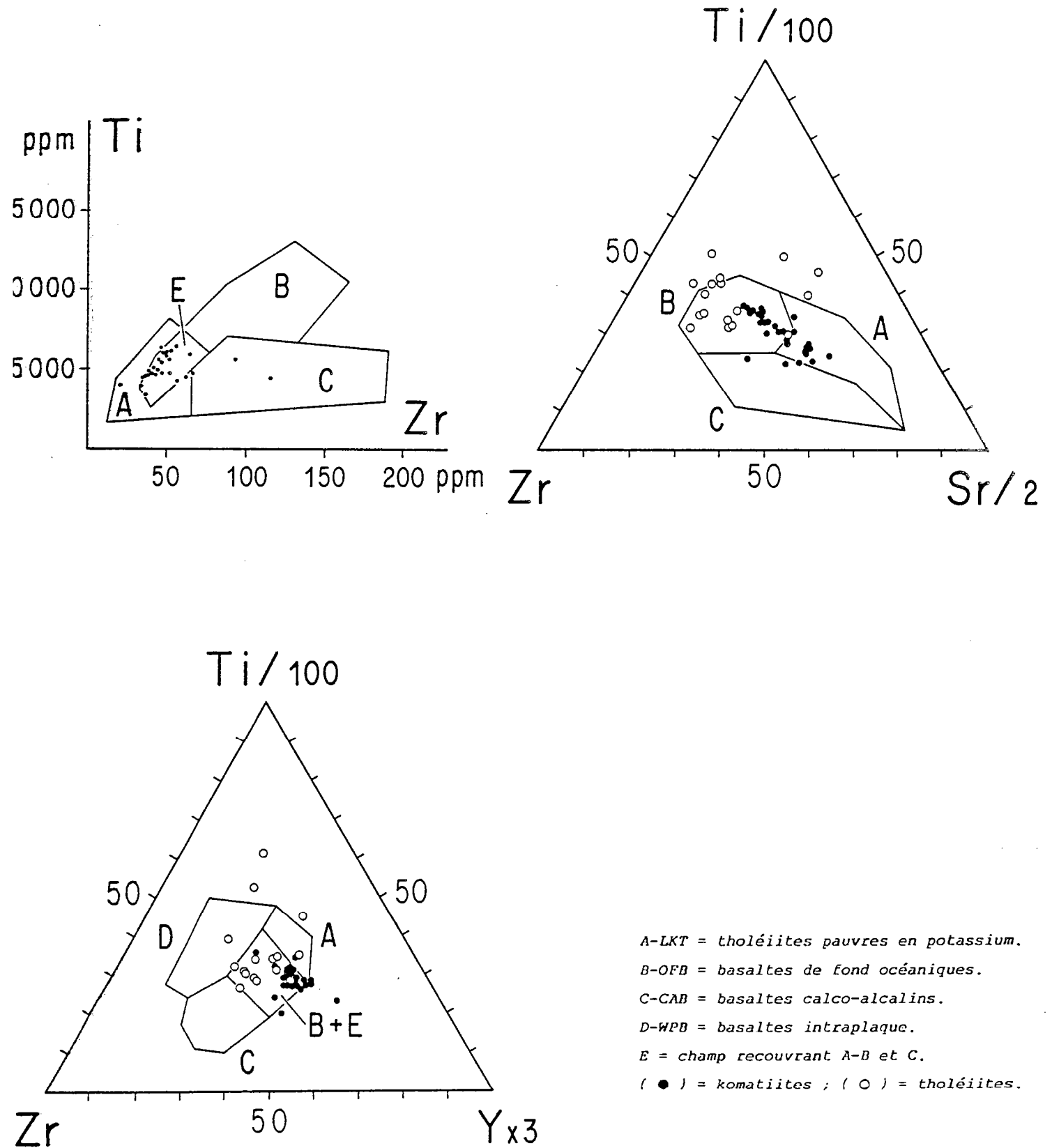


Fig. 12-2 a, b, c : Diagrammes de Pearce et Cann (1973).

est de rigueur vis à vis de cet élément reconnu comme étant très sensible aux processus d'altération et de métamorphisme.

3° - Les diagrammes de Pearce (1976) :

Ces diagrammes permettent de reconnaître, à partir de fonctions (F1, F2 et F3) utilisant les éléments majeurs, 6 types différents de magmas bien définis tectoniquement; les champs de représentation étant visualisés dans 3 dimensions. Une telle approche du site géotectonique a été effectuée pour les basaltes komatiitiques de Tipasjärvi répondant aux conditions d'utilisation données par l'auteur (CaO + MgO compris entre 12 et 20%). Reportés dans la figure 12-3, les points analysés se situent à la limite des champs basalte océanique - arc volcanique (Fig. 12-3a) et des champs basalte océanique - tholéiite d'arc insulaire (Fig. 12-3b).

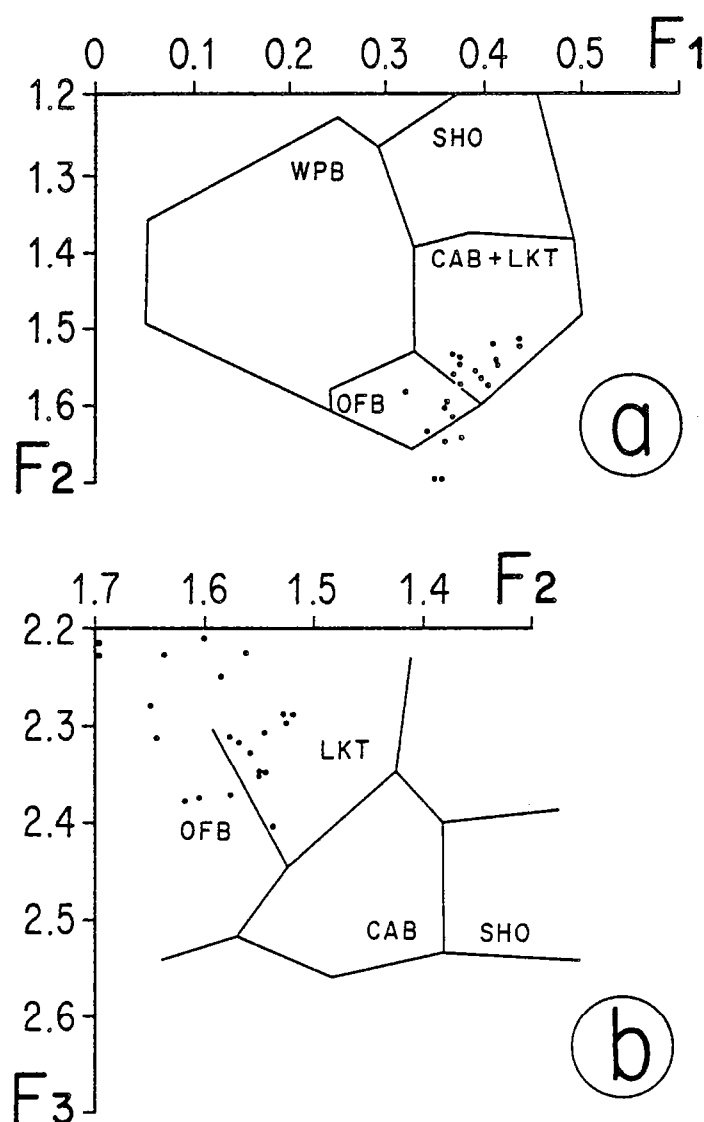


Fig. 12-3 : Position des basaltes komatiitiques de Tipasjärvi dans les diagrammes de Pearce (1976). Mêmes abréviations qu'en figure 12-2.

4° - Le diagramme de Pearce et al. (1977) :

Ce diagramme triangulaire fondé sur les éléments majeurs n'est, lui aussi, utilisable que pour les roches basaltiques (SiO_2 compris entre 51 et 56%, recalculé anhydre). Appliqué aux roches des 3 régions étudiées et répondant aux conditions fixées, les basaltes komatiitiques se reportent préférentiellement à la limite des, et dans, les champs correspondant aux basaltes d'îles océaniques (champ 5) et de plancher océanique (champ 4) -Fig. 12-4-, les tholéiites quant à elles, se situent à la limite des, et dans, les champs des basaltes continentaux (champ 1) et des basaltes de plancher océanique (champ 5).

5° - Le diagramme de Mullen (1983) :

Ce diagramme triangulaire utilisant MnO , TiO_2 et P_2O_5 a été construit pour déterminer 5 environnements pétrotectoniques de roches basaltiques ($45 < \text{SiO}_2 < 54\%$) océaniques. Les basaltes komatiitiques (amphibolites massives et pillow-lavas) se situent principalement dans le champ des tholéiites d'arc insulaire (Fig. 12-5), les pillow-lavas plus magnésiens sont relativement plus riches en MnO et se rapprochent plus du champ où l'auteur situe les boninites. Les roches d'affinité tholéiitique se reportent dans le champ des tholéiites d'arc insulaire et dans celui des MORB.

6° - Conclusions :

Le tableau 12-1 résume les quelques sites géotectoniques ainsi supposés à l'aide de tels diagrammes. Il faut noter qu'il n'y a pas de consensus entre les diverses propositions, les données étant relativement dispersées, mais on peut cependant retenir que, dans un environnement océanique, les roches à chimisme basaltique se rapprochent plus de ce que l'on connaît à l'heure actuelle être des basaltes de rides médio-océaniques (basaltes de plancher océanique) ou des basaltes proches des tholéiites d'arc insulaire sur croûte océanique (LKT).

| | Éléments chimiques utilisés | Environnement géotectonique supposé |
|-----------------------|---|--|
| Pearce et al. (1975) | $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ | Environnement océanique |
| Pearce et Cann (1973) | Ti - Zr - Y - Sr | Basaltes de plancher océanique (+ tholéiites pauvres en K) |
| Pearce (1976) | F1 - F2 - F3 | Basaltes de plancher océanique - tholéiites d'arc insulaire (LKT) sur croûte océanique |
| Pearce et al. (1977) | $\text{FeO}^* - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ | Komatiite : Basaltes de plancher et de ride océaniques - d'île océanique intraplaque. Tholéiite : Basaltes de plancher océanique - Basaltes continentaux. |
| Mullen (1983) | $\text{TiO}_2 - \text{MnO} \times 10 - \text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ (environnement océanique) | Komatiite : Tholéiites d'arc insulaire Tholéiite : Tholéiites d'arc insulaire - MORB |

Tab. 12-1 : Tableau résumant les différents sites géotectoniques supposés en fonction de différents diagrammes.

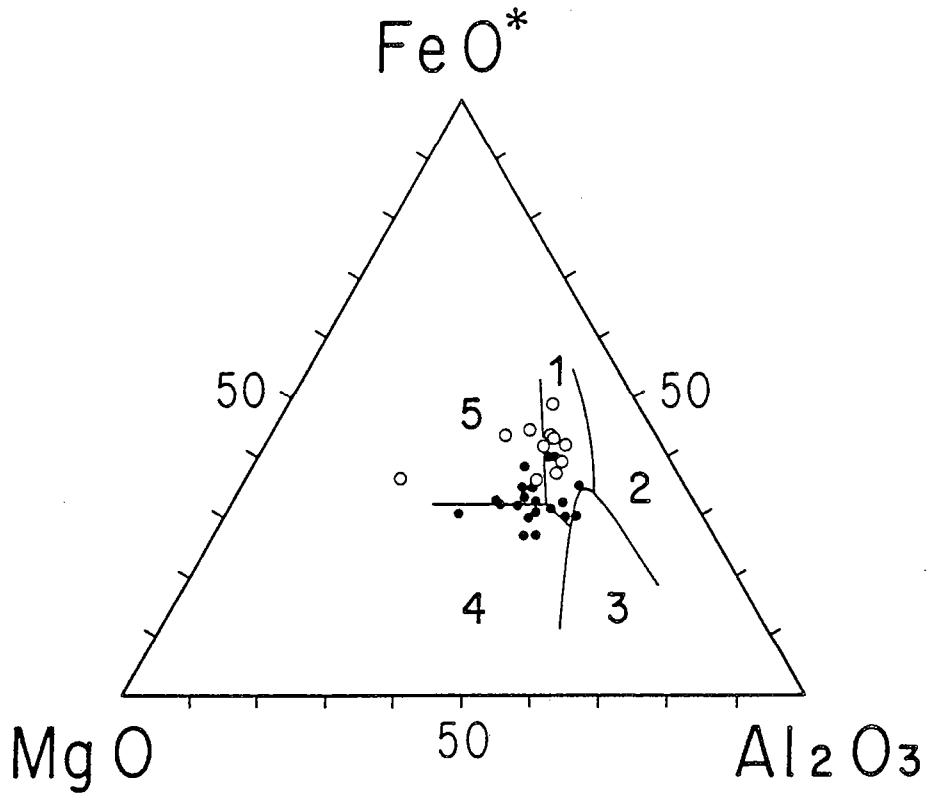


Fig. 12-4 : Diagramme de Pearce et al. (1977). 1 = basaltes continentaux; 2 = basaltes d'iles intra-plaques; 3 = basaltes orogéniques; 4 = basaltes de plancher océanique et de ride; 5 = basaltes d'iles océaniques. (●) = komatiites; (○) = tholeiites.

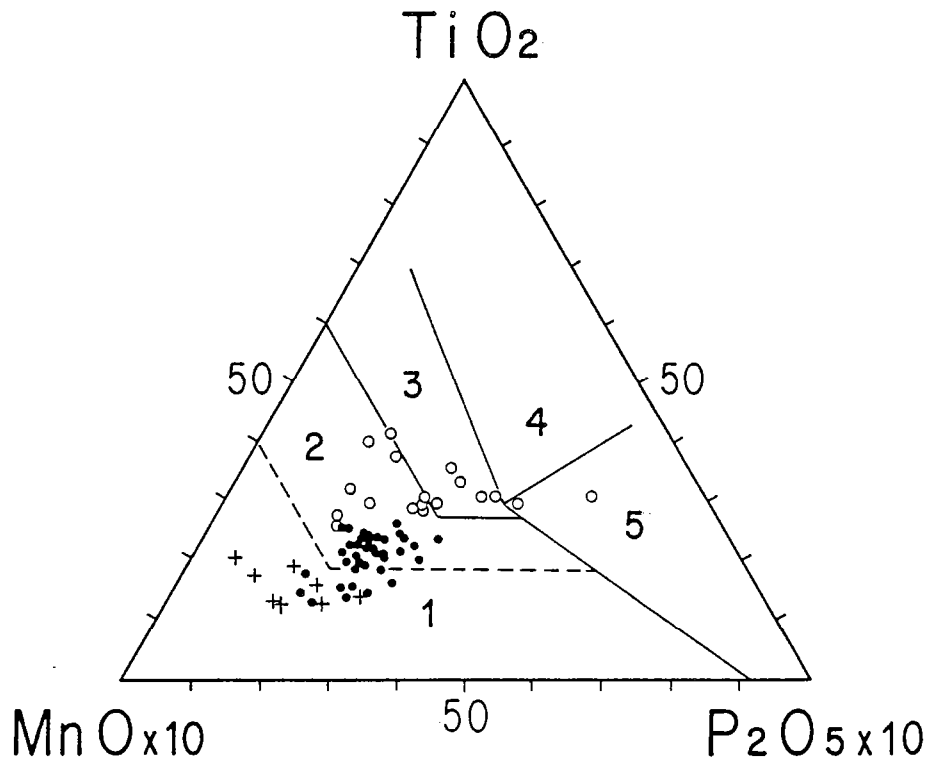


Fig. 12-5 : Diagramme de Mullen (1983).

1 = basaltes calco-alcalin d'arc insulaire et boninite; 2 = tholéiite d'arc insulaire; 3 = basalte de ride médio-océanique; 4 = tholéiites de seamount; 5 = basalte alcalin de seamount.

(●) = basaltes komatiites : amphibolites et laves en coussins.

(+) = laves en coussins magnésiennes.

(○) = tholéiites.

Cependant, comme l'ont signalé plusieurs auteurs (Smith et Smith, 1976 ; Jahn, 1977 ; Morrison, 1978 ; Condie, 1981 ; Kröner, 1982 etc...), de nombreuses précautions doivent être prises pour déduire le site géotectonique à partir des diagrammes géochimiques. Basés sur des concepts actuels de la tectonique des plaques, il peut paraître imprudent de vouloir retranscrire de tels diagrammes à l'Archéen. En effet, il faut noter que, à cette époque de l'histoire de la Terre, un certain nombre de traits spécifiques peuvent obliger à envisager la tectonique des plaques avec une approche différente :

- existence de grandes quantités de komatiites qui, depuis, sont totalement inconnues ou très accidentelles (Ile de Gorgona - Echeverria, 1980).
- composition du manteau différente à l'Archéen, par rapport à ce qu'il est à l'heure actuelle, même si certaines analogies peuvent exister (Sun et Nesbitt, 1977, 1978). La croûte continentale s'est formée à partir de ce manteau, changeant sans cesse la composition de ce dernier qui s'est trouvé ainsi appauvri en certains éléments concentrés dans cette croûte.
- extension limitée de la croûte continentale qui devait être plus faible à l'Archéen, les proto-continentaux présentant des tailles plus réduites qu'actuellement.

Ces quelques arguments doivent nous inciter à la prudence pour retranscrire à l'Archéen les modalités de la tectonique des plaques telle que nous la connaissons à l'heure actuelle et pour déterminer le contexte géotectonique de genèse et de mise en place des magmas constituant l'essentiel des ceintures de roches vertes étudiées ici.

II - EVOLUTION DE LA CROUTE ARCHEENNE DE FINLANDE ORIENTALE :

Afin de comprendre l'origine et l'environnement géotectonique de la ceinture de roches vertes -et d'une façon plus large de ce segment de croûte archéenne- il paraît souhaitable et nécessaire d'analyser succinctement et séparément chaque unité (socle, ceinture, magmatisme tardif) constituant cette formation. Je reprendrai pour cela l'essentiel des conclusions synthétiques de Martin et al., (1984), des travaux de Martin (1985), Querré (1985) et d'observations personnelles; puis je tenterai de transcrire les résultats obtenus en termes d'évolution mantellique.

1° - Le socle granito-gneissique :

1.1. Contraintes :

Les gneiss gris se sont mis en place initialement sous la forme de roches plutoniques à composition de TTG (tonalites, trondjémities et granodiorites) et ont ensuite acquis leurs caractères actuels de gneiss gris. Que ce soit les gneiss de Kivijärvi ou de Naavala, leurs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ sont très faibles (0,7023 et 0,7024 respectivement ; voire 0,7011 pour les gneiss de Kuusamonkyla). Ces I_{Sr} faibles sont proches des valeurs mantelliques et indiquent que, en aucun cas, ces gneiss ne peuvent dériver du recyclage d'une croûte continentale plus ancienne. Les éléments majeurs et en traces ont permis à Martin (1985) de montrer que ces gneiss TTG ne sont pas non plus les produits directs de la fusion du manteau. Il a aussi mis en évidence que le phénomène générateur des TTG représentait un processus très général.

L'hypothèse la plus vraisemblable pour la genèse de ces gneiss est d'après Martin (1985, 1986 ; 1987 a, 1987 b) :

- fusion du manteau supérieur formant une croûte tholéiitique
- fusion de ces tholéiites, alors transformées en amphibolites à grenats, donnant naissance aux magmas TTG.
- la cristallisation fractionnée de plagioclase et de hornblende produit la suite différenciée TTG.

Martin a en outre montré que le modèle géodynamique envisagé devait permettre d'expliquer l'absence totale de résidu de fusion de composition basique ou ultrabasique.

Enfin, il faut noter que dans cette partie de la Finlande, les roches les plus anciennes sont les gneiss de Kivijärvi (2,86 Ga), les gneiss de Koitiläinen plus anciens (3,1 Ga) affleurant en Laponie à plus de 450 km au Nord. Ceci signifie que les magmas TTG produits ont été élaborés hors de tout contexte continental mais dans un environnement géotectonique qui devait être plutôt de type océanique. Par contre, ceci n'est pas le cas pour la génération suivante de gneiss gris (type Naavala) qui se sont mis en place au sein d'une croûte continentale déjà existante, constituée par les gneiss de Kivijärvi.

1.2. Discussion et modèle :

Je ne reviendrai pas en détail sur les discussions se rapportant à la genèse du socle qui ont été développées dans la note commune publiée au Bulletin de la Société Géologique de Finlande (Martin et al., 1984) et parfaitement expliqués par Martin (1985, 1987 a) ; aussi, je me contenterai ici de reprendre quelques points principaux nécessaires au développement d'un modèle se rapportant à la croûte archéenne de Finlande orientale considérée dans son ensemble.

La plupart des auteurs (Tarney et al., 1976 ; Windley 1976, 1977 et 1986 ; Condie 1980, 1981 ; Kröner 1981, 1984 ; Arndt 1983 ; Nisbet et Fowler 1983 ; Campbell et Jarvis 1984 etc...) s'accordent à penser que des mécanismes analogues ou fort proches à ceux de la tectonique des plaques opéraient à l'Archéen. Dans cette hypothèse, le site classique, qui à la suite d'un processus général peut produire les magmas TTG, est la zone de subduction; même si les processus de fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction ont changé entre les temps Archéens et post-Archéens (Martin, 1986). Ceci peut en effet expliquer la fusion partielle de la croûte basique ainsi que l'absence totale de résidu. Après le départ des bains à composition TTG, la densité du résidu croît, passant de 3,3 (amphibolite à grenat) à 3,5 après extraction de 25% d'un bain à faible densité ($d = 2,6$). Un résidu avec une telle densité sera recyclé et réincorporé dans le manteau supérieur.

Ce processus pétrogénétique permet donc d'expliquer la production de grandes quantités de magmas de type TTG d'une part et l'absence de résidu basique ou ultrabasique d'autre part.

2° - La ceinture de roches vertes :

2.1. Contraintes :

Le cycle volcanique inférieur de la ceinture de Kuhmo-Suomusslami s'est mis en place dans un environnement géotectonique de type continental. Les données de terrain et les mesures radiométriques indiquent clairement l'antériorité du socle par rapport à la ceinture de roches vertes : (1) le socle granito-gneissique a subi un événement tectono-métamorphique antérieur à la mise en place de la ceinture, (2) les gneiss de Naavala sont recoupés par des dykes basiques liés à la ceinture de roches vertes (Martin et Querré, 1984 ; Martin et al., 1984), (3) tous les âges obtenus sur le socle (Vidal et al., 1980 ; Martin et al., 1983 ; Martin et Querré, 1984) sont antérieurs à celui de la ceinture, (4) les sédiments détritiques interstratifiés ou

surmontant la séquence volcanique inférieure contiennent des minéraux, tels le microcline provenant de l'altération du socle environnant (Blais et al., 1977 a ; Bertrand et al., 1978 ; Taipale et al., 1980). Ceci indique donc que le socle est plus ancien que la ceinture mais de plus qu'il devait se situer à proximité lors de sa mise en place. Laajoki et Lavikainen (1977) ont également montré que les spectres de REE des sédiments de la ceinture indiquaient une roche mère granodioritique ou granitique. Il faut donc envisager que le socle, à proximité immédiate de la ceinture de roches vertes, formait des reliefs lors des dépôts des sédiments, la ceinture constituant un bassin. De plus, en de nombreux endroits, il existe des lambeaux de ceinture qui semblent reposer sur ce socle.

La mise en place des volcanites basiques et ultrabasiques de la ceinture a eu lieu dans un milieu aquatique comme l'attestent de nombreuses laves en coussins réparties dans toute la ceinture. Les quelques sédiments associés aux roches volcaniques (schistes, grauwackes quartzites à litage entrecroisé, quelques conglomérats et formations ferrifères rubanées "banded iron formations") montrent également une sédimentation marine mais l'existence de brèches, de scories, la présence même des dépôts de fer rubané (Goodwin, 1973) tendent à limiter cette tranche d'eau à une épaisseur relativement faible.

De part et d'autre de la ceinture, les études précises concernant le socle, sa structure, sa minéralogie, sa chimie (Martin, 1985 ; Querré, 1985) montrent qu'il est exactement le même. Ceci tend à montrer que la ceinture s'est mise en place par fissuration d'un unique segment de croûte et non entre deux segments différents.

Dès 1977, nous avons publié une coupe schématique synthétique de la ceinture (Blais et al., 1977 a) indiquant que géométriquement, le cycle volcanique inférieur forme un synclitorium dans le socle granito-gneissique (Fig. 3-5). Les cartes géologiques récentes (Hyppönen, 1973, 1976, 1978, 1983) ainsi que les rapports géologiques des géologues de l'Université de Oulu (Hanski, 1979 ; Taipale, 1979 ; Tuokko, 1979) ont confirmé cette structure globale.

Je montrerai également que, vis à vis des REE, la source des roches appauvries en LREE doit être elle même appauvrie en LREE, ceci pouvant s'expliquer par la fabrication antérieure de la croûte continentale à composition de TTG.

2.2. Discussion et modèle :

La séquence volcanique inférieure de la ceinture de Suomussalmi-Kuhmo (Blais et al., 1977 a ; Auvray et al., 1982 ; Martin et al., 1984 et avec quelques restrictions Gaál et Gorbatshev, 1987) a été considérée comme un paléo-océan. Seul Pavlovsky (1979) voyait plus dans cette ceinture la présence d'un paléo-aulacogène. Les arguments en faveur d'un proto-océan sont :

- présence de laves en coussins d'origine sous-marine.
- absence (ou peu) de vacuoles dans les pillow-lavas indiquant une tranche d'eau de faible profondeur plutôt que le fond d'un océan profond.
- les compositions chimiques des laves basiques et ultrabasiques, les associations magmatiques (péridotites - gabbros - dolérites - laves en coussins) confirment cette origine océanique. Nous avons même employé, à tort car la définition est beaucoup plus stricte (Penrose Field Conference - Ophiolites, 1972), l'expression "ceinture ophiolitique" (Blais et al., 1976) et "ophiolitoïde" (Blais et al., 1977 a).

De nombreux auteurs ont également considéré l'ensemble des laves basiques et ultrabasiques des ceintures archéennes de roches vertes, comme pouvant être l'équivalent de croûte océanique (Gliksou 1970, 1972 ; Goodwin et Ridler, 1970 ; Windley, 1973, 1977, 1986 ; Condie, 1980, 1981).

La surface couverte à l'heure actuelle par la ceinture est négligeable par rapport à la surface du socle granito-gneissique. La question qui se pose est de savoir si cette ceinture correspond aux restes d'un vaste océan ou non d'autant plus que de nombreuses ceintures identiques à celles de Finlande orientale existent en territoire soviétique. Si les roches vertes sont des reliques d'un vaste océan aujourd'hui disparu, la croûte océanique aurait alors été enfouie par subduction dans le manteau. Mais de nombreux arguments proposés par Martin (1985) tendent à s'opposer à cette subduction. Je résumerai ici les principaux points :

- la tectonique dans les roches vertes et dans le socle à proximité immédiate est verticale alors que dans le cas d'une subduction, la tectonique est plutôt tangentielle (collision) avec des zones de chevauchement.
- la nature du socle est la même de part et d'autre des roches vertes. Il ne semble pas s'agir de 2 continents différents actuellement juxtaposés, mais plutôt du même bloc continental.
- la quantité de magma calco-alkalin tardif est faible et semble être incompatible avec un vaste océan et des phénomènes de subduction de grande amplitude provoquant la fusion partielle de la croûte océanique.

Ces évidences font que l'hypothèse de l'existence d'un vaste océan doit être rejetée. Il faut mieux envisager le développement d'une croûte océanique de dimension restreinte dans un environnement ensialique : environnement géotectonique de type proto-rift avec ouverture de faible amplitude, le processus s'arrêtant rapidement en interdisant le développement d'un vaste océan (Blais et al., 1977 a ; Martin, 1985).

Une autre particularité de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi est le fait qu'elle soit constituée d'un seul grand cycle d'activité volcanique ayant évolué depuis des komatiites à la base, à des tholéiites associées puis à des volcanites différenciées au sommet, alors que dans d'autres boucliers archéens, les ceintures de roches vertes sont polycycliques : Abitibi (Goodwin, 1979 ; Capdevila et al., 1982), Swaziland (Anhaeusser et al., 1969), Province Supérieure (Ayles, 1977).

La structure générale de la ceinture est celle d'un vaste synforme (Fig. 12-6) dont les contacts avec le socle, malheureusement invisibles, sont le plus souvent faillés. L'estimation de l'épaisseur actuelle des séries volcaniques est de l'ordre de 5000 à 6000 m (Blais et al., 1978 ; Taipale et al., 1980). La largeur maximale de la ceinture est de 20 km, parfois cette largeur n'est que de quelques kilomètres. La forme linéaire n'est donc pas entièrement primaire et les roches vertes devaient couvrir à l'origine de plus vastes étendues. Au Canada, Goodwin et Ridler (1970) ont décrit de très vastes complexes volcaniques de 100 à 175 km de diamètre, constitués de plusieurs centres éruptifs. Pour Gorman et al. (1978), les ceintures de roches vertes se sont mises en place le long de zones de distension, analogues aux rifts actuels, avec édification d'énormes volcans boucliers au dessus de la croûte sialique intensément fracturée. On peut donc conclure que si la forme générale de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi est bien une conséquence de la mise en place dans un système de rift, elle ne reflète vraisemblablement pas l'extension réelle de l'ensemble du complexe volcanique.

En fait, la compréhension du système de mise en place et du fonctionnement de tels rifts archéens associés à du volcanisme komatiitique ne sera possible que lorsque l'on connaîtra parfaitement les autres ceintures de Karélie orientale (Fig. 12-7). La ceinture étudiée ici n'est qu'une partie d'un système beaucoup plus complexe au sein duquel Rybakov et Lobach-Zhuchenko (1981), Lobach-Zhuchenko et al. (1986) distinguent 6 ensembles à direction méridienne dominante. Ces ensembles séparés de 50 à 80 km (?), sont d'après les auteurs plus anciens à l'Est (2,9 Ga) et plus récents (2,8 - 2,6 Ga) en Karélie occidentale et en Finlande orientale. On pourrait envisager ici une fracturation du socle granito-gneissique se déplaçant d'Est en

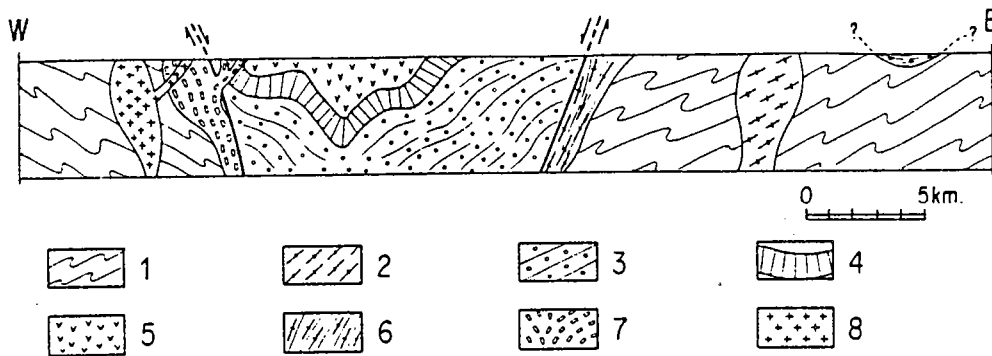


Fig. 12-6 : Coupe schématique à travers la ceinture archéenne de Kuhmo-Suomussalmi (extrait de Martin et al., 1984). 1 = gneiss gris de Kivijärvi (2.86 Ga); 2 = gneiss gris de Naavala (2.62 Ga); 3 = séquence volcanique inférieure basique et ultrabasique (2.65 Ga); 4 = métasédiments; 5 = volcanites acides Luoma (2.50 Ga); 6 = plutons granodioritiques calco-alcalins (post 2.65 et anté 2.50 Ga); 7 = gneiss ocellés (2.50 Ga); 8 = leucogranites roses (2.41 Ga).

Ouest, avec une longueur d'onde relativement constante mais dont la cause est inconnue. La ceinture Kuhmo-Suomussalmi n'est que l'image la plus occidentale de ce système de fracturation.

Peut-être faut-il voir dans ce système de rift, né dans la croûte continentale, la remontée d'un panache mantellique. La genèse des magmas komatiitiques nécessite la fusion de près de 50% de la pyrolite, associée à des températures élevées (1800-1900°C) et des hautes pressions. Divers auteurs imaginent de grandes profondeurs pour la genèse des magmas komatiitiques (150 à 400 km pour Nisbet, 1982 ; 400 pour Nesbitt et Sun 1976 ; Nesbitt et al., 1979). Les données récentes (Mc Kenzie, 1984 ; Takahashi et Scarfe, 1985) montrent que la fusion partielle d'un diapir mantellique à des profondeurs de l'ordre de 150-200 km engendre des liquides komatiitiques. Le diapir mantellique est initié à des profondeurs encore plus élevées, pouvant même approcher l'interface coeur-manteau pour Campbell et Jarvis (1984). La remontée du diapir crée une anomalie thermique et un bombement provoquant de façon classique un amincissement crustal et initie le développement du rift (Bickle et al., 1975 ; Condie 1975, 1980, 1981 ; Nesbitt et al., 1979 ; Nisbet, 1982).

Ce diapir mantellique subissant des phénomènes de fusion partielle a dû fonctionner dans une gamme de temps relativement courte et devait être de dimensions réduites car l'activité volcanique, contrairement à ce qui se passe dans d'autres ceintures de roches vertes, a été monocyclique. Peut-être faut-il voir là la raison pour laquelle l'activité volcanique s'est arrêtée au stade proto-rift.

3° - Le magmatisme calco-alcalin :

Le magmatisme calco-alcalin tardi-ceinture de roches vertes se manifeste sous 2 formes :

- une activité volcanique intermédiaire à acide que j'ai étudiée sous le nom de volcanites de Luoma (région Nord de Suomussalmi) et volcanites de Koivumäki (ceinture de Tipasjärvi).
- des plutons granodioritiques et granitiques qui ont été étudiés par Martin (1985) et Querré (1985).

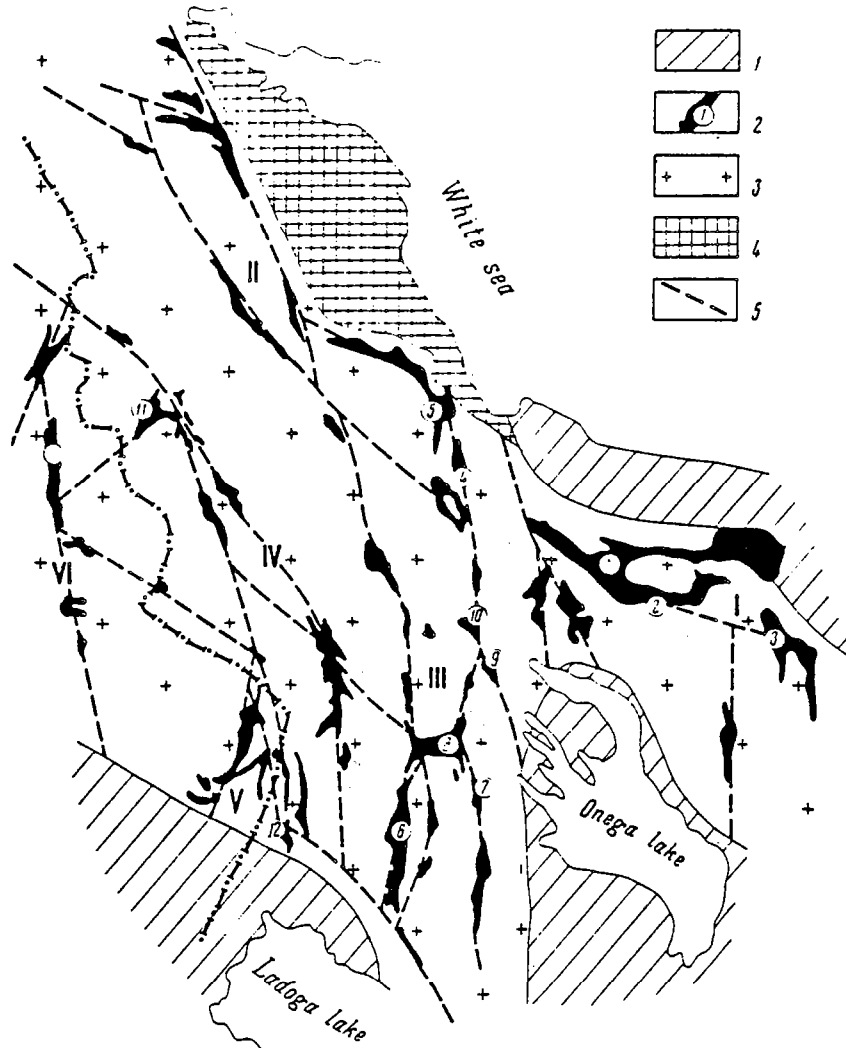


Fig. 12-7 : Carte simplifiée montrant la répartition des ceintures de roches vertes dans le craton karélien (d'après Rybakov et Lobach-Zhuckenko, 1981).

Carte géologique : 1 = Roches protérozoïques.

2 = Ceintures de roches vertes.

3 = Socle granito-gneissique.

4 = Bélomorides.

5 = Failles.

Répartition des ceintures :

I = Ceinture de Sumozero-Kenozero.

II = Ceintures de Parandovo-Tikshozero.

III = Ceintures de Vedlozero-Segozero.

IV = Ceintures de Himola-Kostomuksa.

V = Ceinture de Ilomantsi.

VI = Ceintures de Suomussalmi-Kuhmo-Tipasjärvi.

3.1. Contraintes :

Les roches magmatiques calco-alkalines se sont mises en place (a) sous la forme d'andésites, de dacites et de rhyolites au dessus des composants ultrabasiques et basiques constituant la séquence inférieure des ceintures et (b) sous la forme de granodiorites et granites intrusifs à la fois dans la ceinture et le socle environnant. J'ai précédemment insisté sur la nature calco-alkaline de ce magmatisme (Fig. 10-10) et il faut noter que si sa position stratigraphique ne fait pas l'unanimité et est toujours l'objet de débats (chapitre 3 ; Saverikko 1988 ; Martin et Barbey, 1988), par contre sa nature calco-alkaline n'a jamais été contestée (Lobach-Zhuchenko et al., 1976 ; Blais et al., 1977 a et 1977 b ; Gaál et al., 1978 ; Taipale, 1983 ; Martin et Querré, 1984).

Le magmatisme calco-alkalin est géographiquement associé à la ceinture de roches vertes. Les volcanites de luoma sont localisées à la partie supérieure de l'édifice, affleurant dans la partie septentrionale de la ceinture de Suomussalmi qui correspond à la partie la plus large de la formation et semble-t-il la moins érodée. Très schématiquement, ces volcanites occupent le coeur d'un synforme et sont inconnues à l'extérieur, sur le socle par exemple.

Les cartes géologiques anciennes (Wilkman, 1921 ; Matisto, 1958) ou plus récentes (Hyppönen 1973, 1976, 1978 ; Hanski 1979 ; Taipale 1979 ; Tuokko 1979) ainsi que toutes les observations de terrain montrent que les granodiorites à phénocristaux (actuellement sous la forme de gneiss ocellés) et les granites roses sont intrusifs (1) rarement dans la ceinture de roches vertes, (2) plus souvent dans le socle granito-gneissique à proximité de la ceinture, (3) très fréquemment au contact socle-ceinture de roches vertes. Le modèle géotectonique devra tenir compte de ce lien géographique entre les magmas calco-alkalins et la ceinture.

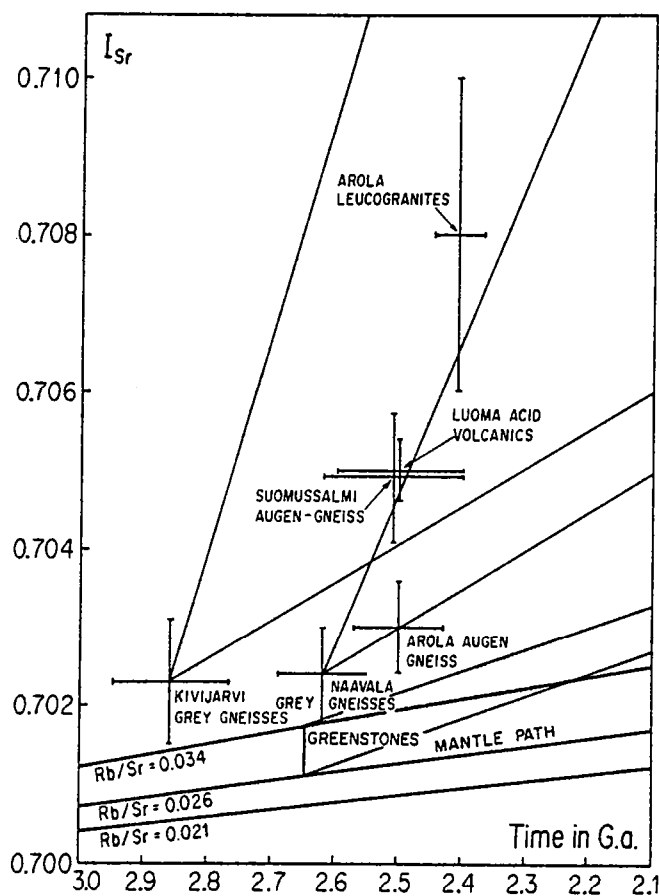


Fig. 12-8 : Diagramme I_{Sr} - Temps montrant l'évolution des roches archéennes de Finlande Orientale (extrait de Martin et al., 1984).

Les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{Sr}) des roches calco-alkalines sont élevés (0,703 à 0,705 pour les granodiorites et volcanites acides; 0,708 pour les granites roses - Martin et al., 1983 a ; Martin et Querré, 1984 ; Martin et al., 1984 ; Martin 1985 ; Querré 1985). La figure 12-8 extraite de Martin et al. (1984) montre clairement que les I_{Sr} excluent une origine des magmas calco-alkalins à partir du manteau ou même des volcanites du cycle inférieur de la ceinture de roches vertes. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ces deux sources possibles sont en effet trop faibles au moment de la mise en place (2,5 Ga) de ces magmas calco-alkalins. Les gneiss gris sont de meilleurs candidats pour ce rôle de roche mère, notamment les gneiss gris de type Kivijärvi (Martin et al., 1983 a ; Martin et Querré 1984 ; Martin et al., 1984).

De plus, Martin (1985) et Querré (1985) ont insisté sur le rôle important joué par les phénomènes de contamination au cours de la genèse des magmas calco-alkalins; l'agent contaminant provenant des roches vertes (carbonatation ou assimilation). Ceci montre donc que l'association ceinture de roches vertes et magmatisme calco-alkalin est, non seulement géographique, mais également génétique.

Les contacts directs entre la ceinture et le socle sont, comme dans beaucoup d'autres exemples, inconnus. Ils sont soit masqués par l'intrusion de roches plutoniques granodioritiques ou granitiques, soit très fortement déformés par une tectonique cassante. Cette tectonique se manifeste sous la forme de failles normales avec un mouvement relatif descendant de la ceinture par rapport au socle (Blais et al., 1977 a).

3.2. Discussion et modèle :

Deux groupes principaux d'hypothèses peuvent expliquer l'origine et le développement de l'activité magmatique calco-alkaline :

- la genèse des magmas calco-alkalins est en relation avec les zones de subduction. Ils correspondent au produit de la fusion partielle de la plaque océanique basique descendante, comme cela est le plus souvent couramment admis, ou du manteau hydraté sus-jacent.
- ou bien, au cours d'un enfoncement par subsidence des roches vertes dans la croûte sialique, la base de la ceinture et cette croûte ont atteint les conditions thermodynamiques de la fusion partielle engendrant ainsi les magmas calco-alkalins.

3.2.1. Hypothèse de la subduction :

Dans ce cas, le style tectonique de la ceinture aurait dû être plutôt horizontal et non pas vertical comme c'est le cas ici.

Une subduction induit une zonation du magmatisme calco-alkalin. Par exemple, il est bien connu que lorsqu'on s'éloigne du "trench" la composition du magma varie, les teneurs en K_2O augmentant à SiO_2 identique (Kuno 1959, 1960 ; Dickinson 1968 ; Miyashiro 1972 ; Lefèvre 1973 ; Gill 1981). Non seulement on ne retrouve pas une telle zonation du magmatisme dans la région étudiée ici mais la subduction ne peut expliquer l'agencement symétrique de part et d'autre de la ceinture de ces magmas calco-alkalins.

Les données géochimiques ont montré que ces magmas correspondaient au recyclage des gneiss de Kivijärvi. Dans l'hypothèse d'une subduction, les magmas calco-alkalins sont d'origine mantellique : soit fusion de la croûte océanique, soit fusion du coin de manteau hydraté. Là encore, il y a incompatibilité entre le modèle et la réalité.

Les divers arguments développés antérieurement ont montré que l'ouverture du rift ne pouvait être importante et s'était vraisemblablement arrêtée à un stade de rift proto-océanique. Dans le cas d'une subduction, les magmas calco-alkalins émis nécessitent le fonctionnement prolongé de la subduction ce qui est incompatible avec un système de type proto-rift. Il est clair que tous les arguments militent contre l'hypothèse de subduction.

3.2.2. Hypothèse de la subsidence :

L'hypothèse de la subsidence d'une ceinture de roches vertes dans une croûte sialique s'appuie sur les modèles expérimentaux de Ramberg (1967) et a été développée par Gorman et al. (1978). Dans un dernier article, les auteurs emploient des expressions telles "central sink", "region of subsidence" ou "inverted mushroom" pour décrire ce phénomène. Plus tard, Goodwin et Smith (1980) proposent le terme de "sag-subduction" ou "sag-duction" pour nommer ce processus. En fait, dès 1971, Anhaeusser évoquait déjà "the evolutionary development of a greenstone belt by progressive down-sagging of a volcanic-sedimentary basin into a thin unstable primitive crust" (in Windley, 1986). De plus Windley (1973) publiait un modèle d'évolution archéenne par rifting d'une croûte sialique antérieure avec intervention de l'inversion de densité. Goodwin (1977) voyait des phénomènes de "simple sagging of thin lithosphere" pour expliquer la tectonique archéenne plutôt que des mouvements impliquant des phénomènes de subduction. Plus récemment, Kröner (1981) et Goodwin (1981) utilisent les expressions ou les termes de sagduction -sagging process - sag subduction (rift and sag model ou rift and sag process pour décrire ce processus que Gorman et al. (1978) décomposent en cinq épisodes (Fig. 12-9) :

- (1) Sur une croûte sialique, mise en place d'un grand volcan bouclier avec abondance de laves komatiitiques (100 km de diamètre pour une épaisseur de l'ordre de 5000 m à 7000 m).
- (2) Du fait de l'inversion du gradient de densité, la partie centrale - mais aussi les composantes plus périphériques - du volcan ont tendance à s'enfoncer.

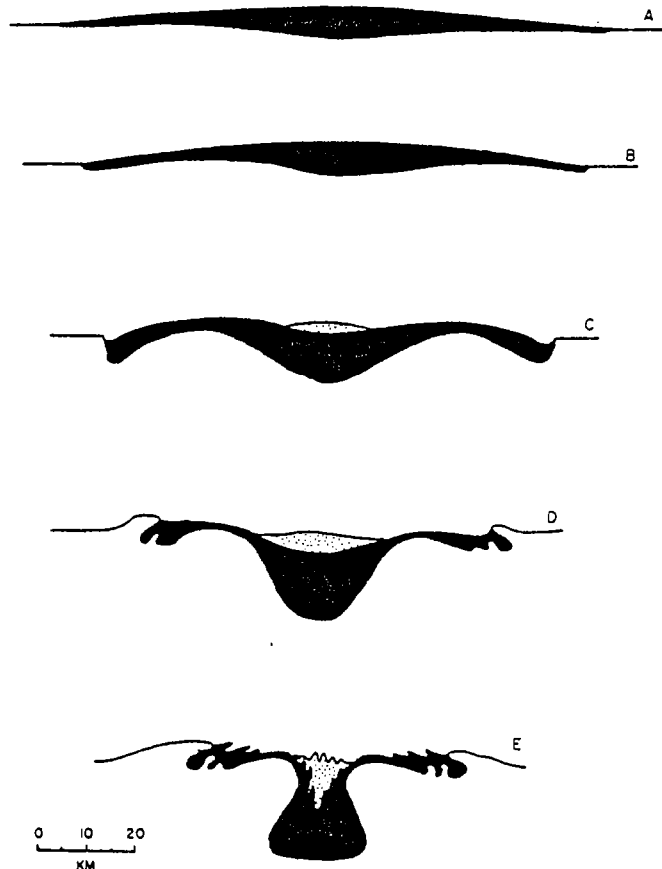


Fig. 12-9 : Représentation schématique des étapes de déformation d'une ceinture de roches vertes surmontant une croûte sialique : A - stade initial, E - stade final.

(3) Le mouvement descendant s'accroît développant ainsi dans la partie centrale un bassin dans lequel s'accumulent des sédiments détritiques. Latéralement, peuvent se développer des synformes marginales.

(4) La subsidence se poursuivant provoque un raccourcissement de l'ensemble volcanique alors que le bassin sédimentaire s'approfondit.

(5) La forme obtenue est celle d'un champignon inversé.

La question est : peut-on appliquer un tel modèle à la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi ?

Nous savons que la mise en place de formations volcaniques komatiitiques et tholéiitiques constituant la ceinture s'est effectuée sur une croûte sialique (gneiss de Kivijärvi), or la densité très élevée de ces volcanites ($\sim 3,2$ pour les komatiites, $\sim 3,0$ pour les tholéiites) tranche nettement avec celle moindre du socle ($\sim 2,7$). En d'autres termes, tout au long du rift proto-océanique, des roches basiques et ultrabasiques très denses surmontent des tonalites et des granodiorites de densité moindre. Quand la pile volcanique a atteint une épaisseur critique (moins de 5 à 7 km selon Gorman et al., 1978) la subsidence commence et les formations vertes s'enfoncent dans la croûte sialique.

L'épaisseur actuelle de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi est de l'ordre de 5000 m (Blais et al., 1978) ; Taipale et al. (1980) l'estimant à 5000 à 6000 m. En Karélie Soviétique, les épaisseurs des séries basiques et ultrabasiques estimées par Rybakov et Lobach-Zhuckenko (1981) sont du même ordre de grandeur. Gorman et al. (1978) considèrent que la subsidence ne peut commencer que si le complexe volcanique au-dessus de la croûte sialique a une épaisseur de l'ordre de 5-7 km : cette condition est réalisée en Finlande Orientale.

Les affleurements de roches vertes, de petite taille et disposés sur le socle gneissique, tendent à montrer que initialement les formations constituant la ceinture actuelle devraient avoir une extension géographique plus importante que ne l'indiquent les affleurements actuels (Gaál et al., 1976 ; Rybakov et Lobach-Zhuckenko, 1981 ; Martin et al., 1984). Ce point est également en accord avec l'hypothèse d'un volcan bouclier de Gorman et al. (1978).

De plus, ces auteurs pensent que les roches vertes vont entraîner dans leur mouvement une partie de la croûte sialique adjacente, celle-ci subissant ensuite des phénomènes de fusion partielle pouvant produire le magmatisme calco-alcalin. Cette fusion devait de plus être facilitée par la présence même des komatiites (et donc la remontée vraisemblable d'un diapir mantellique) qui nécessitaient des gradients géothermiques élevés au niveau du rift. Aux abords même de la ceinture, le gradient géothermique devait être plus élevé que dans le reste du socle environnant.

Cette hypothèse de sagduction explique bien les relations de terrain entre les diverses formations et est cohérente avec les processus pétrogénétiques et géodynamiques envisagés par la genèse et l'évolution du socle et de la ceinture de roches vertes. Elle explique bien les relations génétiques et géographiques entre la séquence volcanique basique et ultrabasique de la ceinture d'une part et le magmatisme calco-alcalin d'autre part.

Du point de vue tectonique, le modèle de Gorman et al. (1978) prédit une structure générale de synforme avec, au coeur, les formations sédimentaires ; les plans axiaux des plis, la schistosité et/ou la foliation devant être verticaux ou subverticaux. Ce modèle suggère également que les contacts ceinture - socle adjacent sont faillés (failles normales avec un mouvement relatif descendant de la ceinture). Les études de terrain ont montré que toutes ces structures sont réalisées dans la ceinture étudiée.

Il faut noter également que les magmas calco-alcalins résultant de l'anatexie des gneiss au contact des roches vertes se mettent en place aux abords de la ceinture. En effet, cette hypothèse de sagduction permet d'expliquer que la zone de contact entre le socle et la ceinture,

affectée par une tectonique cassante, constitue une zone de faiblesse servant de "guide" pour les magmas calco-alcalins. Ceux-ci, engendrés au contact de la base de la ceinture de roches vertes, vont avoir tendance à remonter le long de cette zone de faiblesse. Martin (1985) et Querré (1985) ont montré que dans cette zone certains plutons granodioritiques étaient déformés, d'autres massifs ne l'étaient pas. Ceci démontre clairement que le magmatisme calco-alcalin s'est développé sur une longue période. La subsidence de la séquence volcanique inférieure de la ceinture de roches vertes devait continuer après le début de l'anatexie sialique en profondeur. Les premiers magmas ainsi créés se mettaient en place au contact ceinture-socle où ils étaient ensuite déformés par le mouvement subsident de la ceinture. Quand les derniers plutons ont fait intrusion, la subsidence était terminée et ainsi ils ne se sont pas trouvés déformés. L'âge de 2,5 Ga pour les granodiorites à phénocristaux (Martin, 1985) doit correspondre à la fin des processus de sagduction.

Nous pensons (Martin et al., 1984 ; Barbey et Martin, 1987) que le modèle de la "sagduction" de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi permet d'expliquer les caractéristiques tectoniques et géochimiques du magmatisme calco-alcalin ainsi que sa disposition géographique. Ce processus ne nécessite pas de changements dans les conditions géodynamiques régionales mais est une conséquence logique de la mise en place de la séquence volcanique ultrabasique et basique de la ceinture et donc du processus de rifting initial.

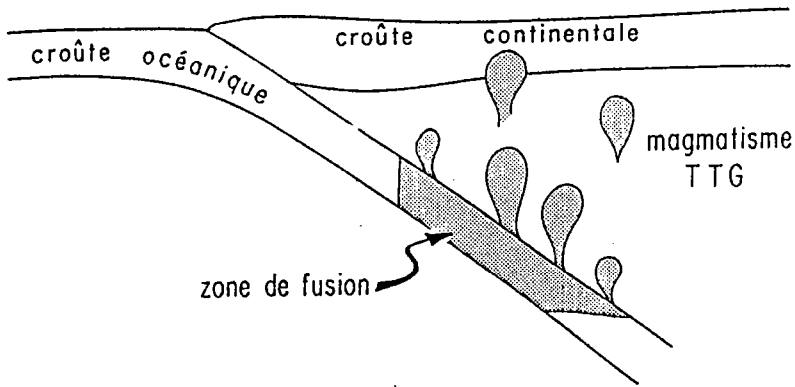
4° Conclusion :

Le tableau 12-2 et la figure 12-10 résument de façon synthétique (et très schématique) l'histoire des roches archéennes affleurant à l'heure actuelle en Karélie finlandaise.

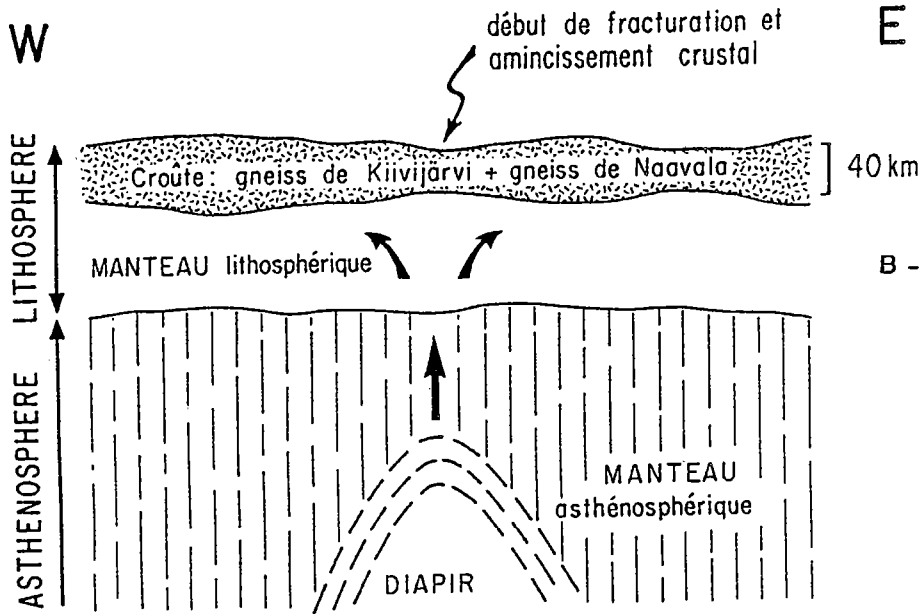
L'événement géologique le plus ancien reconnu dans la région est la mise en place des magmas TTG produits par fusion partielle d'une croûte "océanique" (transformée en amphibolite à grenat). Ce processus s'est effectué dans des zones de subduction (Fig. 12-10 A). Ensuite, ces roches plutoniques TTG ont été déformées, transformées en gneiss gris. La croûte continentale ainsi formée a subi des phénomènes de début de fracturation et d'amincissement donnant naissance à un rift (avec vraisemblablement une invasion marine peu profonde), rift caractérisé par des failles normales et symétriques (Fig. 12-10 B et C). Cet épisode correspond à la remontée progressive d'un diapir mantellique, peut être en réponse à des mouvements profonds de convection, engendrant ainsi une anomalie thermique. Les komatiites principalement et les tholéiites, produites par fusion partielle de ce manteau, remontent à la faveur de ces failles normales existantes et se mettent en place sous une tranche d'eau (laves en oreillers) sur ce socle aminci et fracturé (Fig. 12-10 C).

Les laves komatiitiques et tholéiitiques denses surmontent la croûte sialique moins dense créant ainsi une inversion de densité qui induit le mouvement descendant de cet ensemble volcanique, processus de sagduction, vraisemblablement facilité par la présence des fractures normales dues à la création du rift (Fig. 12-10 D). Un tel modèle résume parfaitement bien cette évolution de "rift-and-sag-process" tels que Goodwin et Smith (1980) l'ont pensée. Dans le cas de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi, la présence de diverticules latéraux (esquisse géologique hors texte), en plus d'autres arguments tectoniques (ch. 3), permet de préciser que ce processus de sagduction s'est effectué avec un cisaillement dextre majeur.

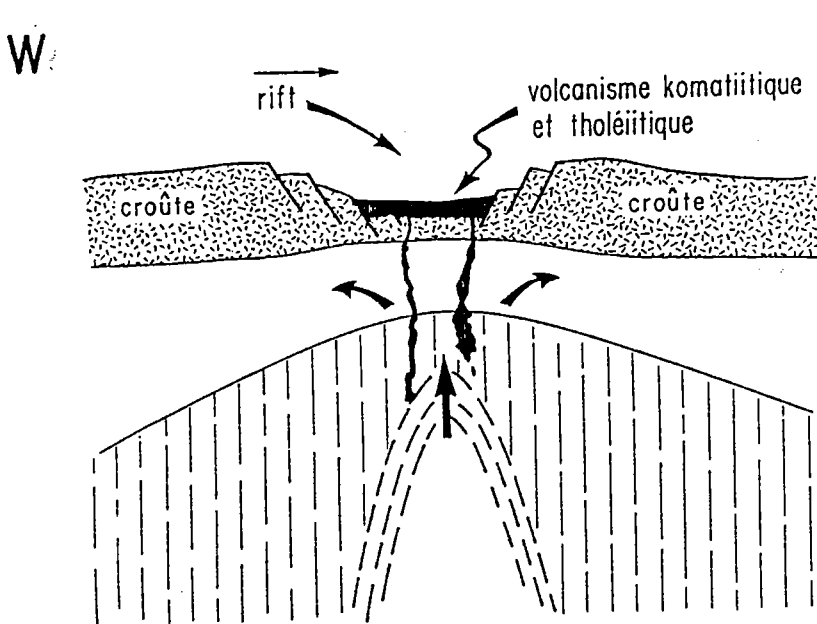
Ce diapirisme inverse provoque donc l'enfoncement de la ceinture de roches vertes et du socle adjacent vers des profondeurs où la fusion partielle de ce socle sera possible, facilitée de plus par l'anomalie thermique élaborant ainsi les magmas calco-alcalins (Fig. 12-10 E). Une certaine contamination par des roches basiques (assimilation) a lieu au niveau de leur source. Les magmas ainsi engendrés remontent vers la surface où ils se mettent en place soit sous forme de volcanites dans la ceinture ou en bordure de celle-ci, soit comme plutons granodioritiques dans le socle ou près des contacts socle-ceinture.



A - Stade précoce : ~ 2.9 Ga
 Formation de la croûte continentale
 gneiss de Kivijärvi



E
 B - Stade initial : ~ 2.70 Ga



E
 C - Extension (rifting) et début du volcanisme komatiitique et tholéiitique. 2.70-2.65 Ga.

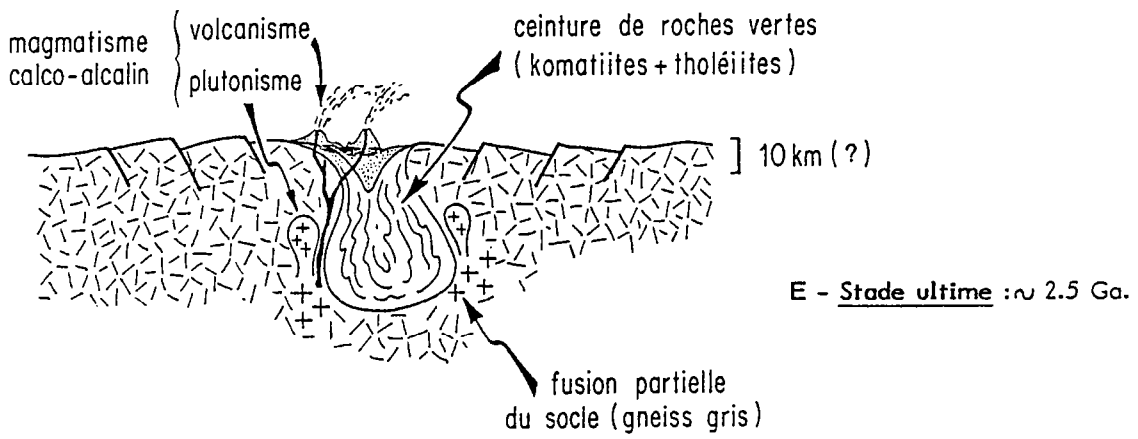
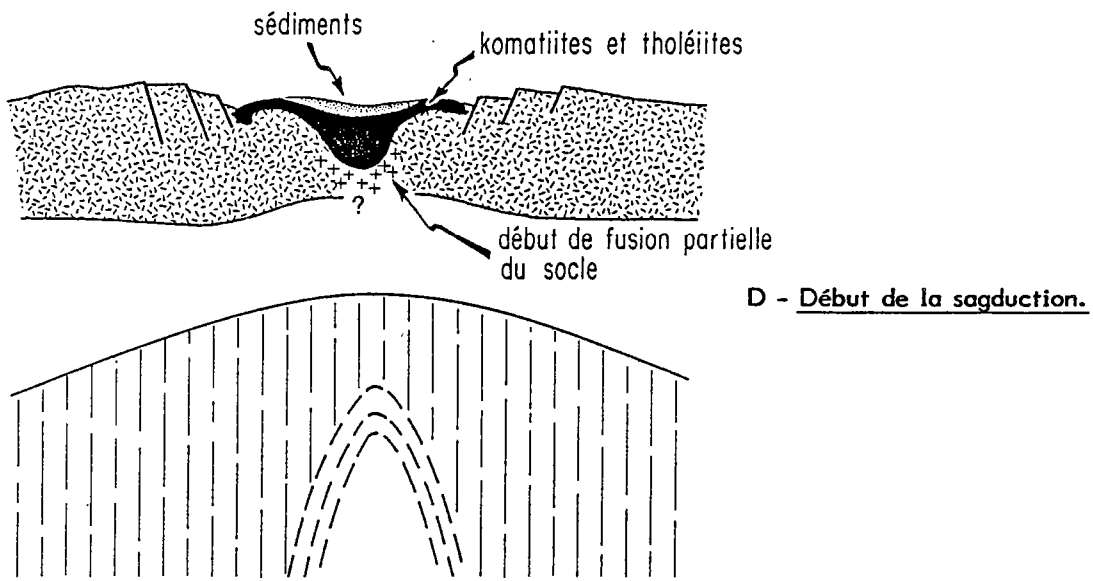


Fig. 12-10 : Schémas résumant l'histoire des roches archéennes de Karélie finlandaise.

| Age (Milliards d'années) | Socle granito-gneissique | Ceinture de roches vertes | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Environnement géotectonique |
|-----------------------------|---|---|---------------------------------|--|
| K A R E L I E N | | | | |
| 2.0 | Dykes de dolérite | | | |
| A R C H E E N | | | | |
| 2.41 | Granites roses | | 0.708 | Sagduction de la ceinture de roches vertes |
| 2.5 | Granodiorites à phénocristaux | Séquence volcanique supérieure (intermédiaire à acide). | 0.7030 à 0.70350 | |
| 2.5 à 2.65 | Plutons granodioritiques précoces. | Métasédiments provenant de l'altération des gneiss gris | | |
| 2.65 | | Séquence volcanique inférieure (mafique et ultramafique) | 0.701 | Rift proto- océanique |
| 2.62 à 2.65 | Emplacement des magmas donnant ensuite les gneiss gris de Naavala | | 0.7024 | Zone de Subduction |
| 2.86 | Emplacement des magmas donnant ensuite les gneiss gris de Kivijärvi | | 0.7023 | |
| > 2.86 | Croûte océanique primordiale (inclusions basiques dans les gneiss de Kivijärvi) | | | ? |

Tab. 12-2 : Tableau synthétique résumant l'histoire des roches archéennes de Karélie finlandaise.

Ce modèle général d'évolution géodynamique de la croûte archéenne de Finlande orientale tient compte au maximum des données de terrain, des contraintes pétrographiques, géochimiques et géochronologiques. Il tient compte du fait que la tectonique des plaques existait à l'Archéen (subduction, rifting par exemple) -même si certains aspects tels les gradients géothermiques, le nombre et la taille des plaques etc... pouvaient varier- et démontre quelques spécificités de cette époque de l'histoire de la Terre : présence de komatiites et processus de sagduction en relation avec l'existence de telles laves ultrabasiques denses.

Pour être complet, mais les données à ce sujet ne sont que très parcellaires et très fragmentaires, il faut insister sur la variation des âges des ceintures publiés récemment par Lobach-Zhuckenko et al. (1986). J'ai signalé (Fig. 12-7) qu'en Karélie soviétique existaient également des ceintures de roches vertes, en direction grossièrement méridienne. Or ces auteurs montrent que l'âge de mise en place de ces formations volcaniques varie : les plus anciennes (> 2.9 Ga) correspondent aux ceintures les plus orientales en Russie, les plus jeunes (2.8 - 2.6 Ga) affleurent dans les terrains les plus occidentaux (Ouest Karélie soviétique et Finlande orientale). Pour expliquer une telle variation (âges plus jeunes à l'Ouest qu'à l'Est) il faudrait donc envisager un mouvement

d'Ouest vers l'Est d'une plaque karélienne au-dessus d'une zone fixe de production de magma (Fig. 12-10 C) ; les auteurs employant dans leur publication l'expression "mantle plume".

Il me semble évident qu'une telle conclusion doit être étayée par plus de résultats géochronologiques et paléomagnétiques associés à une parfaite connaissance du terrain de part et d'autre de la frontière Russo-Finlandaise.

III - RELATIONS CROÛTE-MANTEAU ET HÉTÉROGÉNÉITÉS MANTELLIQUES A L'ARCHEEN DANS LE BOUCLIER BALTIQUE :

1° Introduction :

Cette partie archéenne du bouclier baltique nous a donc amenés à la publication de deux travaux complémentaires : l'un portant sur le socle et les roches plutoniques associées (Martin, 1985) et ce travail focalisé sur la ceinture de roches vertes. Cette complémentarité nous a conduits à une réflexion commune (Blais et Martin, en préparation) concernant les relations croûte-manteau et le problème des hétérogénéités mantelliques.

Selon les travaux récents (Mc Lennan et Taylor, 1982 ; Reymer et Schubert, 1984) à peu près 80 % de la croûte continentale étaient formés à la fin des temps archéens (2.5 Ga). Le rapport croûte/manteau est de l'ordre de 5/1000 (Taylor et Mc Lennan, 1985) et donc l'extraction de la croûte ne doit pas avoir produit de changement significatif dans la composition du manteau vis-à-vis des éléments majeurs. Seuls quelques éléments en traces ont été fortement enrichis dans la croûte et corrélativement appauvris dans le manteau. Ceci est surtout valable pour les éléments comme Cs, Ba, Rb, K, U, Th et LREE. La proportion de manteau ayant participé à la genèse de la croûte continentale est de l'ordre de 30 à 50 % (Ringwood 1975 ; O'Nions et al., 1980 ; Jacobsen et Wasserburg 1979 ; Taylor et Mc Lennan 1985). Ces proportions correspondent grossièrement au rapport volumétrique manteau supérieur/manteau inférieur.

La région étudiée ici est un bon exemple pour tester l'importance et l'influence de l'extraction de la croûte continentale sur la composition du manteau. Les REE et plus spécialement les LREE, qui sont très enrichies dans la croûte, ont été choisies pour illustrer et discuter les interactions et les relations croûte-manteau. La figure 12-11 reprend et résume les divers types de spectres de Terres Rares rencontrés en Finlande orientale (Jahn et al., 1980 ; Martin 1985, 1987 ; Querré 1985 ; ce travail).

1.1. Le socle granito-gneissique : montre des spectres de Terres Rares caractéristiques des gneiss gris archéens: teneurs en Yb faible (<5), spectres fortement fractionnés (La/Yb varient dans des gammes allant de 15 à 103), pas d'anomalie en Eu significative. Les résultats géochimiques obtenus sur ces gneiss gris (Martin et al., 1984 ; Martin, 1985, 1987) montrent qu'ils sont dérivés du manteau en 3 étapes :

- (a) fusion partielle d'un manteau chondritique donnant naissance à de grandes quantités de tholéiites.
- (b) fusion partielle des tholéiites - alors transformées en amphibolites à grenat- engendrant le magma TTG.
- (c) la cristallisation fractionnée de plagioclase et de hornblende produit la suite différenciée TTG.

Les tholéiites provenant de la fusion partielle du manteau devaient être enrichies en LREE, le spectre utilisé pour le calcul du modèle géochimique (Martin 1985) est la moyenne des tholéiites de la ceinture finlandaise présentant un fractionnement régulier (Jahn et al., 1980 ; Type Th₂, Fig. 10-18, ce travail) ; et est fort proche de la composition moyenne des tholéiites archéennes proposée par Condie (1981).

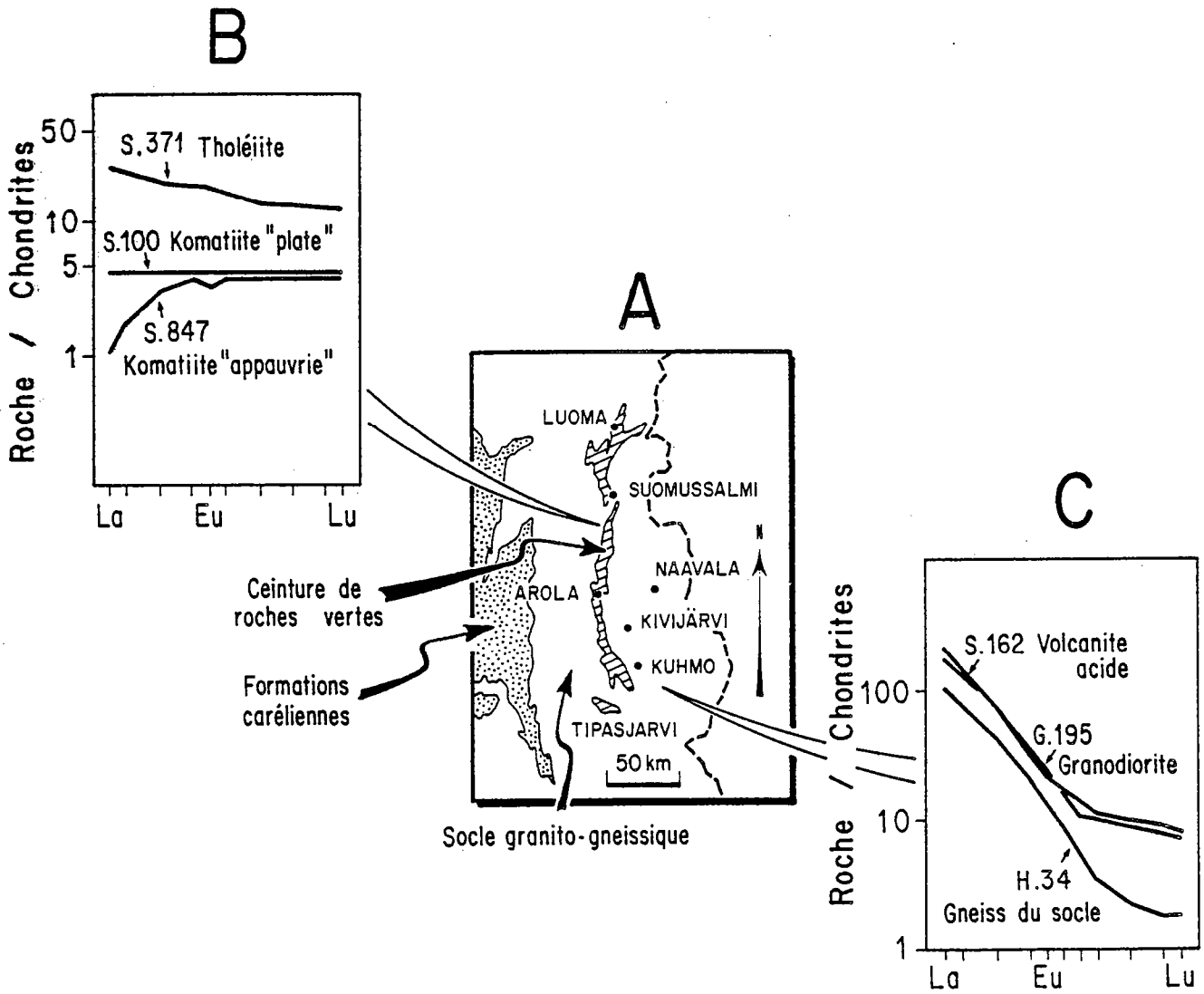


Fig. 12-11 : Principaux types de spectres de Terres Rares rencontrés en Finlande Orientale
 A = schéma de localisation; B = spectres de REE de la ceinture de roches vertes (komatiites et tholéiites) ; C = spectres de REE de gneiss du socle, des intrusions granodioritiques et du volcanisme acide.

1.2. Les komatiïtes : D'importants ($F \sim 50\%$) de fusion partielle du manteau donnent naissance au magma komatiïtique qui, par cristallisation fractionnée d'olivine et de pyroxène, évolue en une suite komatiïtique.

Bien que relativement homogènes du point de vue des éléments majeurs, ces komatiïtes forment en fait 2 groupes vis-à-vis des Terres Rares :

1.2.1. Spectres plats ou très légèrement appauvris en LREE (S.100, Fig. 12-11C) qui en fonction du taux de cristallisation fractionnée varient de 3 à 10 fois les chondrites.

1.2.2. Spectres fortement appauvris en LREE (S. 847, Fig. 12-11 C) dont les HREE varient de 3 à 6 fois les chondrites mais La_N est compris entre 1 et 3.

Ces komatiïtes dérivent de 2 sources mantelliques distinctes : une source chondritique plate et une source appauvrie.

1.3. Les tholéïites : sont produites à partir du manteau ; de faibles taux ($F \sim 10 - 20\%$) de fusion partielle de ce manteau génèrent le magma tholéïtique parent puis la cristallisation fractionnée de pyroxène et de plagioclase, principalement, donne naissance à la suite tholéïtique.

La plupart des tholéïites sont enrichies en LREE (S. 371, Fig. 12-11 C) La_N s'étale de 17 à 50 alors que Yb_N est compris entre 5 et 15.

Ces tholéïites dérivent d'un manteau à spectre plat à 2 fois les chondrites.

1.4. Le magmatisme calco-alkalin tardif s'est mis en place à 2,5 Ga soit sous la forme de volcanites acides à intermédiaires constituant la séquence supérieure de la ceinture de roches vertes ou soit sous la forme de massifs de granodiorites (actuellement transformés en gneiss ocellés) intrusifs dans le socle granito-gneissique.

Les spectres de terres rares caractérisant ce magmatisme sont riches en La ($La_N \sim 150$), les LREE étant plus fractionnées que les HREE qui, au contraire, présentent des spectres plats avec des valeurs en Yb_N variant de 4 à 10 (S. 162 et G. 195). Ces roches sont obtenues par fusion partielle de gneiss gris du socle (Martin 1985 ; Querré 1985).

2°- Discussion :

Ces résultats géochimiques montrent que à 2,65 Ga, époque de mise en place des volcanites constituant le cycle inférieur de la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi, existaient 2 sources mantelliques dans cette partie du bouclier baltique : une source appauvrie en LREE donnant naissance aux komatiïtes appauvries en LREE ; une autre source mantellique aux spectres de REE plats qui donne naissance aux komatiïtes si le taux de fusion partielle est important, aux tholéïites enrichies en LREE si le taux de fusion partielle est moindre. Les calculs géochimiques (chapitre 11) montrent que le manteau source avait soit un spectre plat à 2 fois les chondrites, soit un spectre appauvri en LREE et avec 1,6 à 2 fois les abondances chondritiques vis-à-vis des HREE plates et une teneur en La_N égale ou inférieure à 1. L'existence de telles sources mantelliques appauvries est connue dans la plupart des cratons archéens (Hawkesworth et O'Nions, 1977 ; John 1977 ; Sun et Nesbitt 1978 ; Arndt et Nesbitt 1984 ; Cattell 1987).

Cet appauvrissement du manteau est classiquement interprété comme étant le résultat de l'extraction de la croûte continentale à partir du manteau. Le calcul montre que (Fig. 12-12), après extraction de tholéïites enrichies en LREE, la composition du manteau résiduel qui se trouve

appauvri en LREE, est fort proche de celle du manteau ayant engendré par fusion partielle les komatiïtes appauvries en LREE. Or ce type de tholéiïtes est d'après Martin (1985, 1987) la source des magmas TTG. Ainsi, en Finlande orientale, l'appauvrissement en LREE du manteau archéen peut être expliqué par l'extraction, à partir du manteau, de tholéiïtes qui ultérieurement donneront par fusion partielle la croûte continentale de composition TTG.

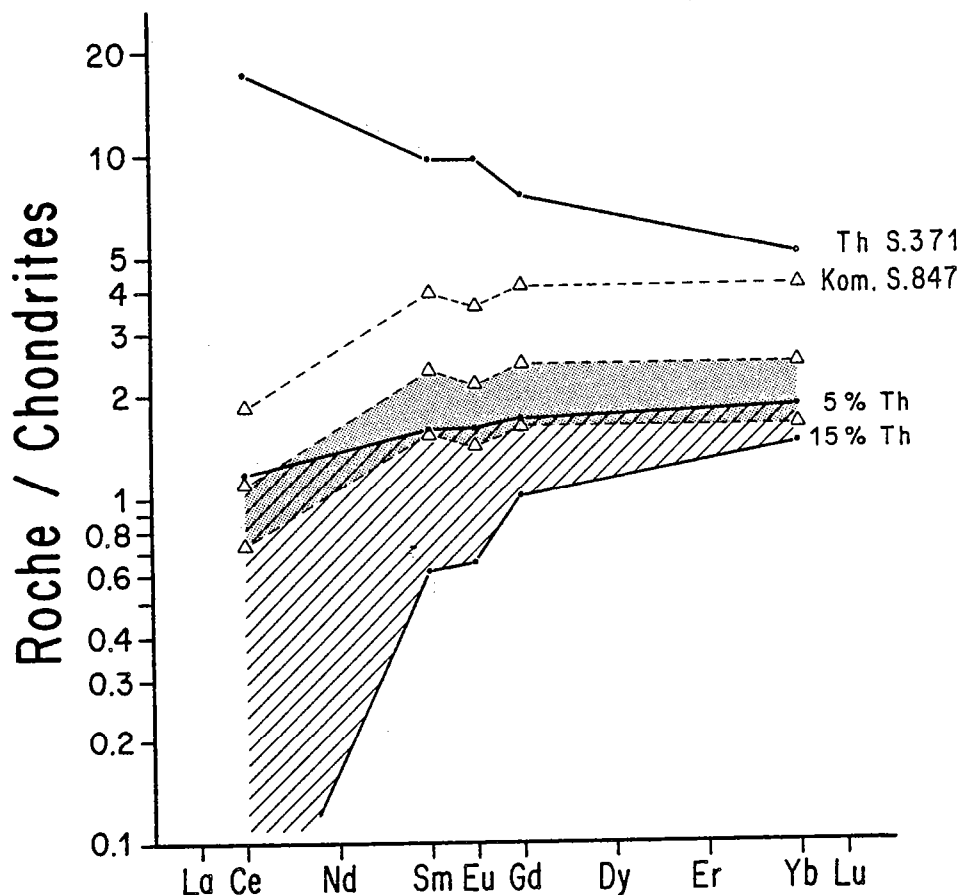


Fig. 12-12 : Comparaison entre :

- composition du manteau (en hachuré), après 5% et 15% de fusion partielle d'un manteau initial à 2X les chondrites, ayant engendré les tholéiïtes de type S.371.
- composition du manteau (en pointillé) appauvri en LREE qui, après fusion partielle, donnera naissance aux komatiïtes de type S.847.

Cette croûte continentale étant datée à 2.9 Ga (gneiss de Kivijärvi), on peut alors conclure que en Finlande orientale, la genèse de la croûte continentale archéenne a créé un appauvrissement en LREE du manteau source. Mais ce processus n'était pas homogène et seules quelques parties de ce manteau ont participé à la création de la croûte, si bien que 2 sources mantelliques (l'une appauvrie, l'autre non) coexistaient jusqu'à 2.65 Ga.

Les figures 12-13 A et B illustrent les relations génétiques entre les différents composants archéens de Finlande orientale dont l'histoire peut se résumer de la façon suivante :

- A 2.9 Ga le manteau chondritique (M.C.) subit une fusion partielle donnant naissance à des tholéiïtes (T) qui ensuite donneront les magmas TTG. Ce mécanisme crée un manteau résiduel appauvri en LREE (M.A.) qui coexistait avec les parties mantelliques chondritiques.
- A 2.65 Ga : (a) la fusion partielle du manteau appauvri (M.A.) donne naissance aux komatiïtes appauvries en LREE (K.A.)

(b) un taux de fusion important du manteau chondritique donne les komatiites (K) aux spectres de Terres Rares plats.

(c) un taux de fusion partielle plus faible s'exerçant sur le même manteau chondritique donne naissance aux tholéiites de la ceinture de roches vertes (T).

- A 2.5 Ga, la fusion partielle du socle TTG donne naissance aux magmas tardifs calco-alcalins : volcanites acides (V.A.) et granodiorites à phénocristaux, ultérieurement transformés en gneiss ocellés (G.R.).

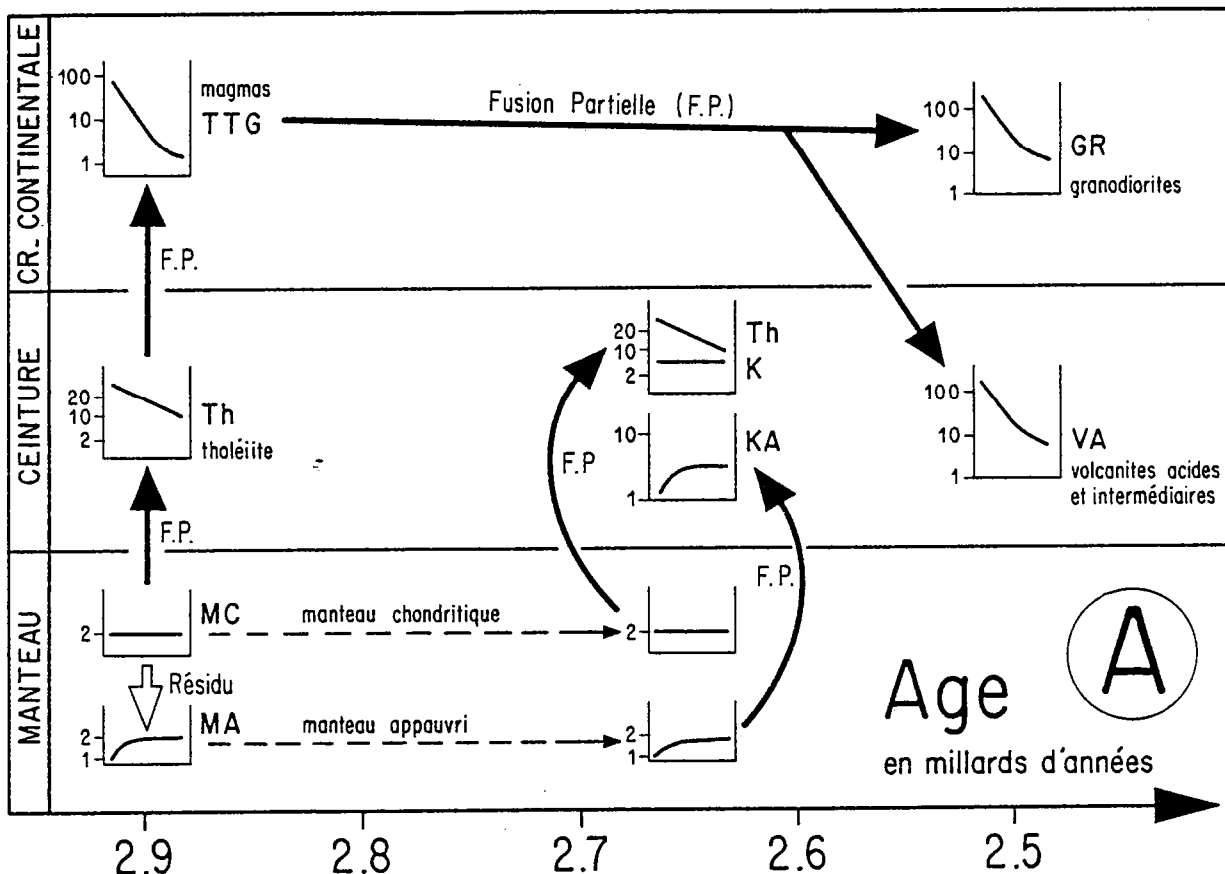


Fig. 12-13 : Diagrammes résumant les relations génétiques entre les différents composants archéens de Finlande Orientale.

A = en fonction du temps.

Cet exemple de Finlande orientale est intéressant et assez inhabituel car les relations dans le temps d'une part et géométriques d'autre part entre l'extraction, la formation de la croûte et la composition du manteau (par l'intermédiaire des roches constituant la ceinture) peuvent être démontrées. De plus, l'étude de cette région montre que les hétérogénéités mantelliques peuvent subsister sur une période aussi longue que 0.25 Ga. Si l'on raisonne par rapport aux basaltes de rides médio-océaniques actuels (MORB) qui sont pour la plupart appauvris en LREE, ceci tend à montrer que le manteau moderne est globalement homogène quant à cet appauvrissement. Il semble donc que les hétérogénéités mantelliques disparaissent et que ce manteau subisse une sorte de réhomogénéisation, liée vraisemblablement à des processus convectifs. Ainsi le manteau supérieur actuel, en dépit d'hétérogénéités locales (métasomatose par exemple) pourrait apparaître globalement comme une source appauvrie relativement homogène.

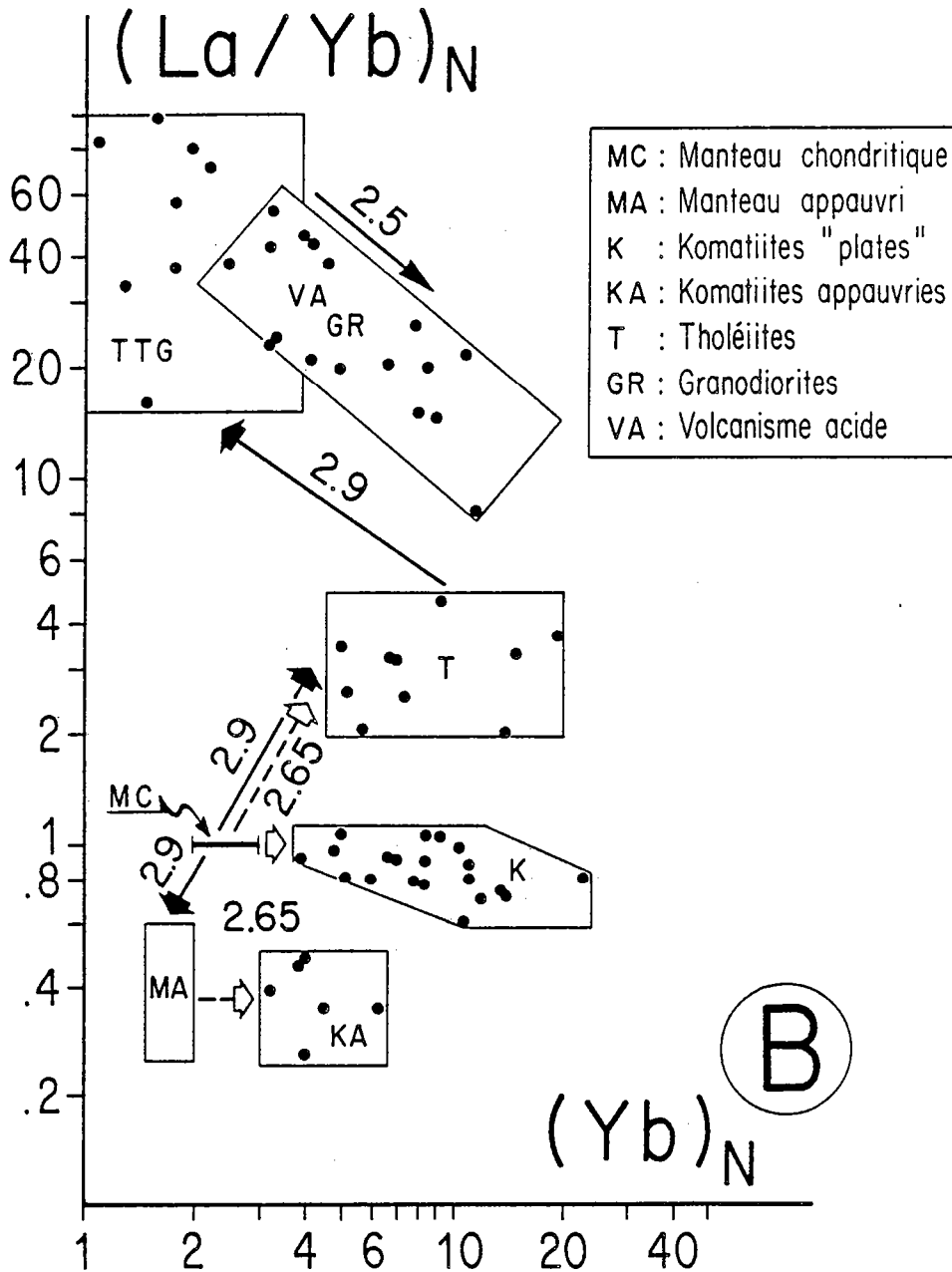


Fig. 12-13 : Diagrammes résumant les relations génétiques entre les différents composants archéens de Finlande Orientale.

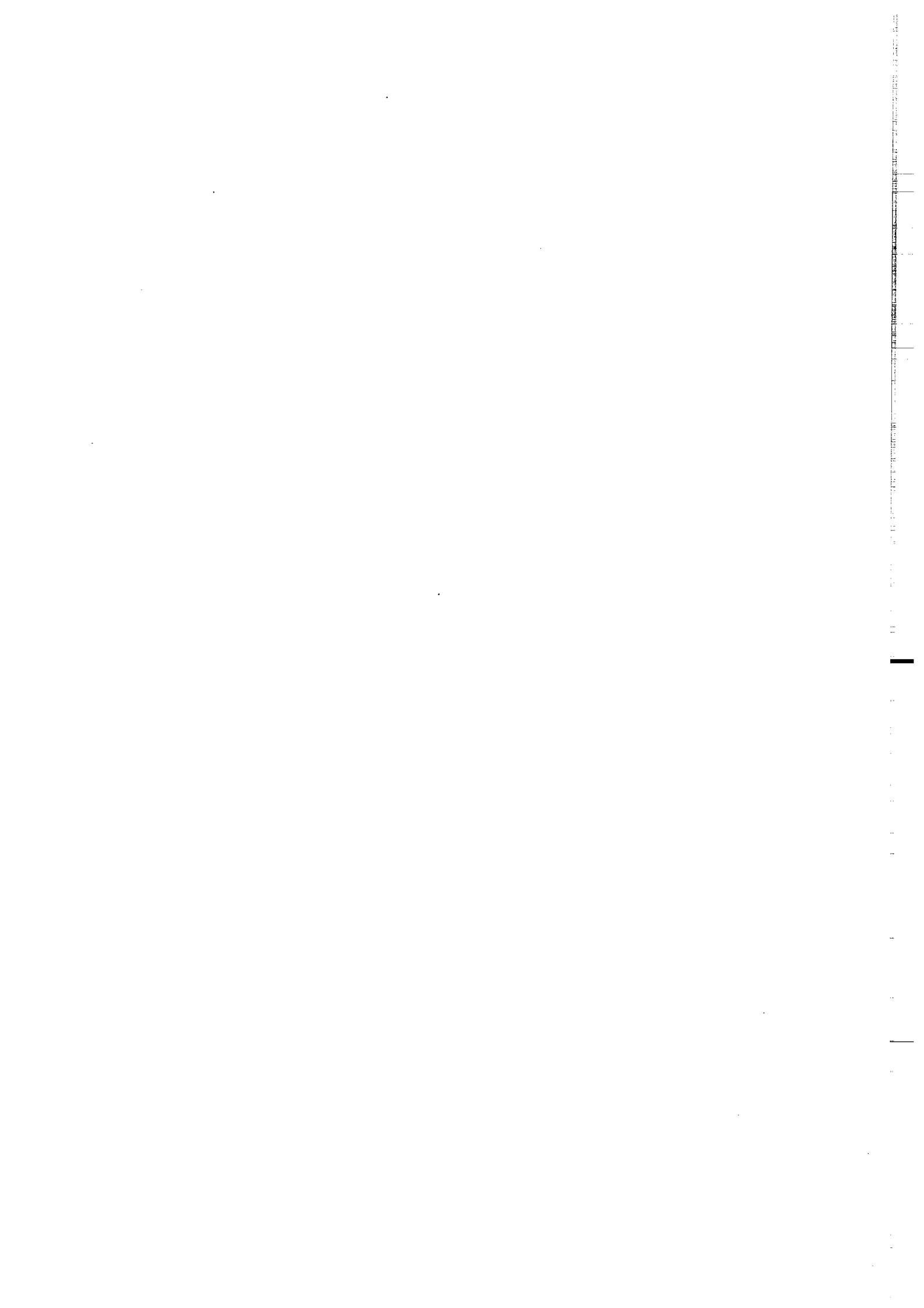
B = en fonction des données relatives aux Terres Rares $(La/Yb)_N - (Yb)_N$.

La genèse de la croûte continentale archéenne à 2.9 Ga, à partir d'un manteau chondritique, donne naissance à des parties appauvries vis-à-vis des LREE amenant donc à des hétérogénéités mantelliques.

A 2.5 Ga ces hétérogénéités existent encore et produisent, avec les parties mantelliques non appauvries, 2 types de magmas (appauvris et non appauvris).

Depuis 2.5 Ga, quand la Terre est considérée dans son ensemble, ces petites hétérogénéités ont disparu du fait de la convection mantellique.

CONCLUSION GENERALE



Ce travail a porté sur l'étude du magmatisme des ceintures de roches vertes archéennes de Finlande. Celui-ci s'inscrit dans un projet scientifique plus vaste du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles de Rennes, dont un des buts est l'étude de la genèse et de l'évolution de la croûte continentale archéenne. Il ne constitue donc qu'un volet des recherches menées sur l'association granites - ceintures de roches vertes. Il a fait l'objet d'une approche multi-méthodologique mettant en oeuvre des méthodes aussi variées que la géologie de terrain, l'analyse pétrographique classique et à la microsonde électronique, l'étude géochimique des éléments majeurs et en traces, la géochronologie, la modélisation mathématique.

Les résultats obtenus sont nombreux et peuvent se regrouper autour de deux pôles d'intérêt : 1) - des résultats d'intérêt purement régional et 2) - des résultats dont les implications plus générales intéressent l'histoire de la planète Terre.

I - Résultats d'intérêt régional :

1°) La stratigraphie de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi a pu être établie. On y reconnaît schématiquement de la base vers le sommet : des komatiïtes, des tholéïites (cycle volcanique inférieur), des sédiments, des laves acides et intermédiaires (cycle volcanique supérieur). Ce type de séquence correspond à une évolution classique de termes ultrabasiques à des termes acides et indique une séquence unique de volcanisme monocyclique. Si à l'Archéen de telles séquences sont bien connues (Canada notamment), elles sont le plus souvent polycycliques montrant au cours du temps la répétition de la même séquence, constituant des cycles, complets ou non, superposés et elles attestent d'une activité mantellique cyclique. Le caractère original monocyclique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi tendrait à montrer que l'activité mantellique y a été ponctuelle et probablement de courte durée.

2°) Les minéraux des roches basiques et ultrabasiques, bien que fossilisant des textures magmatiques, ne sont pas primaires mais d'origine métamorphique. Il a été montré que leur composition était différente de celle des minéraux magmatiques primaires. Il en résulte donc qu'ils ne peuvent être pris en compte et introduits dans les modèles mathématiques pétrogénétiques. En effet, l'introduction de tels minéraux métamorphiques dans les calculs conduirait à des résultats erronés et dépourvus de toute signification géologique.

3°) L'analyse géochimique descriptive a permis de regrouper les roches du cycle volcanique inférieur en deux grands ensembles : une suite komatiïtique et une suite tholéïitique.

Dans les deux cas, en corrélation avec l'étude pétrographique, il a été possible de distinguer les cumulats des liquides différenciés et même, dans le cas des komatiites, de déterminer la composition des liquides primaires.

4°) La modélisation mathématique a porté sur deux approches indépendantes : éléments majeurs et éléments en traces. Ces deux méthodes donnent des résultats identiques confortant ainsi la validité du modèle proposé. Celui-ci consiste en deux étapes :

(a) Fusion partielle du manteau sous forme de lherzolite à grenat. Des taux de fusion de l'ordre de 50% engendrent les komatiites alors que des taux de fusion moindres, de l'ordre de 10 à 20%, produisent les tholéiites.

(b) Une fois créés, ces magmas évoluent par cristallisation fractionnée et donnent naissance aux lignées de différenciation que l'on observe actuellement. La différenciation des komatiites peut être expliquée par l'extraction d'un cumulat à olivine + orthopyroxène dans un premier temps, puis dans un deuxième temps par cumulation de clinopyroxène + plagioclase. Les tholéiites montrent quant à elles une différenciation d'ampleur plus limitée produite par la cumulation d'un mélange plagioclase + clinopyroxène + minéraux opaques.

5°) L'analyse géochimique de détail a permis de montrer que la genèse des komatiites ne pouvait être expliquée que par la coexistence de deux sources mantelliques distinctes quant à leurs teneurs en LREE : une source chondritique, une autre appauvrie, attestant ainsi dans cette région à l'Archéen l'existence d'hétérogénéités mantelliques.

6°) Les résultats de cette étude, associés aux travaux des autres membres de "l'équipe Archéen" du CAESS, permettent de proposer un schéma géodynamique global pour cette partie du Bouclier baltique entre 3.0 et 2.4 Ga.

(a) Stade précoce : une croûte "océanique" subductée, se transforme en amphibolite à grenat et subit une fusion partielle. Les liquides ainsi produits correspondent à des magmas granodioritiques et constituent actuellement les gneiss TTG de type Kivijärvi (2.86 Ga) et de type Naavala (2.65 Ga).

(b) Au cours d'un stade initial, la croûte nouvellement formée, sous l'influence de la remontée d'un diapir mantellique, s'amincit et se fracture.

(c) Cette remontée entraîne, par extension, des fracturations par lesquelles arrivent à la surface les komatiites et les tholéiites, se mettant en place sur la croûte continentale amincie et faillée.

(d) Début de la sagduction : les komatiites de forte densité, mises en place sur une croûte de plus faible densité, ont tendance à s'enfoncer dans la croûte.

(e) Stade ultime : la subsidence des komatiites et laves associées, les phénomènes de déshydratation des constituants de la ceinture, l'élévation locale du gradient géothermique, conduisent à la fusion partielle des gneiss gris engendrant des magmas de nature calco-alcaline. Ces magmas se mettent en place soit sous la forme de volcanites dans les parties supérieures de l'édifice, soit sous la forme de plutons granodioritiques à proximité de la ceinture (2.55 à 2.50 Ga).

Cette histoire de la croûte archéenne de Finlande orientale se déroule donc sur une période de 0.45 Ga; c'est à dire entre 2.86 Ga (âge des gneiss de Kivijärvi) et 2.41 Ga (âge des granites roses les plus tardifs). Le socle ainsi constitué ne sera ensuite que légèrement affecté par l'orogénèse karélienne se manifestant sous la forme de couloirs de cisaillement, d'intrusions de diabases et d'un métamorphisme général à 1.7 Ga.

II - Résultats d'intérêt général :

Un certain nombre de résultats présentés dans ce travail débouchent sur des hypothèses et des conclusions dont l'intérêt déborde largement le cadre régional et conduisent à des implications sur l'histoire de la Terre dans son ensemble.

1°) L'évolution tectonique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi par sagduction est un phénomène qui n'est connu qu'à l'Archéen. Il est produit par la création d'un gradient inverse de densité dû à la superposition de komatiites ($d \sim 3,2$) sur de la croûte continentale ($d \sim 2,7$). Ce mécanisme n'exclut pas des processus de type subduction mais est en concurrence avec eux.

Tout d'abord, la sagduction ne pourra se développer qu'en milieu continental, là où il y aura création d'un fort gradient inverse de densité. Ensuite, l'évolution par sagduction ou par océanisation dépendra de la vitesse d'ouverture et de la quantité de lave komatiitique créée. En effet, si l'ouverture est lente et/ou la quantité de komatiites émises très importante, la subsidence pourra s'initier donnant alors naissance à une tectonique verticale, l'ouverture n'aura pas lieu et le système restera de type proto-rift.

Si, au contraire, l'ouverture est rapide la croûte continentale s'écartera avant que la masse critique de komatiites n'initie la subsidence. L'évolution se fera alors par océanisation.

Schématiquement, à l'échelle de l'histoire de la Terre, il est possible de reconnaître deux périodes. A l'Archéen subduction et sagduction coexistent; dès le Protérozoïque inférieur et jusqu'à la période actuelle, seule la subduction se manifeste. Ce changement peut être expliqué par le fait qu'à l'Archéen les komatiites sont très abondantes et deviennent rares après 2.5 Ga. L'absence de grandes quantités de matériaux de très forte densité après l'Archéen ne permet plus d'évolution par sagduction, amenant ainsi la disparition de ce mécanisme.

Les komatiites sont produites par des taux importants de fusion partielle du manteau. Ceux-ci ne sont possibles que si existent des régimes thermiques élevés. Comme l'ont montré de nombreux auteurs à partir de démarches indépendantes et distinctes, depuis sa genèse la planète Terre se refroidit progressivement. Jusqu'à 2.5 Ga la Terre était suffisamment "chaude" pour que l'on puisse obtenir de forts taux de fusion du manteau, donnant naissance aux komatiites et permettant ainsi l'existence de mécanismes de type sagduction. Après 2.5 Ga, la Terre est trop "froide" et son régime thermique ne permet plus la formation de grandes quantités de komatiites. Les processus de sagduction ont disparu.

2°) Une autre différence qui apparaît entre les laves anciennes archéennes et celles plus récentes que 2.5 Ga, est sensible au niveau des tholéiites. Alors que de nos jours les tholéiites de type MORB présentent un caractère appauvri, en particulier en LREE, les tholéiites archéennes sont le plus souvent enrichies en LREE et ne sont que très rarement appauvries. Cette différence reflète l'existence de sources distinctes pour ces magmas et indique une évolution de la composition de ces sources au cours des temps géologiques : tout au long de l'histoire de la Terre, le manteau s'est appauvri en LREE.

D'autre part, de nombreux auteurs ont montré que la genèse de la croûte continentale archéenne se faisait par fusion d'une croûte océanique de composition de tholéiite archéenne, c'est à dire enrichie en LREE. La croûte continentale très riche en LREE s'est formée aux dépens du manteau qui, de ce fait, s'est trouvé appauvri en LREE au moins dans sa partie supérieure.

Le changement de composition des tholéiites au cours du temps apparaît donc comme un "enregistrement mantellique" de la genèse de la croûte continentale archéenne.

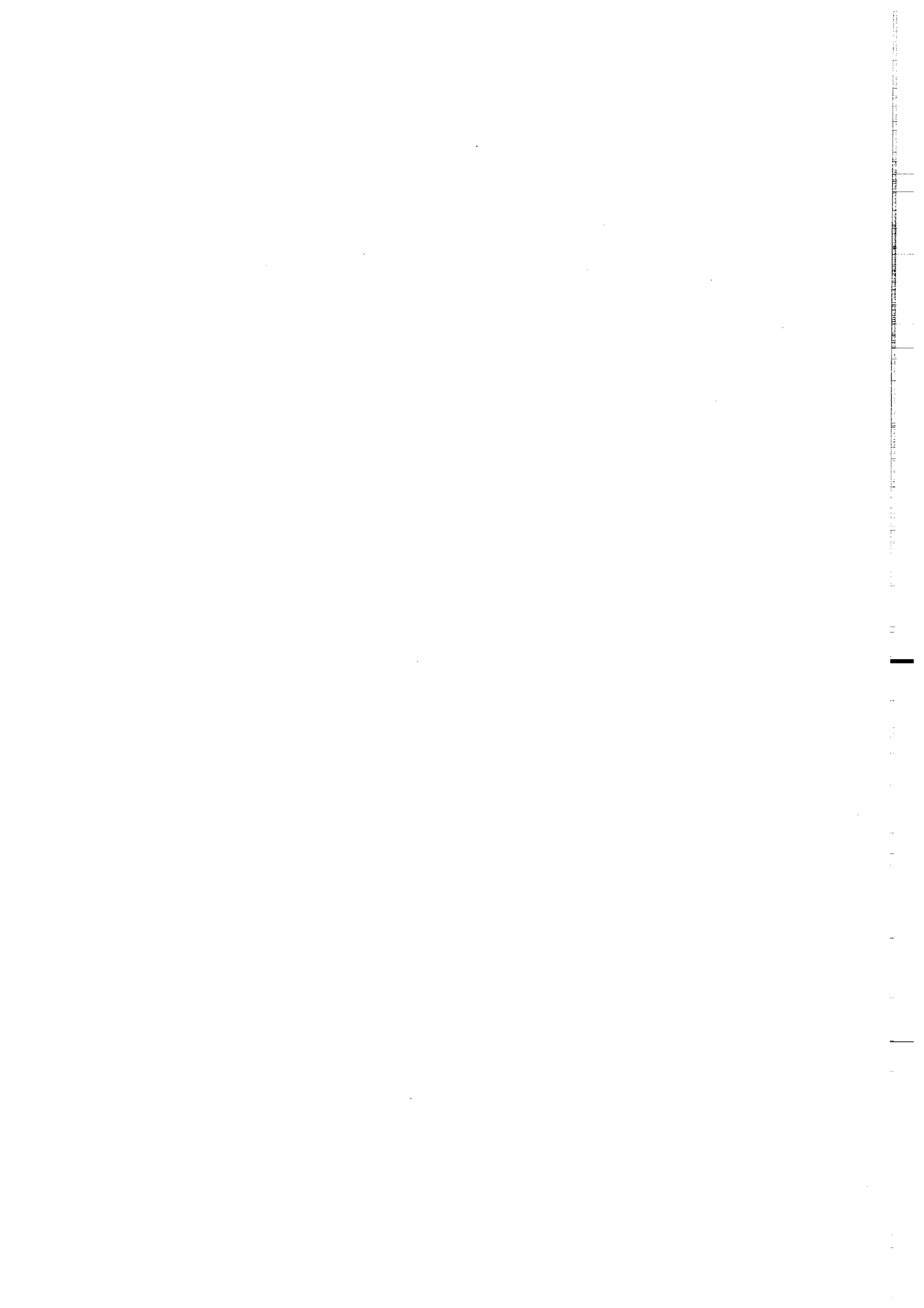
Toutefois si globalement ce phénomène est homogène à l'échelle de la planète, dans le détail les faits semblent plus complexes. En effet, l'étude des komatiites a mis en évidence à 2.65 Ga en Finlande, la coexistence de deux sources mantelliques, l'une chondritique, l'autre appauvrie en LREE, montrant ainsi que à l'échelle d'un segment de croûte, la genèse de la croûte continentale a induit l'existence d'hétérogénéités mantelliques locales, probablement de taille réduite. Ces hétérogénéités ont coexisté suffisamment longtemps pour donner naissance au même moment à deux types de magmas différents. Ce n'est que lorsque l'on change d'échelle et que l'on considère les 4.6 Ga de l'histoire de la Terre que le rôle de ces hétérogénéités locales est atténué et que l'évolution générale du manteau apparaît régulière et unidirectionnelle.

Le modèle géodynamique proposé tient compte des données acquises sur la tectonique des plaques mais fait également appel à des caractéristiques particulières de la période archéenne. Il peut être considéré comme une contribution à la connaissance de l'Archéen mais doit être avant tout une hypothèse de travail que chacun pourra juger et discuter.



REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AKELLA, J. WILLIAMS, R.J., MULLINS, O. (1976) - Solubility of Cr, Ti and Al in coexisting olivine, spinel and liquid at 1 atm. Proc. Lunar Sci. Conf., 7th, 2: 1179-1194.
- ANHAEUSSER, C.R. (1971) - The Barberton Mountain Land, South Africa - a guide to the understanding of the Archaean geology of Western Australia. Geol. Soc. Australia Sp. Publ., 3: 103-120.
- ANHAEUSSER, R.C. (1976) - Archaean metallogeny in Southern Africa. Econ. Geol. 71: 16-43.
- ANHAEUSSER, C.R., MASON, R., VILJOEN, M.J., VILJOEN, R.P. (1969) - A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. Bull. Geol. Soc. Amer. 80 : 2175-2200.
- ANHAEUSSER, C.R., ROBB, L.J., VILJOEN, M.J. (1981) - Provisional geological map of the Barberton greenstone belt and surrounding granitic terrane, Eastern Transvaal and Swaziland. Geol. Soc. South Africa.
- ANONYMOUS (1972) - Penrose field conference on ophiolites. Geotimes, 17 : 24-25.
- ARAI, S. (1975) - Contact metamorphosed dunite-harzburgite complex in the Chugoku District, Western Japan. Contr. Miner. Petrol., 52 : 1-16.
- ARAI, S. (1980) - Dunite-Harzburgite-Chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, Western Japan. Journ. Petrol. 21, 1 : 141-165.
- ARNDT, N.T. (1976 a) - Ultramafic rocks of Munro Township : economic and tectonic implications. in : Metallogeny and Plate tectonics edited by D.F. Strong. Geol. Assoc. of Canada, Spec. pap. 14 : 617-657.
- ARNDT, N.T. (1976 b) - Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure. Carnegie Inst. Wash. Year Book 75 : 555-562.
- ARNDT, N.T. (1977 a) - Thick, layered peridotite - gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. Can. J. Earth Sci., 14 : 2620-2637.
- ARNDT, N.T. (1977 b) - Partitioning of Nickel between olivine and ultrabasic and basic komatiite liquids. Carnegie Inst. Wash. Year book, 76 : 553-557.
- ARNDT, N.T. (1983) - Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archean plate-tectonic process. Geology, V, II : 372-375.
- ARNDT, N.T. (1986 a) - Komatiites : a dirty window to the Archean mantle. Terra Cognita, 6, 1 : 59-66.
- ARNDT, N.T. (1986 b) - Differentiation of komatiites flows. Journ. Petrol., 27, 2 : 279-301.

ARNDT, N.T., NALDRETT, A.J., PYKE, D.R. (1977) - Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petrol.* 18 : 319-369.

ARNDT, N.T., FLEET, M.E. (1979) - Stable and metastable pyroxene crystallisation in layered komatiitic lava flows. *Amer. Mineral.* 64 : 856-864.

ARNDT, N.T., FRANCIS, D., HYNES, A.J. (1979) - The field characteristics and petrology of Archean and proterozoic komatiites. *Can. Mineral.*, 17 : 147-163.

ARNDT, N.T., BROOKS, C. (1980) - Komatiites - Penrose conference report. *Geol.* 8 : 155-156.

ARNDT, N.T., NISBET, E.G. (1982 a) - What is a komatiite ? in komatiites (eds. Arndt N.T. & Nisbet E.G.) Ch.2 : 19-27, Allen & Unwin, Londres.

ARNDT, N.T., NESBITT, R.W. (1982 b) - Geochemistry of Munro Township basalts. In : Arndt N.T. & Nisbet E.G. (eds) Komatiites, George Allen and Unwin, London : 309-330.

ARNDT, N.T., NESBITT, R.W. (1984) - Magma mixing in komatiitic lavas from Munro Township, Ontario. in : *Archaean geochemistry* (ed. by A. Kröner et al.), Springer Verlag, Berlin, 99-114.

ARTH, J.G., HANSON, G.N. (1975) - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of Northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 : 325-362.

ARTH, J.G., ARNDT, N.T., NALDRETT, A.J. (1977) - Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario : trace element evidence. *Geology*, 5 : 590-594.

AUVRAY, B., BLAIS, S., JAHN, B.M., PIQUET, D. (1982) - Komatiites and the komatiitic series of the Finnish greenstone belts. in Komatiites (eds. N.T. Arndt & E.G. Nisbet), Allen and Unwin, 131-146.

AYRES, L.D. (1977) - Importance of stratigraphy in early Precambrian volcanic terrains : cyclic volcanism at Setting Net Lake, Northwestern Ontario. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper* 16 : 243-264.

BARBEY, P. (1982) - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie (Fennoscandie) : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (2,3 - 1,9 Ga). Reconstitution géochimique et pétrologique. Thèse d'Etat, Nancy, ronéo, 346 p.

BARBEY, P., CONVERT, J., MARTIN, H., MOREAU, B., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J. (1980) - Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archean crust of Lapland (Fennoscandia). *Geol. Rundsch.*, 69 : 648-658.

BARBEY, P., CONVERT, J., MOREAU, B., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J. (1984) - Petrogenesis and evolution of an early proterozoic collisional orogen : the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finland*, 56 : 161-168.

BARBEY, P., MARTIN, H. (1987) - The role of komatiites in plate tectonics. Evidence from the

archaean and early proterozoic crust in the eastern baltic shield. *Precamb. Res.*, 35 : 1-14.

BARNES, R.G., LEWIS, J.D., GEE, R.D. (1974) - Archaean ultramafic lavas from Mount Clifford. *Ann. Rep. Geol. Surv. West Aust.* 59-70.

BARNES, S.J. (1985) - The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi. Greenstone belt and a model for their formation. *Lithos*, 18 : 241-270.

BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.J., POSTAIRE, B., VIDAL, Ph., CONVERT, J., MOREAU, B. (1984) - Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from finnish Lapland. *Precamb. Res.*, 23 : 325-348.

BERTHE, D., BRUN, J.P. (1980) - Evolution of folds during progressive shear in the South armorican Shear zone, France. *J. Struct. Geol.* 2 : 127-133.

BERTHELSEN, A., MARKER, M. (1986) - 1.9-1.8 Ga old strike-slip megashears in the Baltic shield, and their plate tectonic implications. *Tectonophysics*, 128 : 163-181.

BERTRAND, J.M., BLAIS, S., CAPDEVILA, R. (1978) - Précisions sur l'évolution structurale de l'Archéen de Karélie (Finlande). *C.R.Acad.Sc. Paris*, t.287, D, 683-686.

BESWICK, A.E. (1982) - Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. in : Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (eds.), *Komatiites*. Allen & Unwin, 283-308.

BESWICK, A.E. (1983) - Primary fractionation and secondary alteration within an archean ultramafic lava flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82 : 221-231.

BICKLE, M.J., MARTIN, A., NISBET, E.G. (1975) - Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27 : 155-162.

BINNS, R.A., GUNTHORPE, R.J., GROVES, D.I. (1976) - Metamorphic patterns and development of greenstone belts in the eastern Yilgarn Block, Western Australia. In : *The early history of the earth*, B.F. Windley (ed.), 303-313. J. Wiley.

BINNS, R.A., HALLBERG, J.A., TAPLIN, J.H. (1982) - Komatiites in the Yilgarn block, Western Australia. in : *Komatiites*, N.T. Arndt & E.G. Nisbet, eds. 9 : 117-130. Allen & Unwin.

BLAIS, S., NOIRET, S., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J. (1976) - Un nouvel exemple de ceinture archéenne de roches vertes : la ceinture ophiolitique de Suomussalmi (Finlande). 4ème R.A.S.T. Paris, Avril 1976.

BLAIS, S., AUVRAY, B., BERTRAND, J.M., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J., VIDAL, Ph. (1977 a) - Les grands traits géologiques de la ceinture archéenne de roches vertes de Suomussalmi-Kuhmo (Finlande orientale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 5 : 1033-1039.

BLAIS, S., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J. (1977 b) - Les séries komatiites et tholéiitiques des ceintures archéennes de roches vertes de Finlande orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*,

(7), XIX, 5 : 965-970.

BLAIS, S., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R., JAHN, B.M., HAMEURT, J. (1978) - The archaean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series. in : B.F. Widley and S.M. Naqvi (Editor), *Developments in Precambrian Geology : Archaean geochemistry*, Elsevier, 87-107.

BLAIS, S., AUVRAY, B. (1984) - Les coulées komatiitiques archéennes : variétés des processus de fractionnement. 10ème R.A.S.T. Bordeaux, Soc. géol. Fr., p.60.

BLAIS, S., AUVRAY, B., PIQUET, D. (1986) - Serpentes et serpentisations : cas des cumulats ultrabasiques de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi (Finlande orientale). 11ème R.A.S.T. Clermont-Ferrand, Soc. géol. Fr., edit. Paris, p.18.

BLAIS, S., AUVRAY, B. (1987) - Origine de l'olivine et du clinopyroxène dans les roches ultrabasiques komatiitiques de la ceinture archéenne de roches vertes de Kuhmo, Finlande orientale. *Bull. Mineral.* 110 : 73-92.

BLAIS, S., AUVRAY, B., JAHN, B.M., TAIPALE, K. (1987) - Processus de fractionnement dans les coulées komatiitiques archéennes : cas des laves à spinifex de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi (Finlande orientale). *Can. J. Earth Sci.* 24 : 953-966.

BLISS, N.W., Mac LEAN, W.H. (1975) - The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 : 973-990.

BOUDIER, F. (1971) - Minéraux serpentineux extraits de péridotites serpentinisées des Alpes Occidentales. *Contr. Mineral. Petrology*, 33 : 331-345.

BOYD, F.R., SMITH, D. (1971) - Compositional zoning in pyroxenes from Lunar rock 12021, Oceanus Procellarum. *J. Petrol.*, 12 : 439-464.

BROOKS, C., HART, S.R. (1974) - On the significance of komatiite. *Geology*, 2 : 107-110.

BRUN, J.P. (1980) - The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in Eastern Finland : evidence for large-scale gravitational instability in the proterozoic crust. *Eath Planet. Sci. Lett.*, 44 : 441-449.

BUDAHN, J.R. (1986) - Evidence for equilibrium conditions during the partitioning of nickel between olivine and komatiite liquids. *Amer. Mineral.*, 71 : 1337-1342.

BUTTLER, J.C., WORONOW, A. (1986) - Discrimination among tectonic settings using trace element abundances of basalts. *Journ. Geoph. Res.*, 91, B 10 : 289-300.

CAMPBELL, I.H., JARVIS, G.T. (1984) - Mantle convection and early crustal evolution. *Precambrian Res.* 26 : 15-56.

CAPDEVILA, R., GOODWIN, A.M., UJIKE, O., GORTON, M.P. (1982) - Trace-element geochemistry of Archean volcanic rocks and crustal growth in Southwestern Abitibi Belt, Canada. *Geology*, 10 :

418-422.

CATTELL, A. (1985) - Geology and geochemistry of komatiites and associated basalts from Newton Township, Ontario, Canada. Ph. D., Univ. Southampton, 259 p.

CATTELL, A. (1987) - Enriched komatiitic basalts from Newton Township, Ontario : their genesis by crustal contamination of depleted komatiite magmas. *Geol. Mag.* 124, 4 : 303-309.

CAWTHORN, R.G., STRONG, D.F. (1974) - The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for a layered upper mantle. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 23 : 369-375.

COATS, C.J.A., STOCKFORD, H.R., BUCHAN, R. (1979) - Geology of the Maskwa west nickel deposit, Manitoba. *Can. Miner.*, 17 : 309-318.

CONDIE, K.C. (1975) - Mantle plume model for the origin of Archaean greenstone belts based on the trace element distribution. *Nature*, 258 : 413-414.

CONDIE, K.C. (1976) - Trace-element geochemistry of Archean Greenstone Belts. *Earth Science Reviews*, 12 : 393-417.

CONDIE, K.C. (1980) - Origin and early development of the earth's crust. *Precambrian Res.*, 11 : 183-193.

CONDIE, K.C. (1981) - Archean greenstone belts. *Developments in Precambrian Geology*, 3. Elsevier, Amsterdam Holland, 434 p.

CONDIE, K.C. (1982) - Archean andesites. In : R.S. Thorpe (Ed.), *Orogenic Andesites and related rocks*. J. Wiley & Sons, New-York, 575-590.

CONDIE, K.C., VILJOEN, M.J., KABLE, E.J.D. (1977) - Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton Greenstone belt, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 64: 75-89.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1965) - *Rock Forming Minerals*. Vol.1 Ortho- and ring silicates, 333 p. Vol. 2 Chain silicates, 379 p. Longman, 4th edit.

DICKINSON, W.R. (1968) - Circum-Pacific andesite types. *J. Geophys. Res.* 73 : 2261-2269.

DONALDSON, C.H. (1982) - Spinifex-textured komatiites : a review of textures, compositions and layering. in *Komatiites* (eds. Arndt, N.T. et Nisbet, E.G.). Ch. 16 : 213-244. Allen &, Unwin, London.

DRURY, S.A. (1982) - Geochemistry of Archaean metavolcanic rocks from the Holenarsipur and Shigegudd volcano-sedimentary belts of Karnataka, South India. *Precambrian Res.*, 19 : 119-139.

DUKE, J.M., NALDRETT, A.J. (1978) - A numerical model of the fractionation of olivine and molten sulfide from komatiite magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 39 : 225-266.

DUPRE, B., ECHEVERRIA, L.M. (1984) - Pb isotopes of Gorgona Island (Columbia) : isotopic variations correlated with magma type. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67 : 186-190.

DUPRE, B., CHAUVEL, C., ARNDT, N.T. (1984) - Pb and Nd isotopic study of two Archean komatiitic flows from Alexo, Ontario. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 48 : 1965-1972.

DUPRE, B., ARNDT, N.T. (1987) - Komatiites : témoins précieux pour retracer l'évolution du manteau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, III, 6 : 1125-1132.

ECHEVERRIA, L.M. (1980) - Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia ; field relations and geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73 : 253-266.

ECHEVERRIA, L.M. (1982) - Komatiites from Gorgona Island, Colombia. in *Komatiites* (N.T. Arndt & E.G. Nisbet, eds.), 15 : 199-209, Allen & Unwin, Londres.

ESKOLA, P. (1949) - The problem of mantled gneiss domes. *Quat. Journ. Geol. Soc. London.* 104 : 461-476.

EVANS, B.W. (1977) - Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 5 : 397-447.

FLYOD, P.A., WINCHESTER, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27 : 211-218.

FLYOD, P.A., WINCHESTER, J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21 : 291-306.

FROST, B.R. (1975) - Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Co-Easy-Pass, Central Cascades, Washington. *J. Petrol.*, 16 : 272-313.

GAAL, G., MIKKOLA, A., SODERHOLM, B. (1976) - Development of the Archaean crust in Finland. 25th. Intern. Geol. Congress. Sydney. Abstracts 1, p.8.

GAAL, G., MIKKOLA, A., SODERHOLM, B. (1978) - Evolution of the Archaean crust in Finland. *Precambrian Res.*, 6 : 199-215.

GAAL, G. (1982) - Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. *Geologische Rundsch.* Bd.71, 1 : 158-170.

GAAL, G., GORBATSCHEV, R. (1987) - An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, 35 : 15-52.

GELINAS, L., LAJOIE, L., BROOKS, C. (1977) - The origin and significance of Archean Ultramafic volcanoclastics from Spinifex Ridge, Lamotte Township, Quebec. *The Geol. Ass. of Canada, Spec. Pap.*, 16 : 297-309.

GELINAS, L., MELLINGER, M., TRUDEL, P. (1982) - Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 1. Mobility of the major elements. *Can. J.*

Earth Sci., 19 : 2258-2275.

GILL, J. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin, 390 p.

GLIKSON, A.Y. (1970) - Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems. *Tectonophysics*, 9 : 397-433.

GLIKSON, A.Y. (1972) - Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83 : 3323-3344.

GOLIGHTLY, J.P., ARANCIBIA, O.N. (1979) - The chemical composition and infrared spectrum of nickel and iron substituted serpentine from a nickeliferous laterite profile, Soroako, Indonesia. *Can. Mineral.* 17 : 719-728.

GOODWIN, A.M. (1968) - Evolution of the Canadian Shield. *Proc. Geol. Assoc. Can.*, 19 : 1-14.

GOODWIN, A.M. (1973) - Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield. *Econ. Geol.* 68 : 915-933.

GOODWIN, A.M. (1976) - Giant impacting and the development of continental crust. In : *The Early History of the Earth*. B.F. Widley ed. John Wiley and Sons, London. 77-95.

GOODWIN, A.M. (1977) - Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. In : W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall (Eds.). *Volcanic Regimes in Canada*. *Geol. Ass. Can., Spec. Pap.*, 16 : 205-242.

GOODWIN, A.M. (1979) - Archean volcanic studies in the Timmins - Kirkland lake. Noranda Region of Ontario and Quebec. *Geol. Surv. Canada. Bull.* 278, 51 p.

GOODWIN, A.M., RIDLER, R.H. (1970) - The Abitibi orogenic belt. *Geol. Surv. Can. Paper* 70-40: 1-30.

GOODWIN, A.M., SMITH, I.E.M. (1980) - Chemical discontinuities in Archean metavolcanic terrains and the development of Archean crust. *Precambrian Res.*, 10 : 301-311.

GORMAN, B.E., PEARCE, T.H., BIRKETT, T.C. (1978) - On the structure of Archean greenstone belts. *Precambrian Res.*, 6 : 23-41.

GREEN, D.H. (1975) - Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, 3 : 15-18.

GRUAU, G. (1988) - Chemical classification of Archean komatiites : significance and perspectives. *Geological Society of America, Barberton special volume*, in press.

HALBERG, J.A., WILLIAMS, D.A.C. (1972) - Archean mafic and ultramafic rock associations in the Eastern Goldfields region, Western Australia. *Earth Planet. Sci. letters*, 15 : 191-200.

HALLBERG, J.A., CARTER, D.N., WEST, K.N. (1976) - Archaean volcanism and sedimentation near

Meekatharra, Western Australia. *Precambrian Res.*, 3 : 577-595.

HANSKI, E.J. (1979) - Komatiittiset ja tholeiittiset vulkaniitti Siivikkovaaran alueella Kuhmon arkeisella vihreäkivivyöhykkeellä. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit. Oulun Yliopisto. Raportti n°15, 106 p.

HANSKI, E.J. (1980) - Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Siivikkovaara area in the Archean Kuhmo greenstone belt. Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 52 : 67-100.

HANSKI, E.J. (1982) - Albiittidiabaasit ja niihin liittyvät ultramafiset kivet Kuhmon ja Kolin alueilla. Arkeisten alueiden malmiprojekti. Oulun Yliopisto. Raportti n°6, 75 p.

HANSKI, E.J. (1986) - The gabbro-wehrlite association in the Eastern part of the Baltic shield. in : *Geology and Metallogeny of Cooper Deposits*; G.H. Friedrich et al. (eds.), Springer-Verlag, 151-170.

HANSON, G.N. 1980 - Rare Earth Elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8 : 371-406.

HART, S.R., DAVIS, K.E. (1978) - Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 40 : 203-219.

HART, S.R., ERLANK, A.J., KABLE, E.J.D. (1974) - Sea floor basalt alteration : some chemical and Sr isotopic effects. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 44 : 219-230.

HAWKESWORTH, C.J., O'NIONS, R.K. (1977) - The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from Southern Africa. *J. Petrol.*, 18, 3 : 487-520.

HIETANEN, A. (1975) - Generation of potassium-poor magmas in the Northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. *Journ. Res. U.S. Geol. Surv.* 3 : 631-645.

HIETANEN, A. (1977) - Blades of olivine in ultramafic rock from Northern, Sierra Nevada, Californie. *Journ. Res. U.S. Geol. Surv.* 5 : 217-219.

HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, G. (1978 a) - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 107-125.

HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, G. (1978 b) - Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 127-136.

HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J., TURNER, J.S., ARNDT, N.T. (1984) - Emplacement and cooling of komatiite lavas. *Nature*, 309 : 19-22.

HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. (1985) - Komatiites I : Eruption and flow. *Journ. Petrol.*, 26, 3 : 694-725.

HYPPONEN, V. (1973) - Kallioperäkartta, lehti 4412, Hiisijärvi. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000. Geologinen tutkimuslaitos.

- HYPPONEN, V. (1976)** - Kallioperäkartta, lehti 4411, Ontojoki. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- HYPPONEN, V. (1978)** - Kallioperäkartta, lehti 4413, Kuhmo. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000. Geologinen tutkimuslaitos.
- HYPPONEN, V. (1983)** - Pre-Quaternary rocks of the Ontojoki, Hiisijärvi and Kuhmo map - sheet areas. Sheets 4411, 4412 and 4413. Geological Survey of Finland, Espoo, 1983, 60 p.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. (1971)** - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8 : 523-548.
- JACOBSEN, S.B., WASSERBURG, G.J. (1979)** - The mean age of mantle and crustal reservoirs. *J.G.R.* 84 : 7411-7427.
- JAHN, B.M. (1977)** - Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks and its implication for the chemical evolution of the upper mantle. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t.XIX, n°6 : 1259-1269.
- JAHN, B.M., SUN, S.S. (1979)** - Trace element distribution and isotopic composition of Archean greenstones. Second Symposium on the origin and distribution of the elements. Ahrens, L.H. ed. 597-618.
- JAHN, B.M., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., CORNICHE, J., VIDAL, F., HAMEURT, J. (1980)** - Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *J. Petrol.* 21, 2 : 201-244.
- JAHN, B.M., GRUAU, G., GLIKSON, A.Y. (1982)** - Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa : REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80 : 25-40.
- JAHN, B.M., VIDAL, Ph., KRONER, A. (1984)** - Multi-chronometric ages and origin of archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland : a case for long crustal residence time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86 : 398-408.
- JARVIS, G.T., CAMPBELL, J.H. (1983)** - Archean komatiites and geotherms : solution to an apparent contradiction. *Geophysical Res. Lett.*, 10 : 12 : 1133-1136.
- JEGOUZO, P. (1980)** - The South armorican shear zone. *J. Struct. geol.* 2 : 39-47.
- JENKINS, D.M. (1981)** - Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system H₂O-CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77 : 166-176.
- JENSEN, L.S. (1976)** - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Misc. Paper n°66, 22 p.
- JOLLY, W.T. (1977)** - Relations between archaean lavas and intrusive bodies of the Abitibi greenstone belt, Ontario. Québec. The Geological Association of Canada. Spec. Pap. 16 : 311-330.
- KAY, R., HUBBARD, N.J., GAST, P.W. (1970)** - Chemical characteristic and origin of oceanic ridge

volcanic rocks. *J. Geophys. res.*, 75 : 1585-1613.

KINZLER, R.J., GROVE, T.L. (1985) - Crystallization and differentiation of Archean komatiite lavas from northeast Ontario : phase equilibrium and kinetic studies. *Amer. Min.* 70 : 40-51.

KOJONEN, K.K. (1981) - Geology, geochemistry and mineralogy of two Archean nickel copper deposits in Suomussalmi, eastern Finland. *Geol. Surv. Finland*, 315, 58 p.

KOUVO, O. (1958) - Radioactive age of some Finnish pre-Cambrian minerals. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 182, 70 p.

KOUVO, O. (1978) - Annual report on the activities for the years 1964-1977. Summary *Geol. Surv. Finland*.

KOUVO, O., TILTON, G.R. (1966) - Mineral ages from the Finnish Precambrian. *Journ. Geol.* 74 : 421-442.

KRONER, A. (1981) - Precambrian plate tectonics. in : A Kröner (editor), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam. 57-90.

KRONER, A. (1982) - Archaean to early proterozoic tectonics and crustal evolution : a review. *Revista Brasileira de Geociencias*. 12 (1-3) : 15-31.

KRONER, A. (1984) - Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXVI, 2 : 297-319.

KRONER, A., PUUSTINEN, K., HICKMAN, M. (1981) - Geochronology of an Archaean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 33-41.

KUNO, H. (1959) - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volc.* (2), 20 : 37-76.

KUNO, H. (1960) - High-alumina basalt. *Journ. Petrol.*, 1 : 121-145.

KUNO, H. (1968) - Differentiation of basalt magmas. in "The Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition". Edited by H.H. Heis and A. POLDERVAART. Interscience Publishers, 2 : 623-688.

LAAJOKI, K. (1986) - The Precambrian supracrustal rocks of Finland and their tectono-exogenic evolution. *Precambrian Res.*, 33 : 67-85.

LAAJOKI, K., LAVIKAINEN, S. (1977) - Rare-earth elements in the Archean iron formation and associated schists in Ukkolanvaara, Ilomantsi, SE Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 49, 2 : 105-123.

LAURENT, R., HEBERT, Y. (1979) - Paragenesis of serpentine assemblages in harzburgite tectonite and dunite cumulate from the Quebec Appalachians. *Can. Mineral.* 17 : 857-869.

- LAVIKAINEN, S. (1973)** - Kallioperäkartta, lehti 4244, Ilomantsi. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000.
- LEFEVRE, C. (1973)** - Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le Sud du Pérou. *Contr. Mineral. Petrol.*, 41 : 259-272.
- LE MAITRE, R.W. (1984)** - A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journ. Earth Sci.*, 31 : 243-255.
- LOBACH-ZHUCHENKO, S.B., LEVCHENKOV, O.A., CHEKULAEV, V.P., KRYLOV, I.N. (1986)** - Geological evolution of the Karelian granite - greenstone terrain. *Precambrian Res.*, 33 : 45-65.
- LUDDEN, J.N., THOMPSON, G. (1979)** - An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43 : 85-92.
- LUDDEN, J.N., GELINAS, L. (1982)** - Trace element characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanic belt of Quebec. in : *Komatiites* (N.T. Arndt & E.G. Nisbet, eds.), 21 : 331-346.
- LUDDEN, J., GELINAS, L., TRUDEL, P. (1982)** - Archean metavolcanics from the Rouyn - Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2 : Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Can. J. Earth Sci.*, 19 : 2276-2287.
- MALTAMN, A.J. (1978)** - Serpentine textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89 : 972-980.
- MARTIN, H. (1985)** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande. *Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struc. Sacles, Rennes*, 1 : 392 p.
- MARTIN, H. (1986)** - Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14 : 753-756.
- MARTIN, H. (1987 a)** - Petrogenesis of Archaean Trondhjemites, Tonalites and Granodiorites from Eastern Finland : major and trace element geochemistry. *J. Petrol.* 28, 5 : 921-953.
- MARTIN, H. (1987 b)** - Evolution in composition of granitic rocks controlled by time - dependent changes in petrogenetic processes : examples from the Archaean of eastern Finland. *Precambrian Res.*, 35 : 257-276.
- MARTIN, H. (in press)** - Archaean chronology in the eastern part of the Baltic Shield : a synthesis. *Precambrian Res.*
- MARTIN, H., CHAUVEL, C., JAHN, B.M., VIDAL, Ph. (1983 a)** - Rb-Sr and Sm-Nd ages and isotopic geochemistry of Archaean granodioritic gneisses from eastern Finland. *Precambrian Res.*, 20 : 79-91.

- MARTIN, H., CHAUVEL, C., JAHN, B.M. (1983 b) - Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Res.*, 21 : 159-180.
- MARTIN, H., QUERRE, G. (1984) - A 2.5 Ga reworked sialic crust : Rb-Sr ages and isotopic geochemistry of late archaean volcanic and plutonic rocks from E. Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85 : 292-299.
- MARTIN, H., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J., JAHN, B.M., PIQUET, D., QUERRE, G., VIDAL, Ph. (1984) - Origin and geodynamic evolution of the Archaean crust of eastern Finland. *Bull. Géol. Soc. Fin.* 56 : 135-160.
- MARTIN, H., BARBEY, P. (1988) - Zircon U-Pb versus Rb-Sr whole rock age data from eastern Finland. a reply. *Precambrian Res.*
- MASUDA, A., NAKAMURA, N., TANAKA, T. (1973) - Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37 : 239-248.
- MATISTO, A. (1958) - Kivilajirkartan selitys D5, Suomussalmi (avec résumé en Anglais). Suomen geologinen yleiskartta, 1 : 400 000.
- MENZIES, M., SEYFRIED, W., BLANCHARD, D. (1979) - Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. *Nature (London)*, 282 : 398-399.
- MERILAINEN, K. (1976) - The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland. *Geol. Survey of Finland*, 281, 129 p.
- MERILAINEN, K. (1980) - Stratigraphy of the Precambrian in Finland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 102 : 177-180.
- MC KENZIE, D. (1984) - The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.*, 25 : 713-765.
- MC LENNAN, S.M., TAYLOR, S.R. (1982) - Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *J. Geol.*, 90 : 347-361.
- MIYASHIRO, A. (1972) - Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. Journ. Sc.* 272 : 629-656.
- MIYASHIRO, A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Journ. Sc.* 274 : 321-355.
- MIYASHIRO, A. (1975) - Volcanic rock series and tectonic setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 3 : 251-269.
- MOESKOPS, P.G. (1977) - Serpentine minerals from two areas of the Western Australian nickel belt. *Miner. Mag.* 41 : 313-322.

- MOODY, J.B. (1976) - Serpentinization : a review. *Lithos* 9 : 125-138.
- MOREAU, B. (1980) - Pétrologie et géochimie des anorthosites de Laponie (Finlande) : exemples des massifs de Vaskojoki et Mutajarvi. Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 267 p.
- MORGAN, A.B. (1978) - Metamorphic forsterite and diopside from the ultramafic complex at the Tuolumne River, California. *Journ. Res. U.S. Geol. Survey*, 6 : 73-80.
- MORRISON, M.A. (1978) - The use of "immobile" trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts : applications to the paleocene basalts of Mull and Skye, Northwest Scotland. *Earth and Planet Sci. Lett.*, 39 : 407-416.
- MULLEN, E.D. (1983) - MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62 : 53-62.
- MUTANEN, T. (1976) - Komatiites and komatiites province in Finland. *Geologi*, n°4-5 : 49-56.
- NALDRETT, A.J. (1973) - Nickel sulfide deposits - their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. *Can. Min. Metall. Bull.* 66 : 45-63.
- NALDRETT, A.J., TURNER, A.R. (1977) - The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia. *Precambrian Res.*, 5 : 43-103.
- NESBITT, R.W. (1976) - Skeletal crystal forms in ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia : evidence for an Archaean ultramafic liquid. *Symp. Archaean Rocks, Geol. Soc. Aust., Spec. Publ.*, 3 : 331-348.
- NESBITT, R.W. (1986) - Are komatiitic lavas voracious ? *Nature*, 319 : 97-98.
- NESBITT, R.W. , SUN S.S. (1976) - Geochemistry of Archaean spinifex textured peridotites, magnesium basalts and low magnesium tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31 : 433-453.
- NESBITT, R.W., SUN, S.S., PURVIS, A.C. (1979) - Komatiites : geochemistry and genesis. *Canadian Mineralogist*, 17 : 165-186.
- NESBITT, R.W., JAHN, B.M., PURVIS, A.C. (1982) - Komatiites : an early precambrian phenomenon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14 : 31-45.
- NISBET, E.G. (1982) - The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. In : *Komatiites*, N.T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.), George Allen & Unwin, Londres, 501-518.
- NISBET, E.G. (1984) - Turbulence in petrology - the behaviour of komatiites. *Nature*, 309 : 14-15.
- NISBET, E.G., BICKLE, M.J., MARTIN, A. (1977) - The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *J. Petrology* 18 : 521-566.
- NISBET, E.G., WALKER, D. (1982) - Komatiites and the structure of the Archaean mantle. *Earth*

Planet. Sci. Lett. 60 : 105-113.

NISBET, E.G., FOWLER, C.M.R. (1983) - Model for Archean plate tectonics. *Geology*, V.II : 376-379.

ODONNE, F., VIALON, P. (1983) - Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics*. 99 : 31-46.

OLIVER, R.L., WARD, M. (1971) - A petrological study of serpentinous rocks associated with nickel sulfide mineralization at Pioneer, Western Australia. *Geol. Soc. Aust., Spec. Publi. 3* : 311-320.

OLIVER, R.L., NESBITT, R.W., HANSEN, D.M., FRANZEN, N. (1972) - Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 36 : 335-342.

O'NIONS, R.K., EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. (1980) - Differentiation and evolution of the mantle. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 297 : 479-493.

OTERDOOM, W.H. (1978) - Tremolite and diopside - bearing serpentine assemblages in the CaO-MgO-SiO₂-H₂O multisystem. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 58 : 127-138.

OTHANI, E. (1984) - Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67 : 261-272.

PARSONS, W.H. (1969) - Criteria for the recognition of volcanic breccias : Review. in "Igneous and metamorphic geology" *Geol. Soc. America, Mem.* 115 : 263-304.

PATCHETT, P.J., KOUVO, O. HEDGE, C.E., TATSUMOTO, M. (1981) - Evolution of continental crust and mantle heterogeneity : evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78 : 279-297.

PAVLOVSKIY, E. (1980) - Problem of the lower Precambrian "greenstone belts". *Internat. Geology Rev.* 22, 11 : 1314-1326.

PEARCE, J.A. (1976) - Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts. *Journ. of Petrol.* 17, 1 : 15-43.

PEARCE, J.A., CANN, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Plan. Sc. Letters*, 19 : 290-300.

PEARCE, T.H. (1968) - A contribution to the theory of variation diagrams. *Contr. Mineral. Petrol.* 19 : 142-157.

PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C. (1975) - The TiO₂ - K₂O - P₂O₅ diagram : a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth and Planet. Sc. Letters*, 24 : 419-426.

PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C. (1977) - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 36 : 121-132.

PEUCAT, J.J. (1982) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armorican et en Grande Kabylie. Thèse d'Etat, Rennes, ronéo, 172 p.

PIRRAINEN, T., HONKAMO, M., ROSSI, S. (1974) - A preliminary report on the geology of the Koli area. Bull. Geol. Soc. Finland. 46 : 161-166.

PINSENT, R.H., HIRST, D.M. (1977) - The metamorphism of the Blue River ultramafic Body, Cassiar, British Columbia, Canada. Journ. Petrol. 18 : 567-594.

PIQUET, D. (1982) - Mécanismes de recristallisations métamorphiques dans les ultrabasites : exemple des roches vertes archéennes de Finlande orientale (Ceintures de Suomussalmi - Kuhmo). Thèse 3ème cycle, Rennes, 246 p.

PIQUET, D., BLAIS, S. (1981) - Evolution métamorphique des roches ultrabasiques de la ceinture archéenne de roches vertes de Kuhmo (Finlande orientale). First Strasbourg Meeting, Ophiolites and greenstone belts, A 25, p.22.

PYKE, D.R., NALDRETT, A.J., ECKSTRAND, O.R. (1973) - Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. Bull. Geol. Soc. Am., 84 : 955-977.

QUERRE, G. (1985) - Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et Géochimie. Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles, 2, 226 p.

RAMBERG, H. (1967) - Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, Londres, 214 p.

RAMSAY, W. (1898) - Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia 16, 1.

REYMER, A., SCHUBERT, G. (1984) - Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. Tectonics, 3 : 63-77.

RINGWOOD, A.E. (1966) - The chemical composition and origin of the earth. In : Advances in Earth Sciences (P.M. Hurley, ed.), MIT Press, Cambridge, Mass. : 287-356.

RINGWOOD, A.E. (1975) - Composition and petrology of the Earth's mantle. Mc Graw-Hill, 618 p.

ROEDER, P.L., EMSLIE, R.F. (1970) - Olivine-liquid equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol., 29 : 275-289.

RYBAKOV, S.J., LOBACH-ZHUCKENKO, S.B. (1981) - Greenstone belts of the Fenno-Karelian craton. in : K. Puustinen (ed.). Geological geochemical and geophysical investigations in the eastern part of the Baltic shield. 19-41.

SAKSELA, M. (1923) - Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. Bull. Comm. Geol. Finlande, 65 : 1-63.

SAVERIKKO, M. (1983 a) - Explosive komatiitic volcanism in Finnish Lapland. *Geologi*, 35, 2 : 21-23.

SAVERIKKO, M. (1983 b) - The Kummitsoiva komatiite complex and its satellites in northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*. 55, 2 : 111-139.

SAVERIKKO, M. (1985) - The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in northern Finland. *Bull. geol. Soc. Finland*, 57, 1-2 : 55-87.

SAVERIKKO, M. (1988) - Arkeinen laattatektoniikka-hypoteesi Fennoskandian kilvellä. *Geologi*, 1 : 7-14.

SAVERIKKO, M., KOLJONEN, T., HOFFREN, V. (1985) - Palaeogeography and palaeovolcanism of the Kummitsoiva komatiite complex in northern Finland. *Geol. Survey of Finland, Bull.* 331 : 143-158.

SCARFE, C.M., TAKAHASHI, E. (1986) - Melting of garnet peridotite to 13 GPa and the early history of the upper mantle. *Nature*, vol. 322, 6077 : 354-356.

SCHAU, M. (1977) - "Komatiites" and quartzites in the Archean Prince Albert Group. The Geological Association of Canada. *Spec. Pap. n°16* : 341-354.

SCHMID, R. (1981) - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geology*, 9 : 41-43.

SEDERHOLM, J.J. (1897) - Geologische Übersichtskarte von Finnland und der angrenzenden Landteilen : 1/2 500 000. Helsingfors.

SHIMIZU, N., KUSHIRO, I. (1975) - Partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressures : preliminary experiments. *Geophys. Res. Lett.* 2 : 413-416.

SIMKIN, T., SMITH, J.V. (1970) - Minor element distribution in olivine. *Journ. Geol.*, 78 : 304-325.

SIMONEN, A. (1953) - Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, Early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. *Bull. Com. Geol. Fin.* 160, 64 p.

SIMONEN, A. (1960) - Pre-Quaternary rocks in Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 191 : 1-49.

SIMONEN, A. (1971) - Das finnische Grundgebirge. *Geologischen Rundschau*, 60, 4 : 1406-1421.

SIMONEN, A. (1977) - A review of the geology of the basement complex of Eastern Finland. In : *Problems of Early Precambrian Geology* : 211-218. *Izd-vo Nauka*, Leningrad.

SIMONEN, A. (1980) - The Precambrian in Finland. *Geol. Survey of Finland, Bull.* 304, 58 p.

SMITH, R.E., SMITH, S.E. (1976) - Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in

classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 32 : 114-120.

SNOKE, A.W., CALK, L.C. (1978) - Jackstraw-textured talc-olivine rocks, Preston Peak area, Klamath Mountains, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89 : 223-230.

SPRINGER, R.K. (1974) - Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Western Sierra Nevada Foothills, California. *Journ. Petrol.*, 15 : 160-195.

STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K., FRANCIS, D.M. (1980 a) - An archaean ultramafic turbidite from Lac Guyer, James Bay area, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 17 : 1576-1582.

STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K., FRANCIS, D.M. (1980 b) - Metamorphic olivine in peridotitic komatiite flows, Lac Guyer, Quebec. *Can. Mineral.* 18 : 265-270.

STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K., FRANCIS, D.M., LUDDEN, J. (1983) - The petrogenesis of the Lac Guyer komatiites and basalts and the nature of the komatiite - komatiitic basalt compositional gap. *Contr. Mineral. Petrol.*, 84 : 6-14.

STEARNS, J.E.F., PIPER, J.D.A. (1984) - Palaeomagnetism of the Sveconorwegian mobile belt of the Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, 23 : 201-246.

STORMER, J.C., NICHOLLS, J. (1978) - XLFRAC : a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computer Geosc.*, 4 : 143-159.

SUN, S.S., NESBITT, R.W. (1977) - Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35 : 429-448.

SUN, S.S., NESBITT, R.W. (1978) - Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics : Evidence from Rare Earth Elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65 : 301-325.

TAIPALE, K. (1979) - Arkeisen vulkanismin kehitys Tipasjärven alueella. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit. Oulun Yliopisto, Rapportti, 14, 46 p.

TAIPALE, K. (1983) - The geology and geochemistry of the Archaean Kuhmo greenstone - granite terrain in the Tipasjarvi area, eastern Finland. *Acta Univ. Oulu A 151, Geol. 5*, 98 p.

TAIPALE, K., TUOKKO, I., PIIRAINEN, T. (1980) - A brief introduction to the geology and geochemistry of the Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. in : IGCP project n°161 "Nickel sulfides in ultramafic and mafic rocks". Field excursion, 1980, Papunen ed. 37-73.

TAIPALE, K., TUOKKO, I. (1981) - Kuhmon arkeisen vihreäkivivyöhykkeen geologiasta ja malmimineralisaatioista. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit Oulun Yliopisto, raportti n°47, 65 p.

TAKAHASHI, E., SCARFE, C.M. (1985) - Melting of peridotite to 14 GPa and the genesis of komatiite. *Nature*, vol. 315, p.566-568.

TARNEY, J., DALZIEL, I.W.D., DEWIT, M.J. (1976) - Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile : A model for Archaean greenstone belt formation. in : The early history of the Earth. B.F.

Windley ed., John Wiley and Sons Ltd : 131-146.

TASSE, N., LAJOIE, J., DIMROTH, E. (1978) - The anatomy and interpretation of an Archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 15 : 874-888.

TAYLOR, S.R., Mc LENNAN, S.M. (1985) - The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 312 p.

THAYER, T. (1970) - Chromite segregations as petrogenetic indicators. *Geol. Soc. South Afr. Spec. Publi.*, 1 : 380-390.

TROOMSDORFF, V., EVANS, B.W. (1972) - Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite aureole, Italy. *Amer. Journ. Sci.*, 272 : 423-437.

TROOMSDORFF, V., EVANS, B.W. (1974) - Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 54 : 333-352.

TROOMSDORFF, V., EVANS, B.W. (1977 a) - Antigorite - ophicarbonates : phase relations in a portion of the system CaO - MgO - SiO₂ - H₂O - CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60 : 39-56.

TROOMSDORFF, V., EVANS, B.W. (1977 b) - Antigorite - ophicarbonates : contact metamorphism in Valmalenco, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62 : 301-312.

TUOKKO, I. (1979) - Kuhmon-Suomussalmen Liuskejätkson rautamuodostumat ja niiden stratigrafinen sijainti. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit Oulun Yliopisto, Rapportti n^o16, 82 p.

VAASJOKI, M. (1977) - Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland : their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 294 : 1-66.

VAASJOKI, M. (1981) - The lead isotopic composition of some Finnish galenas. *Geol. Surv. Finland Bull.* 316, 30 pp.

VAASJOKI, M. (1988) - Zircon U-Pb versus Rb-Sr whole rock age data from eastern Finland : a critical comment to the papers of Barbey & Martin and Martin, *Precambrian Res.*, vol.35.

VANCE, J.A., DUNGAN, M.A. (1977) - Formation of peridotites by deserpentinization in the Darrington and Sultan areas, Cascade Mountains, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88 : 1497-1508.

VARTIAINEN, H. (1970) - Schist belt of Tipasjärvi on the parish of Sotkamo, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland.* 42 : 13-22.

VAYRYNEN, H. (1954) - Suomen kallioperä. Otava. Helsinki.

VIDAL, Ph. BLAIS, S. (1979) - L'évolution crustale de l'Archéen de Karélie (Finlande Orientale) : Arguments isotopiques (Strontium et Plomb). 7ème R.A.S.T., Lyon 1979, p.457. *Soc. Géol. Fr. édit.* Paris.

VIDAL, Ph., BLAIS, S., JAHN, B.M., CAPDEVILA, R., TILTON, G.R. (1980) - U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi Archean greenstone belt (Eastern Finland). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44 : 2033-2044.

VILJOEN, M.J., VILJOEN, R.P. (1969 a) - An introduction to the Geology of the Barberton Granite-Greenstone terrain. *Geol. Soc. of South Africa, Spec. Pub. n°2 "Upper Mantle Project"* : 9-28.

VILJOEN, R.P., VILJOEN, M.J. (1969 b) - The effects of metamorphism and serpentinization of the volcanic and associated rocks of the Barberton region. *Geol. Soc. of South Africa, Spec. Pub. n°2 : "Upper Mantle Project"* : 29-53.

VILJOEN, M.J., VILJOEN, R.P. (1969 c) - The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. in *Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub. n°2 : "Upper Mantle Project"* : 55-85.

VILJOEN, M.J., VILJOEN, R.P. (1969 d) - Evidence for the existence of a mobile intrusive peridotite magma from the Komati formation of the Onverwacht group. *Geol. Soc. of South Africa, Spec. Pub. n°2 : "Upper Mantle Project"* : 87-112.

VILJOEN, R.P., VILJOEN, M.J. (1969 e) - The geological and geochemical significance of the upper formations of the Onverwacht Group. *Geol. Soc. of South Africa, Spec. Pub. n°2 : 113-152.*

VORMA, A. (1976) - On the petrochemistry of Rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, Southwestern Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull. 285*, 98 p.

WAGER, L.R., BROWN, G.M., WADSWORTH, W.J. (1960) - Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1, 1 : 73-85.

WETHERILL, G.W., KOUVO, O., TILTON, G.R., GAST, P.W. (1962) - Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian. *J. Geol.*, 70 : 74-88.

WHITFORD, D.J., ARNDT, N.T. (1978) - Rare earth element abundances in a thick layered komatiite lava flow from Ontario, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41 : 188-196.

WHITTAKER, E.J.W., ZUSSMAN, J. (1956) - The characterisation of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral. Mag.* 31, 233 : 107-124.

WICKS, F.J., ZUSSMAN, J. (1975) - Microbeam X-ray diffraction patterns of the serpentine minerals. *Can. Miner.*, 13 : 244-258.

WICKS, F.J., WHITTAKER, E.J.W. (1977) - Serpentine textures and serpentinization. *Can. Mineral.*, 15 : 459-488.

WICKS, F.J., WHITTAKER, E.J.W., ZUSSMAN, J. (1977) - An idealized model for serpentine textures after olivine. *Can. Mineral.*, 15 : 446-458.

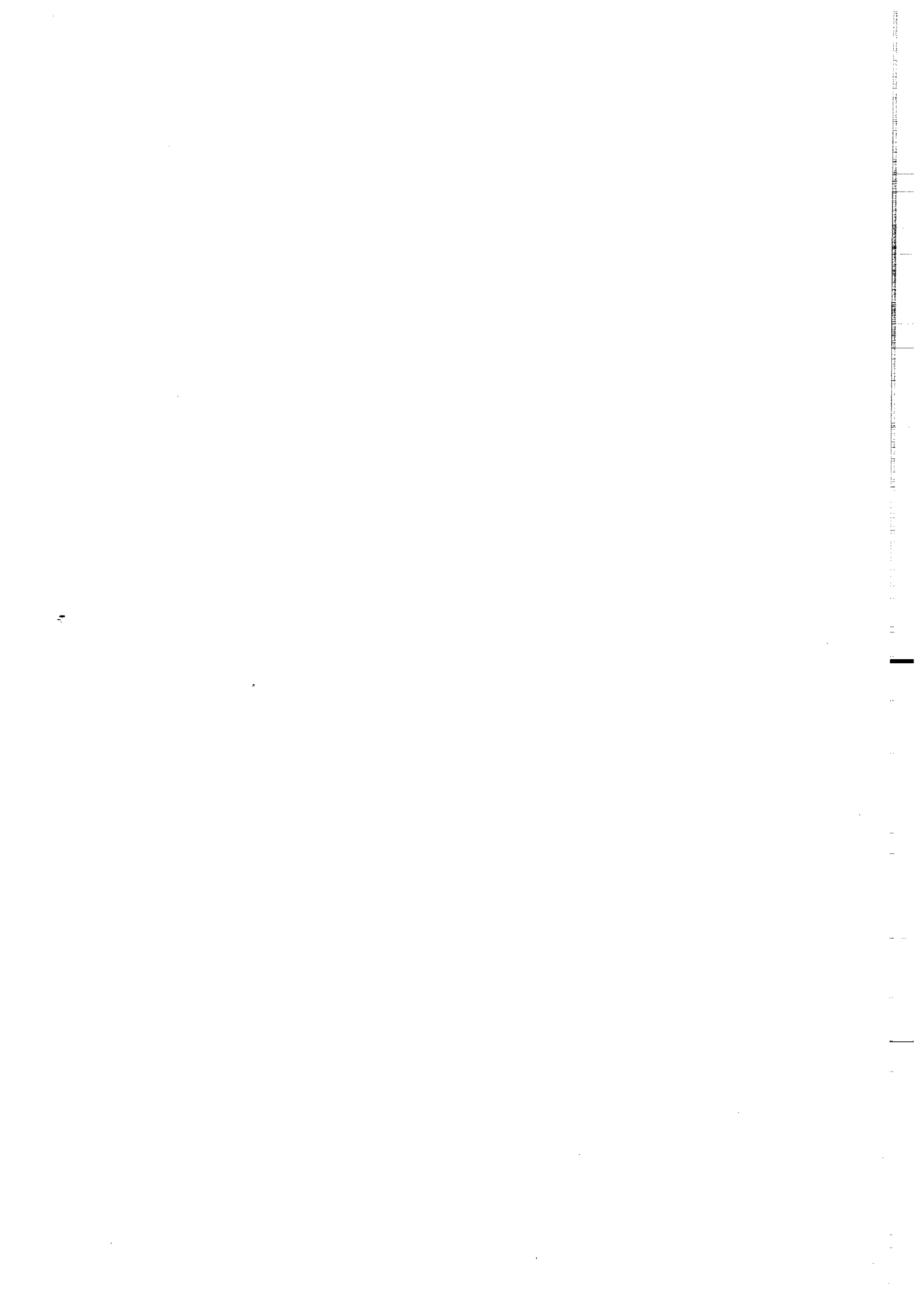
- WICKS, F.J., PLANT, A.G. (1979)** - Electron - microprobe and X-Ray - Microbeam studies of serpentine textures. *Can. Mineral.* 17 : 785-830.
- WILKMAN, W.W. (1921)** - Kivilajikartan selitys (in Finnish). Sheet D4, Nurmes. General Geological Map of Finland *Geol. Surv. Finland.*
- WILLETT, G., ESHUYS, E., GUY, B. (1978)** - Ultramafic rocks of the Widgiemooltha - Norseman area, western Australia : petrological diversity, geochemistry and mineralisation. *Precambrian Res.*, 6 : 133-156.
- WILLIAMS, D.A.C. (1972)** - Archaean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt Monger, Western Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, v.19, pt.2 : 163-188.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. (1977)** - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20 : 325-343.
- WINDLEY, B.F. (1973)** - Crustal development in the Precambrian. *Phil. Trans. R. Soc. Lon. A* 273 : 321-341.
- WINDLEY, B.F. (1976)** - New tectonic models for the evolution of Archean continents and oceans. In : *The Early History of the Earth* B.F. Windley ed. John Wiley and Sons. London, 105-111.
- WINDLEY, B.F. (1977)** - *The evolving continents*. J. Wiley & Sons, 385 p.
- WINDLEY, B.F. (1986)** - *The evolving continents*. J. Wiley & Sons, second ed., 399 p.
- WINDLEY, B.F., BRIDGWATER, D. (1971)** - The evolution of Archaean low and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust., Spec. publ.* 3 : 33-46.
- WOOD, D.A., JORON, J.L., TREUIL, M. (1979)** - A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45 : 326-336.
- ZHANG, Y. (1981)** - Metamorphic olivine in peridotite komatiite flows, Lac Guyer, Quebec : discussion. *Can. Miner.* 18 : 265-270.

ANNEXES

techniques analytiques

analyses chimiques
éléments majeurs
éléments en traces

localisation des échantillons



1 - Préparation des échantillons :

Tous les échantillons ont été sciés pour éliminer la patine d'altération superficielle et les éventuels filonnets de quartz, de carbonates et autres paragenèses filoniennes tardives. Après concassage dans un broyeur à mâchoires et quartage, chaque échantillon a été divisé en deux lots. L'un a été réduit en poudre dans un broyeur à billes en carbure de tungstène et à servi à l'analyse des éléments majeurs, l'autre a été traité dans un broyeur à billes en agate afin de doser les éléments en traces.

2 - Les éléments majeurs :

Les analyses en éléments majeurs ont été effectuées au CAESS de Rennes par F. Vidal et M. Lemoine.

- La perte au feu a été calculée après passage de 1 gramme de poudre de roche à 1000°C pendant une heure, préalablement séchée à 110°C durant douze heures.

- Na et Mg ont été dosés par absorption atomique (Perkin-Elmer 403) : méthode par voie humide, décomposition HF - HClO₄ et reprise dans 100 ml HCl 0,12 N.

- Si, Al, Fe, Mn, Ca, K, Ti, P ont été mesurés par fluorescence X (Spectromètre Siemens SRS) sur des perles obtenues par la fusion à 1000°C d'un mélange de 0,5 g de poudre de roche et de 3,5 g de tétraborate de lithium dopé au lanthane.

La précision des mesures est donnée dans le tableau ci-dessous.

| Oxyde | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ |
|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|
| Précision | 2% | 3% | 3% | 3% | 2% | 3% | 2% | 2% | 10% |

3 - les éléments en traces autres que les REE :

Les analyses ont été faites au CAESS de Rennes par F. Vidal et M. Lemoine.

- Ni, Cr, Co, V, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ba ont été analysés par fluorescence X (spectromètre Siemens SRS) sur des pastilles constituées d'un mélange de 9 grammes de poudre de roche et de 0,9 grammes de moviol pressées à 12 tonnes. Les corrections d'absorption massique ont été calculées à partir des analyses en éléments majeurs.

La précision des mesures figure dans le tableau ci-dessous :

| | Ni | Cr | Co | V | Rb | Sr | Zr | Y | Nb | Ba |
|-----------------|-----|-----|-----|-----|----|----|-----|-----|-----|----|
| Teneur > 20 ppm | 5% | 5% | 5% | 5% | 3% | 3% | 5% | 5% | 5% | 5% |
| Teneur < 20 ppm | 10% | 10% | 10% | 10% | - | - | 10% | 10% | 10% | - |

4 - Les Terres Rares :

Les analyses ont été effectuées au CAESS de Rennes par B.M. Jahn et J. Cornichet, selon la méthode de dilution isotopique.

- 200 à 250 mg de poudre de roche ont été décomposés par un mélange de HF et HClO₄. Les Terres Rares ont été séparées par chromatographie sur une résine échangeuse de cations. Cinq fractions sont recueillies : Terres Rares Lourdes (HREE), Intermédiaires (MREE), Légères (LREE), Cerium (Ce) et Lanthane (La).

Les mesures ont été faites sur un spectromètre de masse TSN 206 et les données acquises sur calculatrice HP 9825 A.

La précision analytique est estimée à 5% pour La et Lu, 3% pour Gd et 2% pour les autres Terres Rares.

Plus de détails analytiques ont été donnés par Jahn et al. (1980).

Deux spectres de Terres Rares de volcanites de Luoma (Fig. 10-21) ont été obtenus par activation neutronique. Les dosages ont été faits au Laboratoire P. Sue (C.E.N. de Saclay) par J.L. Joron avec la collaboration de Y. Georget.

5 - Les analyses minéralogiques :

Les analyses à la microsonde ont été effectuées sur un appareil Camebax (Microsonde "Ouest", IFREMER, Brest) par S. Blais, M. Bohn, D. Hermitte et D. Piquet.

Les conditions opératoires sont : tension de 15 KV, courant de 10 n A et temps de comptage de 6 s. Les concentrations inférieures à 0,2% ne sont pas considérées comme significatives.

*

| SOAP-STONES | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|------------|-------|--------|
| | KUHMO | | | | | | | TIPASJARVI | | |
| N° Ech. | S 557 | S 503 | S 538 | S 539 | S 537 | S 541 | S 536 | 77-58 | 77-23 | 77-24 |
| N° Ana. | 3465 | 2806 | 2809 | 2810 | 2808 | 2812 | 2807 | 3871 | 3769 | 3770 |
| SiO ₂ | 38.47 | 33.50 | 35.40 | 39.50 | 35.30 | 34.80 | 40.40 | 33.11 | 30.02 | 24.80 |
| Al ₂ O ₃ | 3.30 | 1.12 | 2.68 | 2.99 | 2.74 | 1.40 | 1.68 | 1.46 | 1.46 | 1.50 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.58 | 12.75 | 8.75 | 9.23 | 9.35 | 11.90 | 5.35 | 4.97 | 3.35 | 4.90 |
| FeO | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 2.37 | 4.46 | 3.50 |
| MnO | 0.11 | nd | 0.07 | 0.08 | nd | 0.08 | nd | 0.17 | 0.14 | 0.19 |
| MgO | 30.61 | 32.30 | 32.34 | 33.23 | 33.54 | 34.90 | 35.96 | 38.50 | 37.50 | 37.80 |
| CaO | 0.92 | 0.14 | 4.28 | 1.83 | 2.89 | 2.33 | 0.83 | 0.08 | 0.29 | 0.40 |
| Na ₂ O | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 0.40 | 0.01 | 0.35 |
| K ₂ O | nd | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.08 | 0.01 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.22 | 0.08 | 0.17 | 0.18 | 0.20 | 0.10 | 0.07 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| P ₂ O ₅ | nd | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.06 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.04 |
| P.F. | 10.97 | 20.20 | 16.33 | 11.97 | 15.71 | 16.81 | 16.10 | 18.63 | 22.54 | 26.51 |
| Total | 97.18 | 100.13 | 100.05 | 99.08 | 99.81 | 102.36 | 100.40 | 99.83 | 99.86 | 100.04 |
| Nb | 0 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | tr | tr | tr |
| Zr | 12 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | tr | tr | tr |
| Y | 5 | 0 | 4 | 3 | 5 | 3 | 3 | 4 | tr | tr |
| Sr | 6 | 4 | 20 | 8 | 14 | 11 | 5 | 4 | tr | tr |
| Rb | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | tr | tr | tr |
| Co | 109 | 69 | 83 | 77 | 94 | 80 | 66 | 119 | 88 | 98 |
| V | 86 | 24 | 56 | 71 | 70 | 47 | 33 | 20 | 27 | 28 |
| Ni | 1833 | 1803 | 1974 | 1948 | 2058 | 2051 | 1744 | 2271 | 1795 | 1711 |
| Cr | 2653 | 2999 | 2878 | 2906 | 2959 | 4421 | 1893 | 2426 | 2719 | 1618 |

| ULTRABASITES MASSIVES - METACUMULATS | | | | | | | |
|--------------------------------------|-------------|-------|--------|--------|---------|---------|-------|
| | SUOMUSSALMI | | | | | | |
| N° Ech. | S 3-1 | S 3-2 | S 4 | S 209 | S 213-2 | S 231-2 | S 233 |
| N° Ana. | 2784 | 2785 | 2786 | 2827 | 3462 | 3464 | 3463 |
| SiO ₂ | 37.20 | 37.60 | 38.40 | 39.00 | 39.14 | 37.08 | 35.67 |
| Al ₂ O ₃ | 3.29 | 3.39 | 3.82 | 3.32 | 2.80 | 1.90 | 1.10 |
| Fe ₂ O ₃ | 15.08 | 15.30 | 15.02 | 10.25 | 8.67 | 6.92 | 9.38 |
| FeO | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| MnO | 0.22 | 0.23 | 0.24 | 0.15 | 0.15 | 0.08 | 0.07 |
| MgO | 29.22 | 29.87 | 30.33 | 34.96 | 36.17 | 37.97 | 38.01 |
| CaO | 3.38 | 3.42 | 3.15 | nd | 0.20 | nd | 0.15 |
| Na ₂ O | 0.00 | tr | tr | nd | 0.00 | nd | nd |
| K ₂ O | 0.12 | 0.10 | 0.10 | nd | nd | nd | nd |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.29 | 0.29 | 0.21 | 0.20 | 0.11 | 0.05 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | nd | nd | nd |
| P.F. | 8.79 | 8.88 | 8.92 | 13.22 | 11.56 | 13.76 | 14.79 |
| Total | 97.63 | 99.11 | 100.32 | 101.16 | 98.99 | 97.82 | 99.22 |
| Nb | nd | nd | nd | nd | 0 | 0 | 0 |
| Zr | 30 | nd | 25 | 10 | 10 | 5 | 3 |
| Y | tr | nd | tr | 10 | 4 | 1 | 0 |
| Sr | 16 | nd | 11 | 3 | 4 | 0 | 1 |
| Rb | tr | nd | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| Co | 106 | nd | 108 | 108 | 77 | 90 | 117 |
| V | 97 | nd | 90 | 69 | 58 | 37 | 19 |
| Ni | 1485 | 1386 | 1313 | 1170 | 2174 | 2106 | 2594 |
| Cr | 5879 | nd | 5719 | 4760 | 2514 | 1360 | 2570 |

| METADUNITES SERPENTINITES à CARBONATE - KUHMO | | | | | | | | | | | |
|---|---------------|---------------|----------------|-----------------|----------------|---------------|----------------|----------------|----------------|---------------|----------------|
| N° Ech. N° Ana. | 77-74 3878 | 77-57 3870 | 77-189 4761 | 79-156 51.90 | 77-193 4763 | 77-60 4757 | 77-198 4760 | 77-192 4762 | 79-152 5355 | 77-62 3872 | 77-196 4764 |
| SiO ₂ | 35.11 | 34.42 | 37.97 | 38.02 | 34.85 | 39.17 | 37.59 | 38.02 | 38.00 | 36.56 | 35.75 |
| Al ₂ O ₃ | 2.96 | 1.83 | 1.76 | 2.47 | 1.22 | 2.07 | 2.29 | 1.52 | 2.48 | 2.03 | 1.44 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.31 | 8.15 | 7.16 | 7.45 | 7.59 | 7.60 | 6.00 | 8.19 | 6.17 | 4.97 | 5.81 |
| FeO | 3.52 | 2.43 | 4.31 | 3.29 | 2.40 | 2.78 | 3.82 | 2.72 | nd | 1.84 | 2.12 |
| MnO | 0.20 | 0.16 | 0.09 | 0.11 | 0.22 | 0.12 | 0.16 | 0.16 | 0.12 | 0.12 | 0.13 |
| MgO | 34.21 | 34.67 | 36.52 | 36.71 | 37.12 | 37.32 | 37.59 | 37.59 | 38.52 | 38.80 | 39.99 |
| CaO | 1.03 | 3.22 | 0.57 | 0.01 | 1.69 | 0.79 | 1.11 | 0.19 | 0.03 | 0.01 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| TiO ₂ | 0.18 | 0.06 | 0.11 | 0.14 | 0.07 | 0.12 | 0.13 | 0.08 | 0.12 | 0.07 | 0.08 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.02 |
| P.F. | 11.50 | 14.44 | 11.66 | 11.53 | 13.10 | 10.84 | 12.48 | 11.40 | 13.84 | 14.90 | 14.87 |
| Total | 99.07 | 99.74 | 100.19 | 99.80 | 98.30 | 100.85 | 101.21 | 99.90 | 99.33 | 99.34 | 100.21 |
| Nb | tr | tr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | nd | tr | 0 |
| Zr | 4 | tr | 7 | 6 | 3 | 8 | 9 | 5 | 6 | tr | 6 |
| Y | 4 | 3 | 2 | 4 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 2 | 1 |
| Sr | 8 | 44 | 2 | 0 | 25 | 0 | 6 | 1 | 0 | 4 | 0 |
| Rb | 1 | tr | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | nd | 1 | 0 |
| Co | 123 | 118 | 120 | 116 | 105 | 94 | 120 | 112 | 108 | 99 | 100 |
| V | 60 | 33 | 47 | 50 | 32 | 41 | 53 | 39 | 49 | 25 | 26 |
| Ni | 1926 | 2316 | 2181 | 2459 | 1635 | 1887 | 2255 | 1444 | 2452 | 2386 | 2335 |
| Cr | 3062 | 2607 | 3393 | 3203 | 4115 | 2910 | 3634 | 4230 | 1525 | 1784 | 2998 |
| Ba | nd | nd | nd | 4 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |

| METADUNITES : SERPENTINITES | | | |
|--------------------------------|---------------|----------------|---------------|
| à BRUCITE - KUHMO | | | |
| N° Ech. N° Ana. | 77-66 3875 | 79-104 5354 | S 182 2826 |
| SiO ₂ | 34.67 | 37.33 | 35.90 |
| Al ₂ O ₃ | 1.98 | 1.66 | 1.64 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.41 | 8.03 | 8.95 |
| FeO | 1.79 | 2.04 | 2.32 |
| MnO | 0.10 | 0.14 | 0.13 |
| MgO | 37.40 | 38.02 | 38.17 |
| CaO | 0.01 | 0.03 | nd |
| Na ₂ O | 0.50 | 0.00 | nd |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | nd |
| TiO ₂ | 0.09 | 0.11 | 0.11 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.03 | 0.03 |
| P.F. | 13.88 | 12.05 | 12.93 |
| Total | 99.88 | 99.44 | 100.18 |
| Nb | 1 | nd | nd |
| Zr | tr | 6 | 20 |
| Y | 5 | 2 | tr |
| Sr | 6 | 0 | 2 |
| Rb | tr | nd | tr |
| Co | 127 | 95 | 101 |
| V | 36 | 43 | 38 |
| Ni | 2159 | 2009 | 1834 |
| Cr | 2460 | 4303 | 4530 |

| METADUNITES : SERPENTINITES à OLIVINE - KUHMO | | | | | | | | |
|---|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|---------------|----------------|----------------|
| N° Ech. N° Ana. | 79-12 5347 | 79-16 5349 | 77-76 3879 | 79-14 5348 | 79-300 5195 | 79-48 5351 | 79-305 5198 | 79-304 5197 |
| SiO ₂ | 35.34 | 34.35 | 37.20 | 34.47 | 36.97 | 36.34 | 35.04 | 35.63 |
| Al ₂ O ₃ | 1.19 | 0.95 | 2.32 | 1.12 | 1.69 | 1.31 | 1.13 | 1.15 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.91 | 10.69 | 9.72 | 9.25 | 7.46 | 8.52 | 9.46 | 9.56 |
| FeO | 3.83 | 3.86 | 2.04 | 3.24 | 2.13 | 2.43 | 2.65 | 3.34 |
| MnO | 0.18 | 0.26 | 0.15 | 0.30 | 0.13 | 0.17 | 0.19 | 0.25 |
| MgO | 35.21 | 36.23 | 36.40 | 37.20 | 37.86 | 38.06 | 38.07 | 38.22 |
| CaO | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.09 | 0.01 | 0.29 | 0.01 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.20 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.07 | 0.06 | 0.12 | 0.07 | 0.10 | 0.09 | 0.07 | 0.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.05 |
| P.F. | 11.31 | 12.03 | 10.91 | 12.26 | 11.87 | 12.54 | 12.91 | 11.18 |
| Total | 98.10 | 98.47 | 99.12 | 98.03 | 98.27 | 99.78 | 99.60 | 99.48 |
| Nb | nd | nd | tr | nd | 0 | nd | 0 | 0 |
| Zr | 4 | 3 | tr | 4 | 6 | 6 | 2 | 6 |
| Y | 0 | 0 | 3 | 1 | 3 | 0 | 2 | 2 |
| Sr | 0 | 0 | 5 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Rb | nd | nd | tr | nd | 0 | nd | 0 | 0 |
| Co | 110 | 123 | 111 | 127 | 105 | 123 | 134 | 119 |
| V | 36 | 35 | 51 | 32 | 33 | 37 | 31 | 36 |
| Ni | 1938 | 1969 | 1912 | 2014 | 2673 | 1555 | 1916 | 1687 |
| Cr | 3689 | 3935 | 3202 | 3792 | 1561 | 4121 | 4012 | 3791 |
| Ba | nd | nd | nd | nd | 0 | nd | 0 | 0 |

| METADUNITES : SERPENTINITES à OLIVINE - KUHMO | | | | | | | |
|---|----------------|---------------|----------------|----------------|----------------|---------------|----------------|
| N° Ech. N° Ana. | 79-160 5192 | 79-78 5353 | 79-308 5199 | 79-303 5196 | 77-197 4765 | 79-77 5352 | 79-159 5191 |
| SiO ₂ | 36.73 | 36.12 | 35.12 | 37.54 | 37.98 | 35.91 | 36.88 |
| Al ₂ O ₃ | 1.28 | 1.40 | 0.98 | 1.54 | 1.59 | 1.00 | 1.25 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.75 | 7.72 | 8.50 | 5.45 | 6.40 | 5.92 | 5.94 |
| FeO | 1.55 | 2.10 | 2.73 | 1.60 | 2.66 | 1.60 | 1.82 |
| MnO | 0.14 | 0.18 | 0.25 | 0.18 | 0.22 | 0.15 | 0.12 |
| MgO | 38.45 | 38.78 | 38.86 | 39.16 | 39.70 | 39.38 | 39.67 |
| CaO | 0.01 | 0.09 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | nd | 0.00 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.10 | 0.10 | 0.05 | 0.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.03 |
| P.F. | 13.88 | 13.48 | 12.75 | 12.78 | 11.72 | 14.59 | 13.56 |
| Total | 98.92 | 99.97 | 99.34 | 98.43 | 100.41 | 98.66 | 99.37 |
| Nb | 0 | nd | 0 | 0 | 0 | nd | 0 |
| Zr | 7 | 6 | 5 | 7 | 7 | 3 | 8 |
| Y | 2 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 3 |
| Sr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Rb | 0 | nd | 0 | 0 | 1 | nd | 0 |
| Co | 119 | 114 | 127 | 107 | 125 | 114 | 128 |
| V | 16 | 31 | 31 | 27 | 33 | 18 | 22 |
| Ni | 2606 | 2051 | 1958 | 2224 | 2327 | 2461 | 2562 |
| Cr | 2309 | 3296 | 3806 | 1005 | 3404 | 3146 | 2005 |
| Ba | 0 | nd | 0 | 0 | nd | nd | 0 |

| METACUMULATS à CLINOPYROXENE : SERPENTINITES à AMPHIBOLE - KUHMO | | | | | | | | | | |
|--|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|---------------|----------------|----------------|---------------|---------------|
| N° Ech. N° Ana. | 79-57 5585 | 77-69 3877 | 77-67 3876 | 79-157 5587 | 79-186 5580 | 77-61 4758 | 79-184 5582 | 79-187 5579 | 79-86 5581 | S 383 2934 |
| SiO ₂ | 42.19 | 42.78 | 39.50 | 41.15 | 40.70 | 41.60 | 39.10 | 39.23 | 38.92 | 39.20 |
| Al ₂ O ₃ | 2.94 | 2.44 | 4.85 | 4.14 | 4.16 | 2.64 | 3.32 | 2.89 | 2.60 | 2.77 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.04 | 5.74 | 7.20 | 3.28 | 3.10 | 5.90 | 5.15 | 5.82 | 5.45 | 5.95 |
| FeO | 5.57 | 5.28 | 4.44 | 6.68 | 5.55 | 3.57 | 5.10 | 4.90 | 3.82 | 3.53 |
| MnO | 0.16 | 0.20 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.11 | 0.20 | 0.22 | 0.16 | 0.17 |
| MgO | 29.97 | 30.56 | 30.89 | 31.30 | 31.58 | 31.85 | 33.81 | 33.90 | 35.42 | 35.80 |
| CaO | 4.04 | 3.24 | 2.28 | 2.58 | 3.75 | 4.60 | 2.62 | 1.30 | 1.38 | 2.16 |
| Na ₂ O | nd | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | nd |
| K ₂ O | nd | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | nd |
| TiO ₂ | 0.19 | 0.11 | 0.21 | 0.29 | 0.21 | 0.13 | 0.16 | 0.18 | 0.20 | 0.14 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 |
| P.F. | 9.28 | 8.35 | 9.94 | 9.23 | 10.28 | 10.35 | 10.66 | 10.44 | 11.39 | 10.92 |
| Total | 98.43 | 98.76 | 99.53 | 98.98 | 99.53 | 100.79 | 100.16 | 98.93 | 99.38 | 100.68 |
| Nb | nd | tr | 33 | nd | nd | 0 | nd | nd | nd | nd |
| Zr | nd | tr | 6 | nd | nd | 8 | nd | nd | nd | 0 |
| Y | nd | 3 | 6 | nd | nd | 2 | nd | nd | nd | 6 |
| Sr | nd | 5 | 5 | nd | nd | 0 | nd | nd | nd | 4 |
| Rb | nd | tr | 2 | nd | nd | 0 | nd | nd | nd | 0 |
| Co | 121 | 106 | 117 | 108 | 107 | 104 | 105 | 105 | 109 | 112 |
| V | 92 | 66 | 92 | 86 | 75 | 66 | 76 | 75 | 68 | 63 |
| Ni | 1222 | 1395 | 1562 | 1863 | 1805 | 1879 | 1522 | 2070 | 2162 | 2084 |
| Cr | 4096 | 2863 | 3017 | 2648 | 3348 | 2611 | 3386 | 3802 | 2070 | 2334 |

| METACUMULATS à CLINOPYROXENE : SERPENTINITES à CLINOPYROXENE - KUHMO | | | | | | | | |
|--|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------|----------------|----------------|--|
| | Aap.01. | | | | | | | |
| N° Ech. N° Ana. | 79-40 5350 | 79-41 B 5586 | 77-59 A 3639 | 77-59 B 3640 | 79-47 5588 | 79-153 5584 | 79-154 5583 | |
| SiO ₂ | 40.65 | 41.36 | 40.98 | 41.69 | 41.61 | 41.74 | 41.56 | |
| Al ₂ O ₃ | 4.78 | 3.30 | 3.27 | 3.28 | 2.73 | 2.40 | 1.87 | |
| Fe ₂ O ₃ | 5.35 | 4.24 | 5.55 | 4.92 | 4.75 | 5.53 | 5.88 | |
| FeO | 4.86 | 5.88 | 6.89 | 6.04 | 5.48 | 4.92 | 5.43 | |
| MnO | 0.17 | 0.22 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.19 | |
| MgO | 29.43 | 28.66 | 28.69 | 29.33 | 30.82 | 31.72 | 32.01 | |
| CaO | 4.77 | 6.73 | 6.67 | 6.79 | 6.04 | 5.33 | 4.86 | |
| Na ₂ O | 0.23 | 0.12 | 0.02 | 0.05 | 0.07 | 0.00 | 0.07 | |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | |
| TiO ₂ | 0.31 | 0.18 | 0.17 | 0.18 | 0.18 | 0.15 | 0.13 | |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | |
| P.F. | 9.12 | 7.81 | 7.32 | 7.44 | 8.29 | 8.42 | 8.46 | |
| Total | 99.72 | 98.56 | 99.80 | 99.94 | 100.21 | 100.44 | 100.51 | |
| Nb | nd | nd | 1 | 0 | nd | nd | nd | |
| Zr | 12 | nd | 8 | 7 | nd | nd | nd | |
| Y | 5 | nd | 4 | 3 | nd | nd | nd | |
| Sr | 33 | nd | 1 | 3 | nd | nd | nd | |
| Rb | nd | nd | 0 | 1 | nd | nd | nd | |
| Co | 103 | 109 | 121 | 107 | 123 | 118 | 120 | |
| V | 124 | 107 | 105 | 109 | 104 | 102 | 85 | |
| Ni | 1601 | 1090 | 1152 | 1170 | 1218 | 1131 | 1200 | |
| Cr | 2859 | 4044 | 3968 | 4127 | 3980 | 4323 | 3266 | |

| METAVOLCANITES ULTRABASIQUES MASSIVES | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | Amphibolites à Olivine | | | | | | | Amph. à Cpx | |
| N° Ech. N° Ana. | 77-177 4107 | 77-166 4112 | 77-132 4093 | 77-185 4111 | 77-183 4110 | 77-179 4108 | 77-175 4106 | 79-162 5193 | 79-165 5194 |
| SiO ₂ | 40.86 | 43.98 | 45.29 | 44.96 | 43.61 | 43.53 | 43.41 | 42.86 | 43.40 |
| Al ₂ O ₃ | 9.28 | 7.84 | 7.10 | 6.53 | 7.17 | 6.57 | 8.02 | 8.35 | 8.42 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.78 | 3.89 | 2.88 | 4.97 | 3.87 | 1.51 | 2.73 | 2.69 | 4.35 |
| FeO | 7.53 | 6.57 | 5.89 | 4.82 | 7.01 | 9.98 | 6.03 | 7.27 | 4.94 |
| MnO | 0.16 | 0.20 | 0.15 | 0.20 | 0.19 | 0.22 | 0.15 | 0.17 | 0.18 |
| MgO | 21.35 | 22.11 | 22.78 | 23.92 | 24.36 | 25.15 | 25.58 | 21.56 | 20.06 |
| CaO | 8.52 | 8.90 | 8.36 | 8.16 | 7.65 | 7.54 | 6.59 | 10.46 | 13.14 |
| Na ₂ O | 0.70 | 0.75 | 0.08 | 0.81 | 0.68 | 0.33 | 0.30 | 0.52 | 0.62 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.06 | 0.00 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.44 | 0.34 | 0.35 | 0.35 | 0.32 | 0.35 | 0.41 | 0.38 | 0.37 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.07 |
| P.F. | 6.12 | 3.97 | 6.07 | 4.64 | 5.30 | 5.05 | 6.10 | 4.51 | 4.56 |
| Total | 98.86 | 98.69 | 99.03 | 99.49 | 100.25 | 100.34 | 99.38 | 98.86 | 100.12 |
| Nb | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | 0 | 0 |
| Zr | 24 | 19 | 24 | 24 | 19 | 21 | 23 | 19 | 18 |
| Y | 13 | 7 | 9 | 13 | 13 | 12 | 11 | 6 | 7 |
| Sr | 52 | 46 | 10 | 43 | 45 | 23 | 26 | 53 | 49 |
| Rb | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | 1 | 2 |
| Co | 101 | 97 | 87 | 95 | 110 | 109 | 95 | 83 | 91 |
| V | 201 | 169 | 158 | 152 | 163 | 152 | 175 | 156 | 175 |
| Ni | 1117 | 1058 | 1082 | 1116 | 1279 | 1245 | 1201 | 1028 | 934 |
| Cr | 4121 | 3326 | 3740 | 2828 | 3525 | 3130 | 4140 | 3114 | 3178 |
| Ba | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 8 | 6 |

| METAVOLCANITES ULTRABASIQUES PILLOW-LAVAS | | | | | | | |
|---|----------------|---------------|---------------|----------------|---------------|---------------|--|
| | Serp à brucite | | | Amph à olivine | | | |
| N° Ech. N° Ana. | 77-64 3873 | 79-11 5346 | 77-65 3874 | 77-93 4090 | 77-92 4089 | 77-48 3865 | |
| SiO ₂ | 34.79 | 34.75 | 32.75 | 41.19 | 43.26 | 47.55 | |
| Al ₂ O ₃ | 1.81 | 0.83 | 1.42 | 6.87 | 6.48 | 6.92 | |
| Fe ₂ O ₃ | 7.96 | 9.73 | 9.57 | 3.94 | 2.97 | 2.13 | |
| FeO | 2.19 | nd | 2.36 | 6.68 | 6.28 | 8.12 | |
| MnO | 0.13 | 0.14 | 0.18 | 0.16 | 0.16 | 0.23 | |
| MgO | 38.52 | 39.00 | 39.10 | 26.74 | 27.16 | 19.88 | |
| CaO | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 5.78 | 6.31 | 9.57 | |
| Na ₂ O | 0.46 | 0.03 | 0.01 | 0.25 | 0.35 | 0.42 | |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.10 | |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.40 | 0.42 | 0.32 | |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.14 | 0.09 | |
| P.F. | 13.03 | 14.36 | 13.73 | 7.18 | 6.53 | 4.13 | |
| Total | 98.99 | 98.92 | 99.21 | 99.25 | 100.08 | 99.46 | |
| Nb | tr | nd | tr | tr | tr | tr | |
| Zr | tr | 2 | tr | 22 | 22 | 18 | |
| Y | 2 | 0 | 2 | 9 | 9 | 9 | |
| Sr | 4 | 0 | 2 | 25 | 33 | 8 | |
| Rb | 1 | nd | tr | tr | tr | 2 | |
| Co | 108 | 111 | 116 | 115 | 93 | 102 | |
| V | 34 | 18 | 21 | 182 | 177 | 159 | |
| Ni | 1992 | 2252 | 2461 | 1304 | 1195 | 1006 | |
| Cr | 3157 | 3138 | 2561 | 3685 | 3750 | 2394 | |

| COULEE DIFFERENCIEE A SPINIFEX EN VEINES - TIPASJARVI | | | | | | | |
|---|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| N° Ech. N° Ana. | 79-111 5097 | 79-113 5099 | 79-115 5100 | 79-116 5101 | 79-117 5102 | 79-119 5104 | 79-118 5103 |
| SiO ₂ | 42.61 | 43.03 | 41.75 | 44.98 | 39.01 | 38.61 | 40.15 |
| Al ₂ O ₃ | 7.86 | 7.60 | 8.67 | 7.15 | 5.26 | 5.39 | 6.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.36 | 4.00 | 4.90 | 3.73 | 1.47 | 1.22 | 3.52 |
| FeO | 6.21 | 5.57 | 6.66 | 5.56 | 7.17 | 7.75 | 6.42 |
| MnO | 0.12 | 0.14 | 0.15 | 0.14 | 0.25 | 0.20 | 0.20 |
| MgO | 25.59 | 25.16 | 22.75 | 24.73 | 25.56 | 26.09 | 24.97 |
| CaO | 5.53 | 6.03 | 6.13 | 7.14 | 7.12 | 5.86 | 6.79 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.12 | 0.24 | 0.18 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.38 | 0.36 | 0.47 | 0.32 | 0.24 | 0.24 | 0.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| P.F. | 7.68 | 7.64 | 6.96 | 6.08 | 12.20 | 12.65 | 10.51 |
| Total | 99.41 | 99.70 | 98.75 | 100.08 | 98.34 | 98.07 | 99.09 |
| Nb | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 |
| Zr | 17 | 15 | 20 | 15 | 11 | 11 | 12 |
| Y | 7 | 6 | 7 | 7 | 5 | 5 | 8 |
| Sr | 22 | 17 | 14 | 19 | 108 | 118 | 82 |
| Rb | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 2 | 0 |
| Co | 86 | 90 | 99 | 89 | 84 | 87 | 85 |
| V | 164 | 174 | 196 | 153 | 126 | 120 | 145 |
| Ni | 1073 | 1074 | 892 | 1174 | 1248 | 1367 | 1164 |
| Cr | 3716 | 3588 | 3695 | 3437 | 2655 | 2639 | 3014 |
| Ba | 1 | 6 | 3 | 4 | 0 | 0 | 1 |

| COULEES HOMOGENES A MICROSPINIFEX - TIPASJARVI | | | | | | | |
|--|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| N° Ech. | 77-11 | S 833 | 77-19 | 79-194 | S 834 | S 832 | S 847 |
| N° Ana. | 3763 | 3203 | 3767 | 5017 | 3196 | 3195 | 3197 |
| SiO ₂ | 43.01 | 43.95 | 43.71 | 42.89 | 43.61 | 42.90 | 44.13 |
| Al ₂ O ₃ | 8.24 | 6.30 | 6.84 | 6.97 | 7.17 | 7.20 | 7.45 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.46 | 2.20 | 5.85 | 1.18 | 2.05 | 1.37 | 0.81 |
| FeO | 5.37 | 7.88 | 4.30 | 8.20 | 7.56 | 8.28 | 8.76 |
| MnO | 0.15 | 0.18 | 0.16 | 0.19 | 0.16 | 0.15 | 0.14 |
| MgO | 21.70 | 24.50 | 25.00 | 24.14 | 25.32 | 25.38 | 25.59 |
| CaO | 8.20 | 6.62 | 6.17 | 6.70 | 6.86 | 6.62 | 6.72 |
| Na ₂ O | 0.23 | 0.00 | 0.01 | 0.18 | 0.20 | 0.19 | 0.23 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| TiO ₂ | 0.41 | 0.27 | 0.35 | 0.31 | 0.33 | 0.35 | 0.41 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.10 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| P.F. | 6.60 | 6.83 | 6.96 | 8.35 | 6.15 | 6.02 | 5.68 |
| Total | 99.45 | 98.83 | 99.41 | 99.16 | 99.50 | 98.52 | 99.98 |
| Nb | tr | tr | tr | nd | tr | tr | tr |
| Zr | 20 | 4 | 19 | 17 | 18 | 19 | 24 |
| Y | 10 | 10 | 9 | nd | 11 | 10 | 9 |
| Sr | 24 | 35 | 22 | nd | 27 | 27 | 27 |
| Rb | tr | tr | tr | nd | tr | tr | tr |
| Co | 93 | 95 | 95 | 93 | 100 | 102 | 97 |
| V | 177 | 153 | 137 | 146 | 150 | 162 | 172 |
| Ni | 990 | 1133 | 1209 | 1258 | 1171 | 1205 | 1149 |
| Cr | 3257 | 2343 | 3095 | 3276 | 3004 | 3107 | 3186 |
| Ba | nd | nd | nd | 5 | nd | nd | nd |

| COULEES HOMOGENES A MICROSPINIFEX - TIPASJARVI | | | | | |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|
| N° Ech. | 79-191 | 79-192 | 79-195 | 79-196 | 79-197 |
| N° Ana. | 5014 | 5015 | 5018 | 5019 | 5020 |
| SiO ₂ | 43.91 | 43.57 | 43.97 | 42.24 | 43.60 |
| Al ₂ O ₃ | 6.82 | 7.88 | 6.87 | 8.15 | 6.82 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.94 | 1.09 | 1.13 | 1.40 | 0.86 |
| FeO | 7.94 | 8.98 | 8.32 | 8.99 | 8.20 |
| MnO | 0.18 | 0.16 | 0.17 | 0.15 | 0.19 |
| MgO | 23.31 | 24.36 | 24.53 | 23.93 | 24.37 |
| CaO | 6.60 | 6.11 | 7.12 | 5.49 | 7.06 |
| Na ₂ O | 0.19 | 0.24 | 0.19 | 0.24 | 0.19 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.33 | 0.38 | 0.32 | 0.40 | 0.33 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| P.F. | 7.00 | 6.93 | 7.35 | 7.96 | 8.43 |
| Total | 96.29 | 99.77 | 100.03 | 99.01 | 100.11 |
| Zr | 18 | 19 | 17 | 19 | 16 |
| Co | 83 | 94 | 91 | 93 | 92 |
| V | 149 | 166 | 152 | 180 | 148 |
| Ni | 1007 | 1075 | 1067 | 1100 | 1219 |
| Cr | 3439 | 3518 | 3508 | 3264 | 3320 |
| Ba | 5 | 4 | 20 | 3 | 25 |

| PILLOWS BASALTIQUES | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------|-------|--------|-------|
| | SUOMUSSALMI | | KUHMO | | | | | | | | |
| N° Ech. N° Ana. | S 263 3185 | S 264 3186 | 77-51 3868 | 77-52 3869 | 77-29 3772 | 77-49 3866 | 77-50 3867 | HPA 2 | HPA 1 | HPA 4 | HPA 3 |
| SiO ₂ | 50.70 | 47.30 | 50.75 | 50.93 | 51.97 | 51.50 | 45.31 | 51.60 | 52.50 | 50.40 | 49.85 |
| Al ₂ O ₃ | 14.22 | 14.52 | 15.53 | 14.47 | 15.05 | 14.00 | 12.28 | 17.01 | 15.90 | 14.03 | 15.49 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.48 | 12.26 | 2.63 | 3.69 | 5.99 | 2.67 | 1.54 | 1.76 | 2.04 | 3.21 | 3.02 |
| FeO | nd | nd | 7.84 | 8.30 | 3.07 | 8.01 | 11.96 | 8.23 | 7.55 | 8.64 | 8.49 |
| MnO | 0.16 | 0.18 | 0.20 | 0.23 | 0.21 | 0.17 | 0.34 | 0.21 | 0.15 | 0.19 | 0.19 |
| MgO | 5.57 | 6.94 | 6.90 | 7.38 | 8.08 | 8.35 | 10.43 | 5.86 | 6.20 | 7.40 | 7.90 |
| CaO | 13.51 | 13.27 | 11.09 | 9.28 | 11.35 | 8.94 | 13.40 | 9.20 | 10.11 | 12.81 | 10.59 |
| Na ₂ O | 1.60 | 1.04 | 2.57 | 2.61 | 3.47 | 4.52 | 1.47 | 2.35 | 2.73 | 1.50 | 1.43 |
| K ₂ O | 0.14 | 0.10 | 0.14 | 1.01 | 0.09 | 0.13 | 0.19 | 0.19 | 0.25 | 0.28 | 0.26 |
| TiO ₂ | 0.75 | 0.75 | 0.79 | 0.75 | 0.77 | 0.73 | 0.64 | 0.89 | 0.73 | 0.82 | 0.76 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.09 | 0.11 | 0.10 | 0.09 | 0.12 | 0.11 | nd | nd | 0.11 | nd |
| P.F. | 2.55 | 2.33 | 0.59 | 0.80 | 0.76 | 0.76 | 1.42 | 1.64 | 1.70 | 0.79 | 0.91 |
| Total | 99.74 | 98.78 | 99.14 | 99.55 | 100.90 | 99.90 | 99.09 | 98.94 | 99.86 | 100.18 | 98.89 |
| Nb | nd | nd | tr | 1 | tr | 4 | 1 | nd | nd | nd | nd |
| Zr | 46 | 45 | 46 | 34 | 44 | 66 | 37 | nd | nd | nd | nd |
| Y | 25 | 24 | 20 | 17 | 19 | 24 | 18 | nd | nd | nd | nd |
| Sr | 163 | 181 | 107 | 103 | 75 | 170 | 49 | nd | nd | nd | nd |
| Rb | 3 | 1 | 1 | 41 | tr | 2 | tr | nd | nd | nd | nd |
| Co | 38 | 44 | 82 | 67 | 96 | 39 | 76 | nd | nd | nd | nd |
| V | 288 | 288 | 280 | 262 | 293 | 265 | 266 | nd | nd | nd | nd |
| Ni | 140 | 150 | 163 | 159 | 339 | 111 | 291 | nd | 220 | 150 | 165 |
| Cr | 460 | 450 | 411 | 374 | 1159 | 367 | 905 | 300 | 550 | 360 | 370 |

| PILLOWS MAGNEISIENS | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|---------------|---------------|---------------|--------|---------------|---------------|--------|--|
| | SUOMUSSALMI | | KUHMO | | | | | | |
| N° Ech. N° Ana. | S 99 2813 | S 100 2814 | S 374 2815 | S 375 2816 | HS11 7 | 77-44 3864 | 77-78 3880 | HS11 8 | |
| SiO ₂ | 48.00 | 48.40 | 48.30 | 48.50 | 47.70 | 46.83 | 46.76 | 48.70 | |
| Al ₂ O ₃ | 11.39 | 11.24 | 9.02 | 10.30 | 11.32 | 12.47 | 11.95 | 9.88 | |
| Fe ₂ O ₃ | 11.70 | 11.77 | 13.32 | 14.41 | nd | 2.69 | 1.99 | nd | |
| FeO | nd | nd | nd | nd | 13.34 | 8.52 | 10.06 | 12.19 | |
| MnO | 0.24 | 0.23 | 0.27 | 0.25 | 0.28 | 0.25 | 0.34 | 0.23 | |
| MgO | 12.55 | 13.22 | 13.17 | 11.04 | 12.00 | 12.23 | 12.30 | 13.60 | |
| CaO | 11.68 | 11.27 | 12.54 | 12.75 | 10.57 | 11.87 | 11.73 | 9.24 | |
| Na ₂ O | 0.44 | 0.88 | 0.95 | 1.19 | 1.40 | 1.40 | 0.97 | 2.04 | |
| K ₂ O | 0.20 | 0.33 | 0.32 | 0.28 | 0.15 | 0.22 | 0.78 | 0.07 | |
| TiO ₂ | 0.42 | 0.41 | 0.64 | 0.72 | 0.68 | 0.59 | 0.65 | 0.63 | |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.12 | 0.12 | 0.02 | |
| P.F. | 3.11 | 2.74 | 1.40 | 1.41 | 1.89 | 2.14 | 1.42 | 2.58 | |
| Total | 99.79 | 100.54 | 99.97 | 100.91 | 99.42 | 99.33 | 99.07 | 99.18 | |
| Nb | nd | nd | nd | nd | nd | tr | 1 | nd | |
| Zr | 25 | 15 | 32 | 39 | nd | 35 | 40 | nd | |
| Y | 12 | 11 | 18 | 21 | nd | 17 | 17 | nd | |
| Sr | 140 | 118 | 37 | 68 | nd | 55 | 101 | nd | |
| Rb | 6 | 10 | 12 | 3 | nd | 6 | 27 | nd | |
| Co | 57 | 55 | 72 | 76 | 70 | 73 | 69 | 70 | |
| V | 228 | 223 | 243 | 303 | nd | 234 | 246 | nd | |
| Ni | 209 | 211 | 425 | 369 | 330 | 286 | 296 | 390 | |
| Cr | 1210 | 1198 | 1669 | 1872 | 760 | 1016 | 1128 | 1260 | |

| GABBRO MOISIOVAARA | | | | | | |
|--------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| N° Ech. | 77-135 | 77-141 | 77-142 | 77-136 | 77-144 | 77-143 |
| N° Ana. | 4095 | 4097 | 4098 | 4096 | 4100 | 4099 |
| SiO2 | 48.35 | 47.10 | 48.61 | 49.71 | 48.25 | 44.52 |
| Al2O3 | 15.18 | 17.02 | 15.46 | 14.22 | 15.12 | 13.25 |
| Fe2O3 | 2.22 | 2.07 | 2.56 | 2.30 | 2.13 | 2.12 |
| FeO | 7.54 | 5.80 | 5.54 | 7.42 | 5.67 | 7.88 |
| MnO | 0.17 | 0.14 | 0.15 | 0.19 | 0.15 | 0.17 |
| MgO | 8.37 | 8.60 | 8.61 | 8.85 | 9.29 | 13.20 |
| CaO | 11.17 | 13.68 | 14.08 | 12.71 | 13.90 | 10.51 |
| Na2O | 2.54 | 1.53 | 1.67 | 1.54 | 1.39 | 0.86 |
| K2O | 0.00 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.08 | 0.12 |
| TiO2 | 0.65 | 0.51 | 0.52 | 0.57 | 0.47 | 0.50 |
| P2O5 | 0.10 | 0.09 | 0.10 | 0.10 | 0.08 | 0.10 |
| P.F. | 2.65 | 2.46 | 2.38 | 2.38 | 2.30 | 4.29 |
| Total | 98.94 | 99.03 | 99.72 | 99.99 | 98.83 | 97.52 |
| Nb | tr | tr | nd | tr | tr | tr |
| Zr | 35 | 30 | 28 | 31 | 25 | 37 |
| Y | 19 | 16 | 16 | 14 | 16 | 14 |
| Sr | 97 | 90 | 92 | 104 | 74 | 85 |
| Rb | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Co | 62 | 53 | 60 | 56 | 58 | 78 |
| V | 259 | 219 | 265 | 265 | 248 | 173 |
| Ni | 139 | 175 | 132 | 101 | 187 | 346 |
| Cr | 767 | 1223 | 1185 | 370 | 1432 | 888 |

| AMPHIBOLITES : BASALTES - SUOMUSSALMI | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|---------------|---------------|
| N° Ech. N° Ana. | S 75 2939 | S 145 2620 | S 29 2788 | S 261 2943 | S 30 2790 | S 212 2828 | S 91 2793 | S 102 2940 | S 252 2942 |
| SiO ₂ | 51.00 | 49.20 | 47.50 | 47.10 | 46.90 | 49.50 | 49.20 | 47.70 | 46.60 |
| Al ₂ O ₃ | 15.80 | 14.76 | 13.95 | 15.49 | 16.06 | 14.82 | 14.60 | 14.80 | 15.18 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.41 | 10.74 | 13.70 | 12.69 | 13.27 | 10.78 | 12.10 | 13.45 | 12.81 |
| FeO | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| MnO | 0.27 | 0.12 | 0.21 | 0.19 | 0.18 | 0.15 | 0.17 | 0.24 | 0.22 |
| MgO | 4.84 | 7.53 | 7.53 | 7.82 | 8.20 | 8.44 | 8.86 | 8.94 | 9.88 |
| CaO | 11.20 | 15.12 | 9.53 | 11.87 | 8.81 | 10.36 | 9.86 | 9.19 | 10.48 |
| Na ₂ O | 2.49 | 0.62 | 1.52 | 1.08 | 2.16 | 2.82 | 1.89 | 2.58 | 2.05 |
| K ₂ O | 0.33 | 0.24 | 0.64 | 0.06 | 0.39 | 0.66 | 0.07 | 0.16 | 0.34 |
| TiO ₂ | 1.00 | 0.68 | 0.98 | 0.84 | 0.79 | 0.70 | 0.78 | 0.98 | 0.76 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.10 | 0.10 |
| P.F. | 0.61 | 1.15 | 3.07 | 3.20 | 1.59 | 1.89 | 3.17 | 2.34 | 1.73 |
| Total | 100.05 | 100.26 | 98.72 | 100.43 | 98.41 | 100.20 | 100.76 | 100.48 | 100.15 |
| Zr | 58 | 43 | 64 | 50 | 46 | 46 | 45 | 57 | 39 |
| Y | 31 | 22 | 26 | 24 | 13 | 22 | 26 | 26 | 21 |
| Sr | 107 | 116 | 170 | 127 | 206 | 153 | 86 | 90 | 82 |
| Rb | 4 | 9 | 21 | 1 | 9 | 16 | 1 | 4 | 11 |
| Co | 58 | 55 | 55 | 53 | 56 | 47 | 50 | 50 | 56 |
| V | 335 | 263 | 320 | 264 | 245 | 259 | 280 | 258 | 281 |
| Ni | 147 | 178 | 150 | 168 | 160 | 63 | 158 | 133 | 212 |
| Cr | 325 | 810 | 220 | 325 | 360 | 108 | 370 | 294 | 325 |

| AMPHIBOLITES : BASALTES - KUHMU | | | | | | | | | |
|---------------------------------|----------------|---------------|---------------|----------------|---------------|---------------|----------------|---------------|---------------|
| N° Ech. N° Ana. | 77-159 4105 | S 332 2830 | 77-81 3642 | 77-146 4101 | S 328 2829 | 77-82 3881 | 77-133 4094 | 77-43 3863 | S 366 2944 |
| SiO ₂ | 51.54 | 49.10 | 47.14 | 48.88 | 48.10 | 49.05 | 47.38 | 49.52 | 50.20 |
| Al ₂ O ₃ | 13.88 | 13.21 | 13.05 | 14.50 | 13.05 | 13.63 | 14.61 | 12.85 | 13.70 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.88 | 12.26 | 3.06 | 1.01 | 13.64 | 2.83 | 3.34 | 2.26 | 12.37 |
| FeO | 12.46 | nd | 7.88 | 11.01 | nd | 8.80 | 8.08 | 8.68 | nd |
| MnO | 0.23 | 0.20 | 0.29 | 0.22 | 0.25 | 0.26 | 0.18 | 0.25 | 0.16 |
| MgO | 7.40 | 7.44 | 7.71 | 8.00 | 8.21 | 8.49 | 8.67 | 9.40 | 9.81 |
| CaO | 10.48 | 9.80 | 15.89 | 11.63 | 11.53 | 12.44 | 10.24 | 10.47 | 7.12 |
| Na ₂ O | 1.77 | 1.15 | 1.62 | 2.28 | 2.37 | 2.29 | 1.43 | 1.77 | 3.84 |
| K ₂ O | 0.21 | 0.16 | 0.06 | 0.13 | 0.24 | 0.12 | 0.05 | 0.20 | 0.10 |
| TiO ₂ | 0.77 | 0.62 | 0.63 | 0.92 | 0.67 | 0.66 | 0.79 | 0.65 | 0.81 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.07 | 0.08 | 0.11 | 0.07 | 0.13 | 0.11 | 0.11 | 0.10 |
| P.F. | 0.61 | 6.02 | 1.21 | 0.81 | 1.40 | 0.53 | 3.25 | 2.50 | 2.07 |
| Total | 100.32 | 100.03 | 98.62 | 99.30 | 99.53 | 99.23 | 98.13 | 98.66 | 100.28 |
| Nb | tr | nd | 5 | tr | nd | 4 | tr | 1 | nd |
| Zr | 48 | 34 | 42 | 54 | 38 | 42 | 57 | 38 | 50 |
| Y | 23 | 20 | 18 | 23 | 22 | 18 | 23 | 30 | 24 |
| Sr | 91 | 100 | 137 | 113 | 133 | 104 | 202 | 101 | 120 |
| Rb | tr | 5 | 11 | tr | 5 | 4 | tr | 4 | 1 |
| Co | 79 | 50 | 75 | 61 | 54 | 65 | 63 | 70 | 53 |
| V | 350 | 260 | 243 | 347 | 280 | 241 | 293 | 223 | 290 |
| Ni | 83 | 85 | 219 | 122 | 96 | 226 | 105 | 246 | 143 |
| Cr | 136 | 251 | 860 | 313 | 230 | 761 | 328 | 892 | 625 |

| AMPHIBOLITES : BASALTES - TIPASJARVI | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|---------------|---------------|--------------|----------------|---------------|----------------|----------------|
| N° Ech. N° Ana. | S 823 3219 | S 824 3220 | S 816 3227 | S 818 3226 | 77-203 3883 | S 828 3225 | S 820 3216 | 77-5 3761 | 77-206 3885 | 77-21 3768 | 77-4 A 3760 | 77-204 3884 |
| SiO ₂ | 53.98 | 51.79 | 48.79 | 48.35 | 52.32 | 49.60 | 50.57 | 48.48 | 50.12 | 47.95 | 47.52 | 49.67 |
| Al ₂ O ₃ | 13.25 | 14.29 | 15.33 | 15.48 | 14.39 | 14.65 | 14.14 | 14.21 | 14.79 | 14.76 | 15.10 | 15.28 |
| Fe ₂ O ₃ | 13.79 | 14.59 | 12.73 | 13.00 | 2.78 | 14.06 | 12.30 | 4.68 | 2.37 | 3.85 | 3.49 | 2.33 |
| FeO | nd | nd | nd | nd | 7.29 | nd | nd | 8.78 | 7.76 | 9.02 | 9.07 | 6.92 |
| MnO | 0.19 | 0.23 | 0.22 | 0.23 | 0.20 | 0.23 | 0.22 | 0.20 | 0.26 | 0.22 | 0.19 | 0.17 |
| MgO | 5.25 | 5.30 | 6.68 | 6.77 | 7.51 | 7.81 | 7.98 | 8.05 | 8.25 | 8.39 | 8.43 | 9.12 |
| CaO | 9.40 | 9.97 | 10.49 | 10.52 | 10.42 | 11.00 | 11.85 | 10.49 | 12.01 | 10.67 | 10.41 | 11.19 |
| Na ₂ O | 2.57 | 2.61 | 2.95 | 3.01 | 2.24 | 1.94 | 1.62 | 2.45 | 1.07 | 3.28 | 3.16 | 2.18 |
| K ₂ O | 0.14 | 0.13 | 0.23 | 0.22 | 0.09 | 0.05 | 0.17 | 0.04 | 0.07 | 0.11 | 0.11 | 0.03 |
| TiO ₂ | 0.94 | 0.79 | 1.03 | 1.00 | 0.79 | 0.93 | 0.55 | 1.05 | 0.59 | 0.91 | 1.07 | 0.52 |
| P ₂ O ₅ | 0.13 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.11 | 0.10 |
| P.F. | 0.60 | 0.59 | 1.29 | 1.08 | 0.75 | 0.44 | 0.78 | 2.02 | 1.89 | 0.67 | 0.94 | 1.26 |
| Total | 100.24 | 100.40 | 99.85 | 99.76 | 98.89 | 100.80 | 100.27 | 100.57 | 99.29 | 99.93 | 99.60 | 98.77 |
| Nb | 3 | tr | 1 | 1 | 2 | 1 | tr | tr | 2 | tr | 4 | 3 |
| Zr | 100 | 54 | 62 | 59 | 53 | 52 | 46 | 58 | 38 | 49 | 62 | 32 |
| Y | 39 | 23 | 24 | 22 | 24 | 23 | 22 | 27 | 18 | 22 | 28 | 16 |
| Sr | 165 | 179 | 126 | 98 | 140 | 101 | 138 | 52 | 98 | 94 | 92 | 68 |
| Rb | 1 | 1 | 10 | 8 | tr | tr | 1 | tr | 3 | tr | tr | tr |
| Co | 57 | 62 | 61 | 58 | 61 | 65 | 65 | 60 | 63 | 65 | 54 | 62 |
| V | 323 | 373 | 319 | 312 | 307 | 322 | 340 | 311 | 267 | 298 | 323 | 225 |
| Ni | 38 | 87 | 142 | 131 | 50 | 109 | 59 | 132 | 170 | 140 | 125 | 193 |
| Cr | 26 | 12 | 400 | 326 | 255 | 280 | 19 | 250 | 463 | 355 | 362 | 496 |

| AMPHIBOLITES magnésiennes : BASALTES magnésiens | | | | | | | |
|---|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | KUHMO | TIPASJARVI | | | | | |
| N° Ech. N° Ana. | S 968 4277 | S 858 3223 | S 830 3193 | S 831 3194 | 77-12 3764 | 77-15 3765 | S 829 3192 |
| SiO ₂ | 50.68 | 47.64 | 45.67 | 48.20 | 45.66 | 45.82 | 43.43 |
| Al ₂ O ₃ | 11.79 | 11.46 | 10.82 | 11.12 | 10.13 | 10.94 | 9.50 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.60 | 12.59 | 13.07 | 11.19 | 4.50 | 4.59 | 0.48 |
| FeO | nd | nd | nd | nd | 8.43 | 6.88 | 11.32 |
| MnO | nd | 0.24 | 0.19 | 0.18 | 0.20 | 0.17 | 0.19 |
| MgO | 12.04 | 11.98 | 15.13 | 15.37 | 15.50 | 16.30 | 20.22 |
| CaO | 5.97 | 11.37 | 9.62 | 9.40 | 11.13 | 9.03 | 7.88 |
| Na ₂ O | 3.80 | 1.09 | 1.00 | 1.66 | 0.92 | 1.71 | 0.21 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.15 | 0.00 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.00 |
| TiO ₂ | 0.67 | 0.56 | 0.63 | 0.54 | 0.58 | 0.58 | 0.50 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.06 |
| P.F. | 3.08 | 2.16 | 2.89 | 2.33 | 2.50 | 3.45 | 4.89 |
| Total | 99.72 | 99.33 | 99.11 | 100.11 | 99.66 | 99.57 | 98.68 |
| Nb | tr | tr | 1 | tr | tr | tr | tr |
| Zr | 46 | 32 | 35 | 32 | 34 | 31 | 18 |
| Y | 23 | 15 | 18 | 17 | 15 | 16 | 18 |
| Sr | 94 | 46 | 32 | 55 | 10 | 43 | 5 |
| Rb | tr | 5 | tr | tr | tr | tr | tr |
| Co | 64 | 69 | 93 | 85 | 89 | 77 | 108 |
| V | 230 | 243 | 235 | 225 | 231 | 219 | 212 |
| Ni | 232 | 308 | 643 | 622 | 524 | 548 | 793 |
| Cr | 1111 | 1093 | 2160 | 2067 | 2021 | 2039 | 2645 |

| THOLEIITES - KUHMU | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|---------------|
| N° Ech. N° Ana. | 77-95 4091 | S 398 2946 | 77-96 4092 | 77-38 3775 | 77-187 4113 | S 335 2832 | S 372 2933 | S 334 2831 | 77-37 3774 | S 371 2835 | 77-152 4103 | 77-36 3773 |
| SiO ₂ | 50.72 | 49.60 | 49.88 | 50.58 | 50.19 | 58.80 | 49.90 | 47.70 | 49.89 | 46.00 | 49.15 | 47.09 |
| Al ₂ O ₃ | 12.69 | 13.75 | 12.88 | 14.03 | 13.95 | 11.41 | 17.40 | 13.06 | 13.92 | 14.25 | 12.56 | 14.96 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.40 | 16.19 | 0.59 | 7.42 | 2.62 | 15.08 | 11.24 | 19.98 | 7.50 | 17.43 | 1.24 | 5.06 |
| FeO | 14.82 | nd | 15.55 | 6.77 | 9.84 | nd | nd | nd | 7.53 | nd | 16.28 | 10.19 |
| MnO | 0.24 | 0.36 | 0.24 | 0.41 | 0.39 | 0.24 | 0.14 | 0.29 | 0.23 | 0.20 | 0.24 | 0.20 |
| MgO | 3.94 | 4.07 | 4.25 | 4.29 | 4.82 | 4.87 | 4.94 | 5.69 | 5.88 | 5.97 | 6.00 | 6.06 |
| CaO | 8.24 | 7.58 | 8.67 | 7.61 | 8.74 | 5.94 | 8.06 | 6.82 | 9.99 | 11.61 | 8.15 | 9.88 |
| Na ₂ O | 2.57 | 4.48 | 2.57 | 4.91 | 4.36 | 2.21 | 4.22 | 2.48 | 3.04 | 1.76 | 2.32 | 3.69 |
| K ₂ O | 1.00 | 1.06 | 0.94 | 1.51 | 0.68 | 0.10 | 0.15 | 0.11 | 0.34 | 0.26 | 0.21 | 0.41 |
| TiO ₂ | 2.26 | 2.14 | 2.34 | 2.01 | 1.74 | 1.70 | 2.67 | 1.91 | 1.72 | 2.05 | 1.80 | 2.04 |
| P ₂ O ₅ | 0.27 | 0.15 | 0.23 | 0.13 | 0.13 | 0.18 | 0.46 | 0.19 | 0.18 | 0.09 | 0.17 | 0.17 |
| P.F. | 0.17 | 0.46 | 0.21 | 0.74 | 0.68 | 1.49 | 0.81 | 1.72 | 0.35 | 0.84 | 0.09 | 0.39 |
| Total | 98.32 | 99.84 | 98.35 | 100.41 | 98.14 | 102.02 | 99.99 | 99.95 | 100.57 | 100.46 | 98.21 | 100.14 |
| Nb | 16 | nd | 13 | 10 | 7 | nd | nd | nd | 9 | nd | 8 | 6 |
| Zr | 213 | 126 | 178 | 109 | 102 | 114 | 51 | 120 | 134 | 61 | 76 | 126 |
| Y | 51 | 27 | 44 | 21 | 19 | 56 | 16 | 54 | 38 | 16 | 40 | 36 |
| Sr | 150 | 248 | 148 | 242 | 277 | 87 | 269 | 92 | 168 | 242 | 54 | 172 |
| Rb | 33 | 37 | 34 | 64 | 16 | 9 | 0 | 1 | tr | 1 | tr | 11 |
| Co | 49 | 49 | 65 | 50 | 55 | 50 | 40 | 64 | 58 | 80 | 73 | 57 |
| V | 355 | 400 | 424 | 348 | 372 | 362 | 197 | 432 | 413 | 770 | 479 | 478 |
| Ni | 27 | 55 | 41 | 41 | 64 | 46 | 32 | 53 | 81 | 32 | 53 | 87 |
| Cr | 42 | 10 | 41 | tr | 7 | 75 | 27 | 85 | 74 | 25 | 96 | 92 |

| THOLEIITES | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|---------------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | KUHMU | | | TIPASJARVI | | | | Cumulats magnésiens | | | | |
| N° Ech. N° Ana. | 77-154 4104 | S 179 2825 | 77-151 4102 | S 860 3224 | S 822 3218 | S 819 3215 | 77-16 3766 | S 825 3221 | S 397 2945 | S 501 2805 | S 846 3222 | S 346 2834 |
| SiO ₂ | 44.78 | 46.10 | 50.88 | 52.77 | 52.96 | 47.22 | 53.73 | 46.72 | 50.00 | 50.00 | 46.84 | 45.30 |
| Al ₂ O ₃ | 13.16 | 14.02 | 12.51 | 13.51 | 13.75 | 14.08 | 13.60 | 13.00 | 5.75 | 6.54 | 11.00 | 9.81 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.29 | 17.03 | 0.50 | 15.78 | 15.83 | 16.12 | 5.04 | 16.88 | 14.10 | 11.74 | 12.94 | 13.89 |
| FeO | 18.67 | nd | 15.38 | nd | nd | nd | 7.05 | nd | nd | nd | nd | nd |
| MnO | 0.27 | 0.23 | 0.27 | 0.22 | 0.18 | 0.24 | 0.20 | 0.24 | 0.29 | 0.25 | 0.20 | 0.21 |
| MgO | 6.86 | 7.18 | 7.74 | 4.66 | 4.69 | 5.78 | 6.43 | 6.77 | 11.48 | 11.67 | 13.51 | 14.81 |
| CaO | 8.60 | 9.28 | 6.47 | 8.10 | 6.95 | 9.82 | 8.06 | 11.47 | 15.75 | 14.13 | 9.90 | 9.51 |
| Na ₂ O | 2.57 | 2.18 | 2.44 | 2.02 | 3.68 | 2.87 | 4.02 | 2.02 | 1.06 | 2.13 | 1.21 | 0.70 |
| K ₂ O | 0.29 | 1.09 | 0.15 | 0.35 | 0.09 | 0.69 | 0.16 | 0.13 | 0.25 | 0.37 | 0.15 | 1.55 |
| TiO ₂ | 2.12 | 2.46 | 1.78 | 1.52 | 1.64 | 2.44 | 1.80 | 1.50 | 1.14 | 1.24 | 1.27 | 1.50 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.35 | 0.19 | 0.16 | 0.09 | 0.31 | 0.07 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.16 | 0.13 |
| P.F. | 0.08 | 0.16 | 0.84 | 0.39 | 0.20 | 0.53 | 0.54 | 0.44 | 1.01 | 0.78 | 2.24 | 2.40 |
| Total | 97.88 | 100.08 | 99.15 | 99.46 | 100.06 | 100.10 | 100.70 | 99.25 | 100.93 | 98.93 | 99.42 | 99.81 |
| Nb | 8 | nd | tr | 3 | 1 | 15 | 5 | 1 | nd | nd | nd | nd |
| Zr | 117 | 195 | 108 | 115 | 82 | 178 | 91 | 37 | 56 | 89 | 106 | 104 |
| Y | 42 | 57 | 41 | 29 | 34 | 39 | 35 | 23 | 23 | 20 | 19 | 22 |
| Sr | 99 | 151 | 61 | 149 | 233 | 216 | 87 | 105 | 88 | 84 | 130 | 57 |
| Rb | tr | 38 | tr | 4 | 1 | 15 | 7 | tr | 1 | 10 | 2 | 3 |
| Co | 65 | 65 | 64 | 62 | 72 | 61 | 49 | 68 | 64 | 55 | 77 | 89 |
| V | 552 | 419 | 484 | 303 | 968 | 394 | 704 | 1613 | 280 | 248 | 268 | 270 |
| Ni | 54 | 120 | 41 | 43 | 87 | 52 | 36 | 45 | 244 | 210 | 552 | 598 |
| Cr | 113 | 218 | 139 | 57 | 29 | 193 | 19 | 43 | 185 | 687 | 1886 | 1980 |

| SERIE VOLCANIQUE de LUOMA - SUOHUSSALMI | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|
| N° Ech. | S 70 | S 64 | S 162 | S 71 |
| N° Ana. | 3176 | 3175 | 3178 | 3177 |
| SiO2 | 57.50 | 57.80 | 58.60 | 58.90 |
| Al2O3 | 15.76 | 16.39 | 15.04 | 16.13 |
| Fe2O3 | 7.44 | 7.97 | 7.28 | 6.82 |
| FeO | nd | nd | nd | nd |
| MnO | 0.11 | 0.14 | 0.12 | 0.11 |
| MgO | 5.16 | 3.69 | 3.58 | 3.93 |
| CaO | 5.18 | 5.20 | 5.84 | 5.88 |
| Na2O | 4.73 | 2.89 | 3.96 | 3.93 |
| K2O | 1.32 | 2.14 | 1.91 | 1.63 |
| TiO2 | 0.69 | 0.83 | 0.89 | 0.74 |
| P2O5 | 0.17 | 0.24 | 0.33 | 0.23 |
| P.F. | 1.49 | 1.98 | 0.83 | 1.22 |
| Total | 99.55 | 99.27 | 98.38 | 99.52 |
| Zr | 130 | 158 | 191 | 148 |
| Y | 23 | 28 | 26 | 26 |
| Sr | 532 | 398 | 312 | 414 |
| Rb | 37 | 72 | 48 | 51 |
| Co | 10 | tr | 10 | 10 |
| V | 124 | 128 | 123 | 121 |
| Cr | 220 | 142 | 120 | 245 |

| SERIE VOLCANIQUE de LUOMA | | | | | | | | | |
|---------------------------|-------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| | SUOHUSSALMI | | | | | | | | KUHMO |
| N° Ech. | S 17 | S 19 | S 18 | S 160 | S 28 | S 29 | S 148 | S 98 | S 518 |
| N° Ana. | 3179 | 3181 | 3180 | 3184 | 2797 | 2789 | 3183 | 2795 | 2800 |
| SiO2 | 62.60 | 65.40 | 66.20 | 66.90 | 67.80 | 68.10 | 71.30 | 73.10 | 73.10 |
| Al2O3 | 15.88 | 15.51 | 16.12 | 15.16 | 15.47 | 15.23 | 14.05 | 15.72 | 15.45 |
| Fe2O3 | 3.78 | 4.22 | 4.19 | 2.79 | 2.91 | 3.79 | 1.58 | 1.37 | 1.60 |
| FeO | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| MnO | 0.10 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 0.02 | 0.05 | 0.02 |
| MgO | 1.14 | 2.69 | 2.79 | 1.13 | 1.73 | 2.16 | 0.51 | 0.70 | 0.80 |
| CaO | 4.50 | 1.47 | 0.71 | 2.49 | 2.16 | 3.32 | 0.77 | 1.51 | 1.74 |
| Na2O | 6.73 | 5.04 | 4.15 | 4.63 | 6.12 | 5.40 | 5.30 | 6.05 | 6.28 |
| K2O | 1.56 | 1.55 | 2.36 | 2.30 | 0.85 | 0.40 | 3.36 | 1.30 | 0.56 |
| TiO2 | 0.47 | 0.45 | 0.48 | 0.40 | 0.37 | 0.38 | 0.26 | 0.19 | 0.23 |
| P2O5 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.05 | 0.08 | 0.01 | 0.05 | 0.05 |
| P.F. | 4.31 | 3.03 | 2.70 | 2.21 | 1.24 | 1.41 | 1.20 | 0.68 | 0.43 |
| Total | 101.00 | 99.52 | 99.84 | 98.17 | 98.75 | 100.36 | 95.36 | 100.72 | 100.26 |
| Zr | 96 | 99 | 99 | 99 | 110 | 40 | 143 | 83 | 90 |
| Y | 13 | 10 | 10 | 11 | 8 | 15 | 19 | 12 | 10 |
| Sr | 265 | 247 | 180 | 397 | 159 | 226 | 64 | 273 | 207 |
| Rb | 27 | 30 | 50 | 48 | 24 | 5 | 61 | 35 | 23 |
| Co | 14 | 16 | 17 | 18 | 20 | 27 | 10 | 18 | 25 |
| V | 70 | 66 | 66 | 40 | 43 | 45 | 10 | 18 | 32 |
| Ni | 22 | 28 | 31 | 13 | 23 | 22 | 5 | 10 | 7 |
| Cr | 71 | 79 | 79 | 26 | 66 | 71 | 98 | 297 | 18 |

| SERIE VOLCANIQUE de KOIVUMAKI - TIPASJARVI | | | | | | |
|--|-------|-------|-------|---------|---------|--------|
| N° Ech. | S 852 | S 850 | S 851 | S 853 B | S 853 A | S 855 |
| N° Ana. | 3200 | 3198 | 3199 | 3209 | 3208 | 3210 |
| SiO ₂ | 65.24 | 65.67 | 66.59 | 77.07 | 78.19 | 78.96 |
| Al ₂ O ₃ | 18.34 | 13.86 | 13.83 | 12.26 | 11.48 | 11.41 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.04 | 7.80 | 7.67 | 1.36 | 1.75 | 2.24 |
| FeO | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| MnO | 0.07 | 0.13 | 0.12 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 1.45 | 1.54 | 1.50 | 0.40 | 1.94 | 0.41 |
| CaO | 3.09 | 4.29 | 4.80 | 0.93 | 0.81 | 0.32 |
| Na ₂ O | 3.74 | 2.93 | 2.63 | 2.66 | 1.56 | 2.65 |
| K ₂ O | 1.96 | 0.95 | 0.92 | 3.75 | 1.70 | 3.36 |
| TiO ₂ | 0.72 | 1.01 | 1.00 | 0.16 | 0.15 | 0.14 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.17 | 0.16 | 0.02 | 0.03 | 0.03 |
| P.F. | 1.25 | 1.03 | 0.59 | 1.32 | 1.77 | 1.06 |
| Total | 99.97 | 99.58 | 99.81 | 100.48 | 99.40 | 100.21 |
| Nb | 7 | 10 | 11 | 14 | 13 | 14 |
| Zr | 210 | 172 | 176 | 283 | 258 | 253 |
| Y | 26 | 26 | 25 | 38 | 21 | 34 |
| Sr | 211 | 162 | 164 | 70 | 87 | 63 |
| Rb | 47 | 34 | 27 | 127 | 105 | 122 |
| Co | 17 | 28 | 29 | 22 | 10 | 18 |
| V | 71 | 52 | 53 | 3 | 2 | 1 |
| Ni | 12 | 18 | 24 | 6 | 2 | 4 |
| Cr | 23 | 9 | 6 | 4 | tr | 1 |

| KOMATIITES | | | | | | | | | | |
|------------|--|-------|-------|-------|-------|--|-------|-------|-------|-------|
| | Spectres avec LREE plats ou légèrement enrichis Type K ₁ | | | | | Spectres LREE nettement appauvris Type K ₂ | | | | |
| N° Ech. | S 100 | S 99 | S 145 | S 332 | S 328 | S 834 | S 847 | S 831 | S 828 | S 818 |
| N° Ana. | 2814 | 2813 | 2820 | 2830 | 2829 | 3196 | 3197 | 3194 | 3225 | 3226 |
| La | 1.424 | 1.716 | - | - | - | 0.634 | 0.340 | 0.896 | 2.405 | 2.174 |
| Ce | 3.64 | 4.29 | 7.39 | 5.014 | 6.02 | 2.292 | 1.522 | 2.812 | 6.85 | 6.67 |
| Nd | 2.60 | 2.93 | 5.34 | 3.85 | 4.47 | 2.11 | 1.956 | 2.554 | 6.15 | 6.166 |
| Sm | 0.846 | 0.932 | 1.68 | 1.29 | 1.46 | 0.742 | 0.763 | 1.053 | 2.15 | 2.22 |
| Eu | 0.329 | 0.380 | 0.588 | 0.410 | 0.569 | 0.266 | 0.262 | 0.386 | 0.788 | 0.861 |
| Gd | 1.15 | 1.33 | 2.22 | 1.765 | 2.075 | 1.026 | 1.08 | 1.61 | 2.95 | 3.02 |
| Dy | 1.528 | 1.625 | 2.73 | 2.24 | 2.66 | 1.271 | 1.349 | 2.056 | 3.723 | 3.824 |
| Er | 1.021 | 1.077 | 1.82 | 1.425 | 1.765 | 0.823 | 0.858 | 1.27 | 2.426 | 2.44 |
| Yb | 0.987 | 1.037 | 1.75 | 1.396 | 1.733 | 0.862 | 0.862 | 1.298 | 2.435 | 2.405 |
| Lu | 0.153 | 0.162 | 0.277 | 0.212 | 0.263 | 0.135 | 1.138 | - | 0.364 | 0.367 |

| KOMATIITES | | | | | | | | | |
|------------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Spectres LREE très légèrement appauvris Type K ₁ | | | | | | | | |
| N° Ech. | S 252 | S 102 | S 75 | S 200 | S 261 | S 833 | S 829 | S 830 | S 824 |
| N° Ana. | 2942 | 2940 | 2939 | 2941 | 2943 | 3203 | 3192 | 3193 | 3220 |
| La | 1.94 | 2.99 | 3.025 | 3.104 | 5.68 | 1.06 | 1.518 | 1.887 | 2.705 |
| Ce | 5.43 | 7.84 | 7.87 | 8.55 | 15.42 | 2.864 | 4.31 | 5.33 | 7.26 |
| Nd | 4.39 | 6.21 | 6.51 | 7.06 | 12.95 | 2.326 | 3.67 | 4.41 | 5.37 |
| Sm | 1.515 | 2.078 | 2.19 | 2.44 | 4.47 | 0.762 | 1.245 | 1.470 | 1.800 |
| Eu | 0.702 | 0.720 | 0.772 | 0.865 | 1.695 | 0.263 | 0.440 | 0.499 | 0.656 |
| Gd | 1.97 | 2.80 | 2.92 | 3.35 | 6.20 | 1.015 | - | 1.89 | 2.54 |
| Dy | 2.45 | 3.35 | 3.55 | 4.38 | 7.77 | 1.253 | 1.98 | 2.36 | 3.24 |
| Er | 1.574 | 2.25 | 2.28 | 2.90 | 4.92 | 0.811 | 1.28 | 1.52 | 2.20 |
| Yb | 1.64 | 2.126 | 2.30 | 2.79 | 4.77 | 0.805 | 1.245 | 1.435 | 2.29 |
| Lu | 0.269 | 0.319 | 0.351 | 0.374 | 0.601 | 0.130 | 0.176 | 0.201 | 0.352 |

| KOMATIITES | | | | | | | |
|------------|-----------------------------|-------|-------|-----------------------|-------|-------|-------|
| | Cumulats et "soap-stone" | | | Spectres particuliers | | | |
| N° Ech. | S 539 | S 3 | S 209 | S 858 | S 374 | S 375 | S 366 |
| N° Ana. | 2810 | 2784 | 2827 | 3223 | 2815 | 2816 | 2944 |
| La | - | 1.14 | - | 1.275 | - | - | 3.18 |
| Ce | 2.812 | 2.37 | 6.60 | 3.87 | 4.97 | 8.51 | 8.11 |
| Nd | 2.67 | 2.21 | 4.175 | 3.525 | 5.04 | 6.40 | 6.53 |
| Sm | 0.783 | 0.694 | 1.104 | 1.225 | 1.752 | 2.01 | 2.42 |
| Eu | 0.053 | 0.246 | 0.366 | 0.447 | 0.420 | 0.653 | 0.901 |
| Gd | 0.940 | 0.845 | 1.43 | 1.82 | 2.33 | 2.95 | 4.32 |
| Dy | 0.895 | 0.945 | 1.67 | 2.03 | 2.677 | 3.27 | 4.655 |
| Er | 0.470 | 0.551 | 1.022 | 1.235 | 1.68 | 1.99 | 3.05 |
| Yb | 0.475 | 0.512 | 0.959 | 1.08 | 1.70 | 1.95 | 2.93 |
| Lu | 0.079 | 0.083 | 0.154 | 0.161 | 0.240 | 0.256 | 0.370 |

| Cycle magmatique calco-alcalin - Volcanites de Luoma | | | | | |
|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| N° Ech. | S 64 | S 162 | S 29 | S 98 | S 160 |
| N° Ana. | 3175 0 | 3178 • | 2789 • | 2795 • | 3184 0 |
| La | 29 | 55.9 | - | - | 25.4 |
| Ce | 56 | 116.2 | 42.9 | 24.4 | 47 |
| Nd | - | 46.5 | 16.5 | 11.1 | 16 |
| Sm | 5.1 | 6.85 | 2.69 | 1.84 | 2.57 |
| Eu | 1.53 | 1.59 | 0.694 | 0.522 | 0.78 |
| Gd | - | 4.83 | 1.804 | 1.15 | - |
| Tb | 0.59 | - | - | - | 0.21 |
| Dy | - | 3.84 | 1.15 | 0.599 | - |
| Er | - | 2.12 | 0.600 | 0.256 | - |
| Yb | 2.43 | 1.825 | 0.607 | 0.227 | 0.75 |
| Lu | 0.36 | 0.257 | 0.096 | 0.026 | 0.11 |

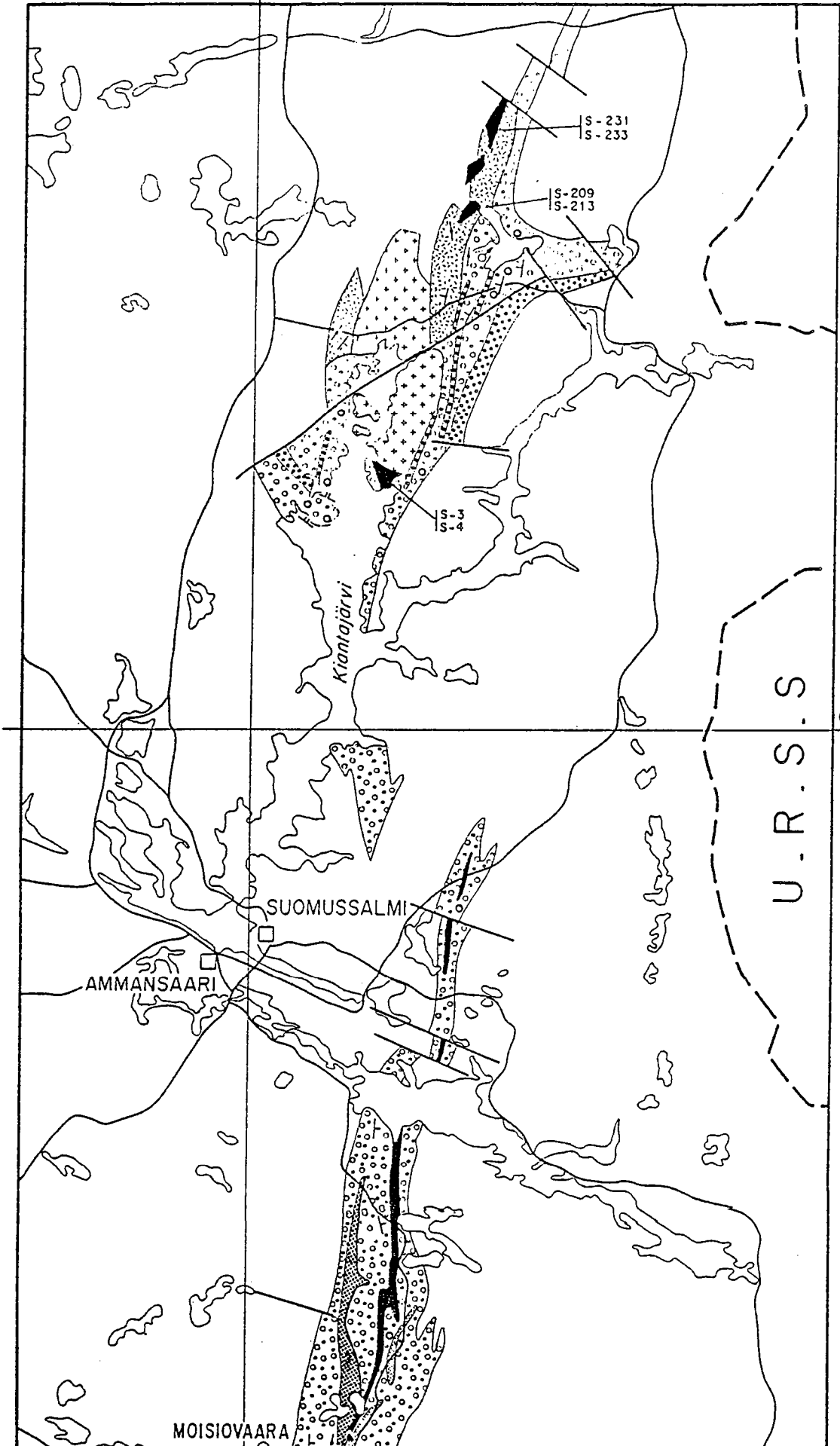
• Jahn et al. (1980) : Dilution itosopique.

0 Martin (1985) : Activation neutronique.

| THOLEIITES | | | | | | |
|------------|--|-------|---|-------|-------|-------|
| N° Ech. | Spectres plats Type Th ₁ | | Fractionnement différent des HREE et des LREE Type Th ₃ | | | |
| | S 825 | S 168 | S 397 | S 346 | S 501 | S 846 |
| N° Ana. | 3221 | 2824 | 2945 | 2834 | 2805 | 3222 |
| La | 2.642 | 3.64 | 4.38 | 7.08 | 5.82 | 3.63 |
| Ce | 7.08 | 9.72 | 12.08 | 20.41 | 16.21 | 9.23 |
| Nd | 5.39 | 8.10 | 9.93 | 13.0 | 12.36 | 7.28 |
| Sm | 1.732 | 2.76 | 2.955 | 3.50 | 3.58 | 2.40 |
| Eu | 0.79 | 0.943 | 0.909 | 1.165 | 1.129 | 0.852 |
| Gd | 2.373 | 3.93 | 3.23 | 3.69 | 4.12 | - |
| Dy | 2.963 | 4.57 | 2.90 | 3.252 | 3.49 | 2.644 |
| Er | 1.92 | 2.95 | 1.39 | 1.604 | 1.711 | 1.376 |
| Yb | 2.066 | 2.90 | 1.097 | 1.462 | 1.54 | 1.186 |
| Lu | 0.328 | 0.449 | 0.164 | 0.175 | 0.171 | 0.164 |

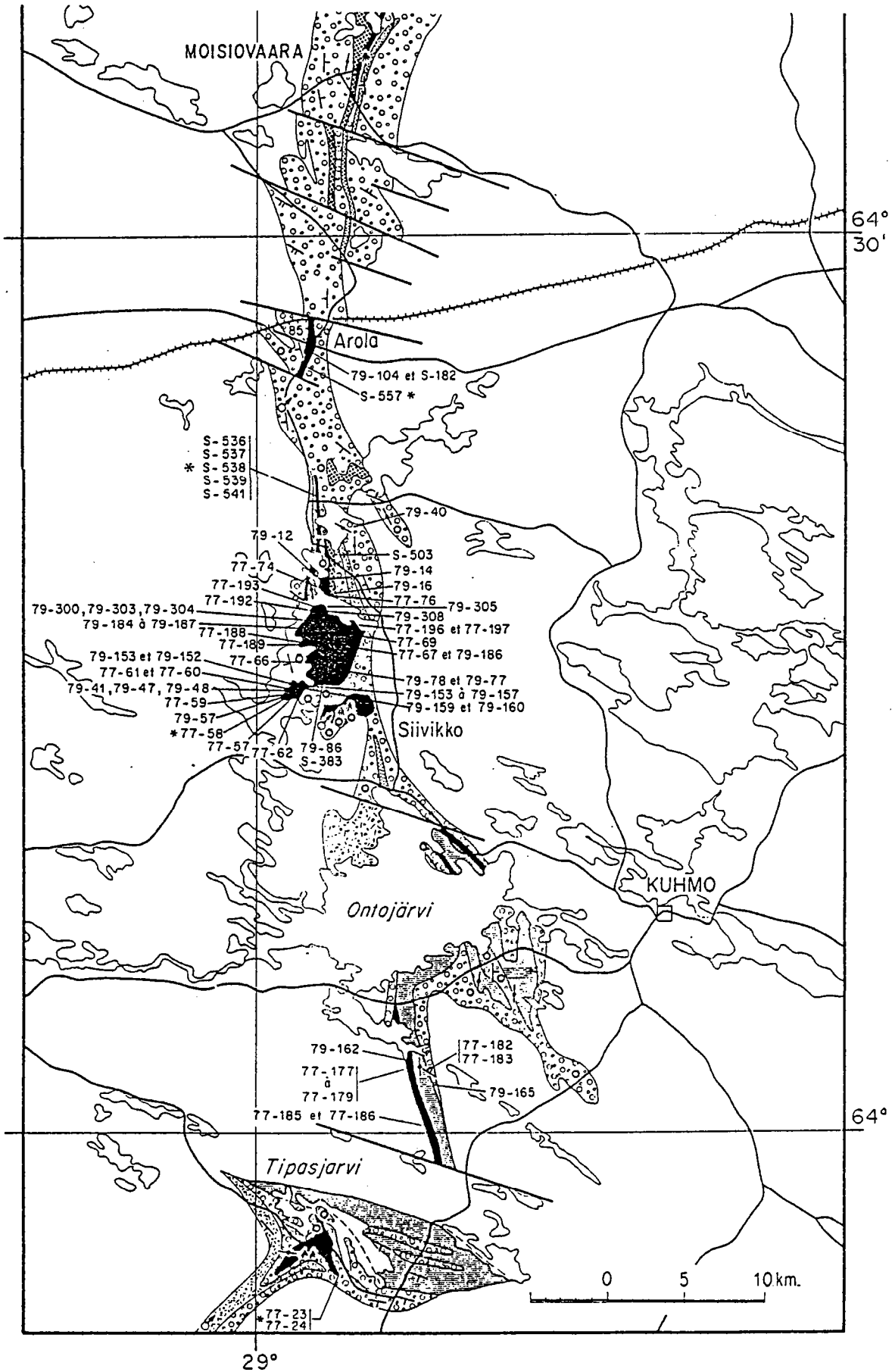
| THOLEIITES | | | | | | |
|------------|--|-------|-------|-------|-------|-------|
| N° Ech. | Spectres présentant un fractionnement fort et régulier Type Th ₂ | | | | | |
| | S 371 | S 334 | S 398 | S 179 | S 860 | S 819 |
| N° Ana. | 2835 | 2831 | 2946 | 2825 | 3224 | 3215 |
| La | - | 8.206 | 13.76 | 22.80 | 8.44 | 15.94 |
| Ce | 14.14 | 20.53 | 32.8 | 51.86 | 18.71 | 36.3 |
| Nd | 8.06 | 12.86 | 21.2 | 29.22 | 12.68 | 21.24 |
| Sm | 1.88 | 3.52 | 5.34 | 6.98 | 3.75 | 5.37 |
| Eu | 0.696 | 1.175 | 1.55 | 2.076 | 1.28 | 1.66 |
| Gd | 1.976 | - | 5.47 | 7.59 | - | - |
| Dy | 1.89 | 3.223 | 4.63 | 7.095 | 4.85 | 5.85 |
| Er | 1.098 | 1.593 | 2.35 | 4.24 | 3.012 | 3.52 |
| Yb | 1.054 | 1.443 | 1.967 | 4.05 | 2.926 | 3.167 |
| Lu | 0.156 | 0.186 | 0.290 | 0.60 | 0.453 | 0.476 |

29°



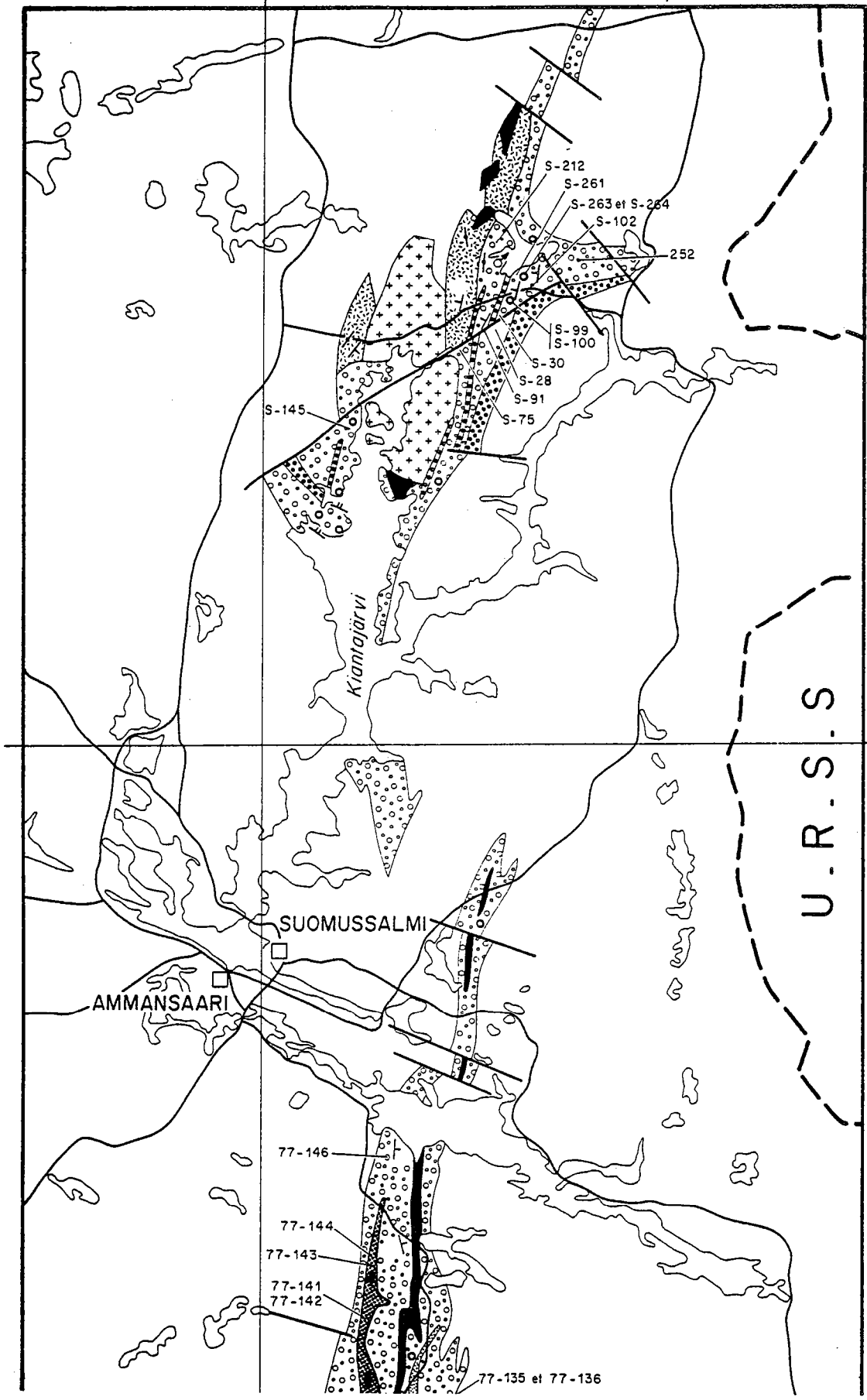
65°

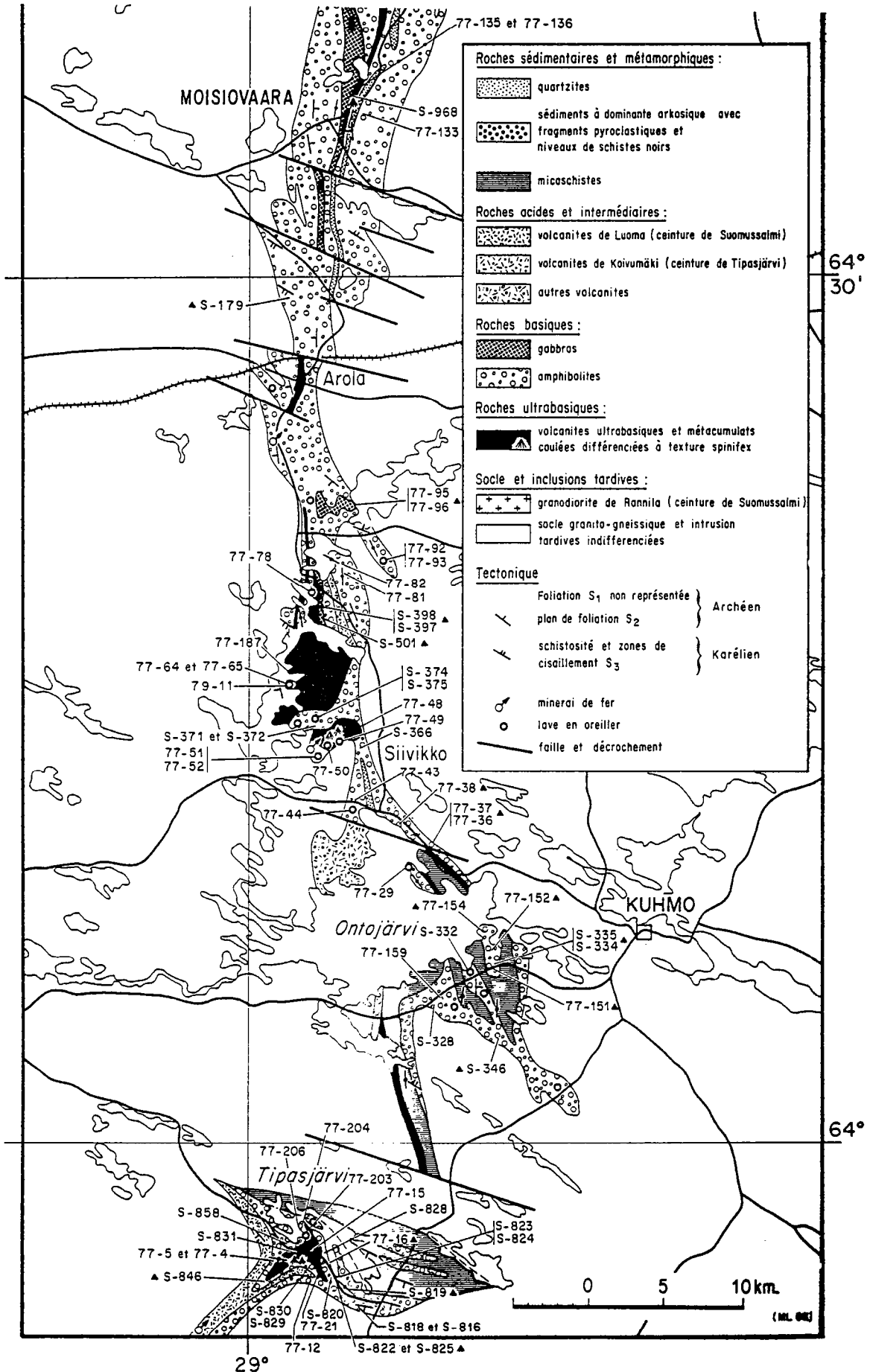
U.R.S.S.



Localisation des roches ultrabasiques.
(* Soap-stones).

29°

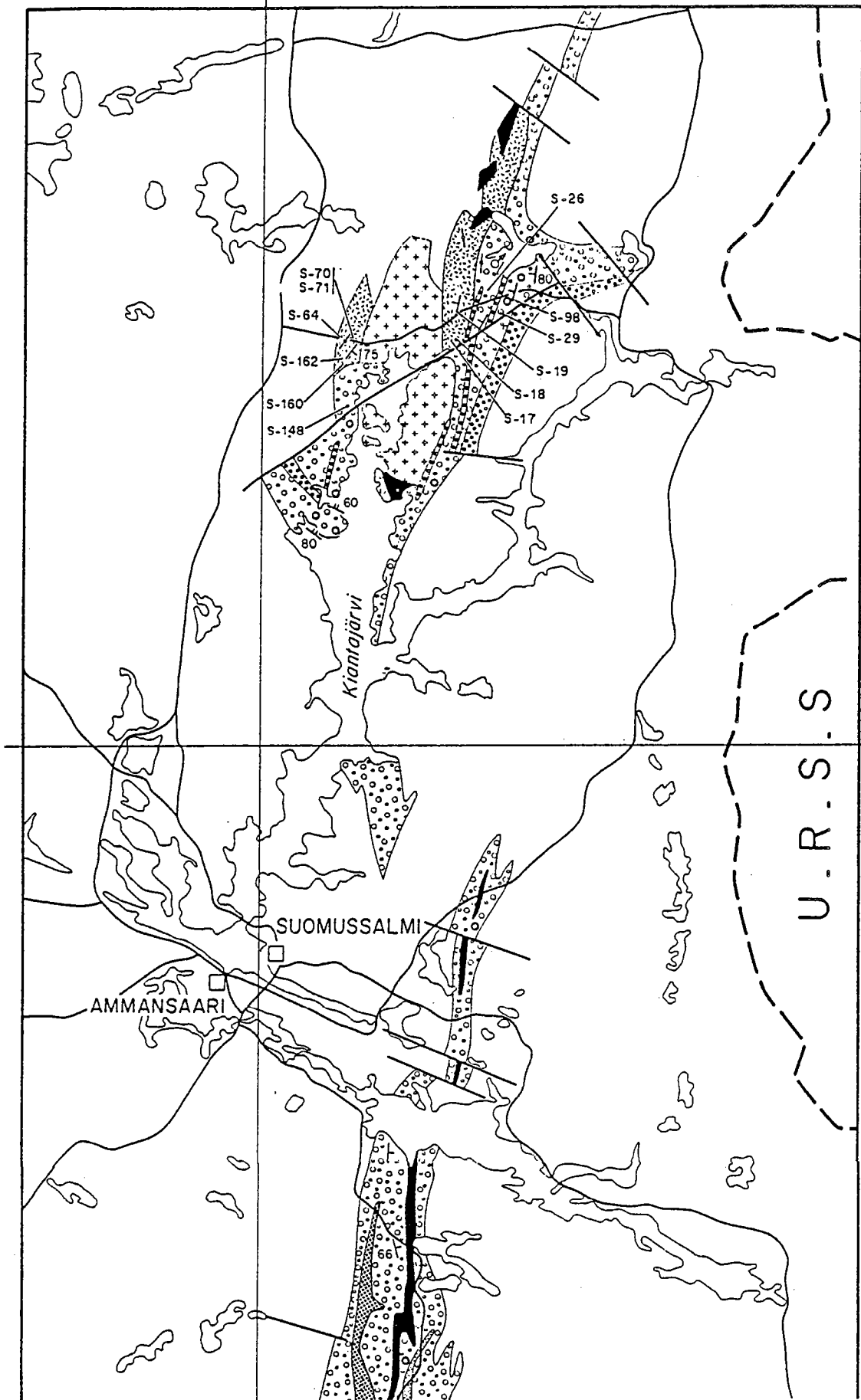




Localisation des roches basiques.

(▲ : Tholéiites).

29°



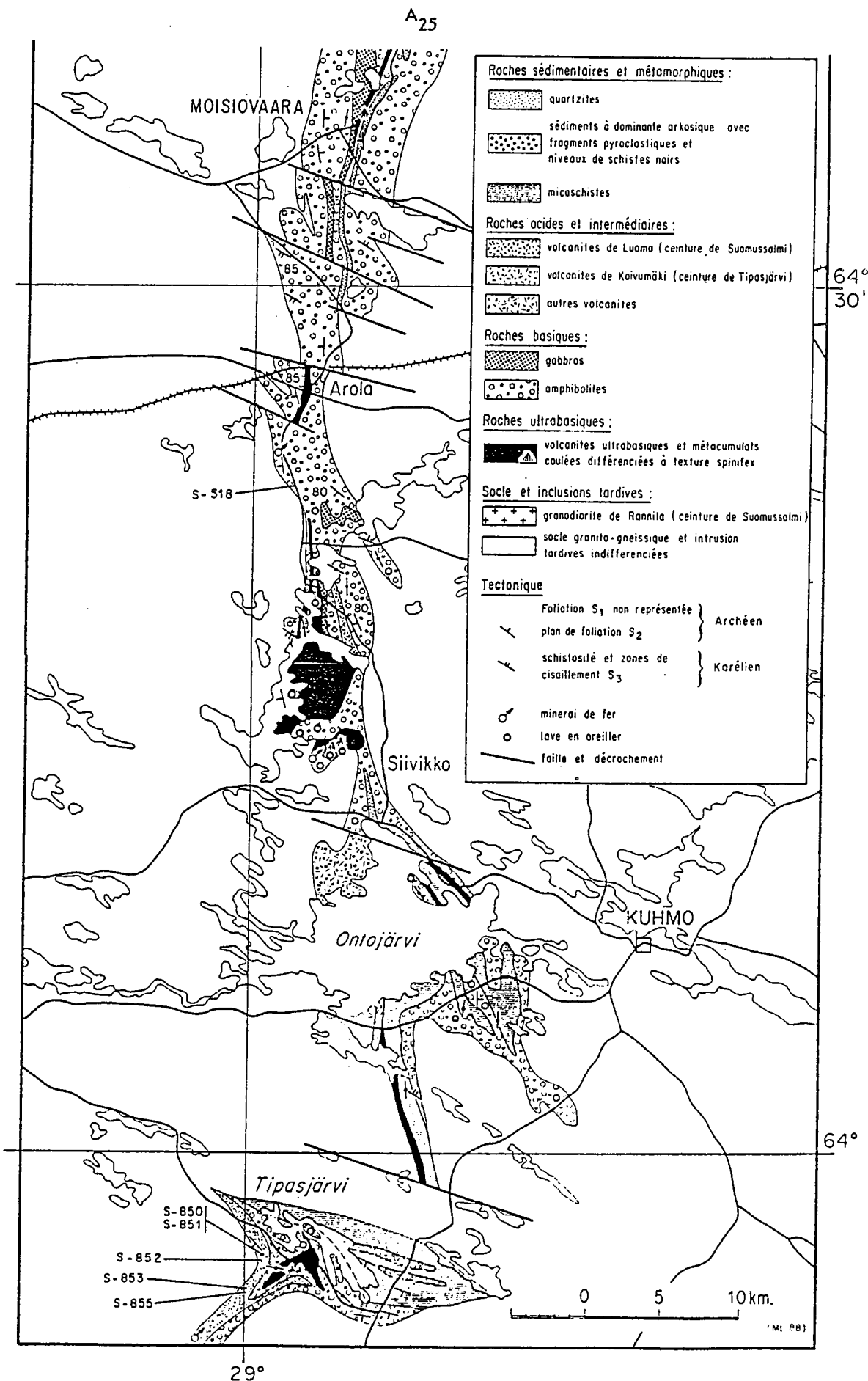
65°

U. R. S. S.

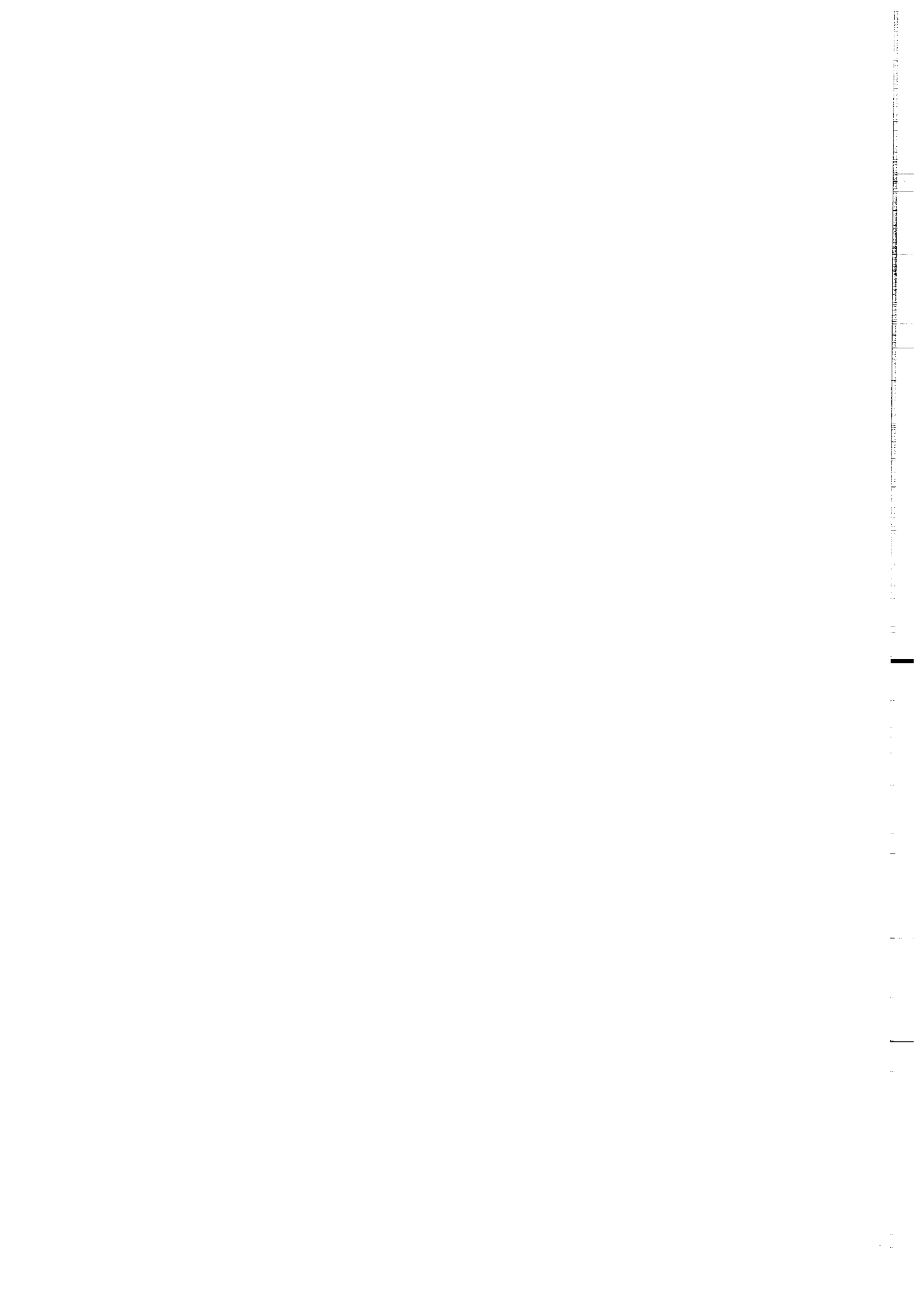
SUOMUSSALMI

AMMANSAARI

Kiantajärvi



Localisation des échantillons du volcanisme felsique.



PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

SOCLE ET PLUTONISME TARDI A POST CEINTURE DE ROCHES VERTES.

Photos 1 - Gneiss migmatitiques rubanés de type Kivijärvi (2.86 Ga).
et 2

Photo 3 - Granodiorite à phénocristaux (2.5 Ga) intrusive dans les amphibolites de la ceinture de roches vertes - Arola.

Photo 4 - Amphibolite de la ceinture de roches vertes en enclave dans la granodiorite à phénocristaux d'Arola.

Photo 5 - Filon de granite rose (2.4 Ga) intrusif dans la granodiorite d'Arola.

Photo 6 - Détail du contact intrusif de la granodiorite d'Arola dans les amphibolites de la ceinture de roches vertes. Aittoranta.

(Photos 1 à 5 : H. Martin).

PLANCHE I



PLANCHE II

DONNEES STRUCTURALES

Photo 7 - Amphibolites litées à grain fin montrant des plis isoclinaux de phase 2. Le plan axial de direction Nord-Sud présente un pendage ouest de 70° ; l'axe de ces plis plonge de 30° vers le Nord (Vue dans un plan vertical). Bords du Kuivajärvi.

Photo 8 - Plis isoclinal de phase 2 de plan axial Nord-Sud subvertical, matérialisé par un niveau leucocrate dans une amphibolite; le plongement de l'axe étant non mesurable (Vue dans un plan horizontal). Rive ouest de Ronkaperä.

Photo 9 - Plis ouverts de la phase 2 dans une alternance de micaschistes et d'amphibolites. Le plan axial est de direction N.150 et pend de 80° vers le Sud-Ouest; l'axe moyen des plis plonge de 20° vers le Nord-Ouest (Vue dans un plan vertical). Ouest de Vuasanganjärvi.

Photo 10 - Niveaux boudinés de quartz puis plissés associés à du minerai de fer (Vue dans un plan horizontal). Sud d'Arola.

Photo 11 - Niveaux tuffacés leucocrates associés à des amphibolites montrant:
- des plis isoclinaux de phase 2 subverticaux et de direction Nord-Sud et - une crénulation de phase 3 de direction N 120, également subverticale. (Vue dans un plan horizontal). Sud-Est de Nurmesjärvi.

Photo 12 - Pli "boomerang" lité à l'interférence d'une phase 1 (pastilles 1) et d'une phase 2 (pastille 2) de direction subméridienne. (Vue dans un plan horizontal). Route de Raisko.

PLANCHE II

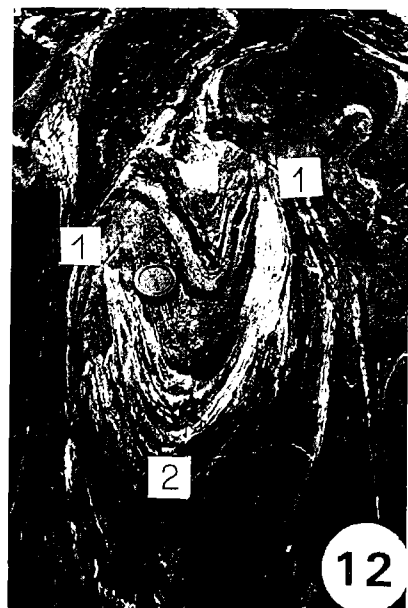


PLANCHE III

ASPECT DES ROCHES ULTRABASIQUES.

Photo 13 - Affleurement de komatiite en "dos de baleine". (Sud de Siivikkovaara).

Photo 14 - Affleurement de serpentinite à olivine montrant une patine "pustuleuse" (éch. 79-14 ; Nord de Ronkaperä).

Photo 15 - Serpentinite à talc-carbonate ("soap-stone") recouverte de figures de congélation (éch. 77-58 ; Presqu'île de Näätäniemi).

Photo 16 - Détail de figures de congélation à la partie basale d'une coulée komatiitique, conséquence d'une contraction thermique lors du refroidissement de la lave (éch. 77-19 ; Tipasjärvi).

Photo 17 - Litage magmatique dans le massif de serpentinite de Näätäniemi: alternance de lits sombres (riches en clinopyroxène) et de lits plus clairs (éch. 79-41).

Photo 18 - Pli déformant le litage magmatique (même région).

PLANCHE III



PLANCHE IV

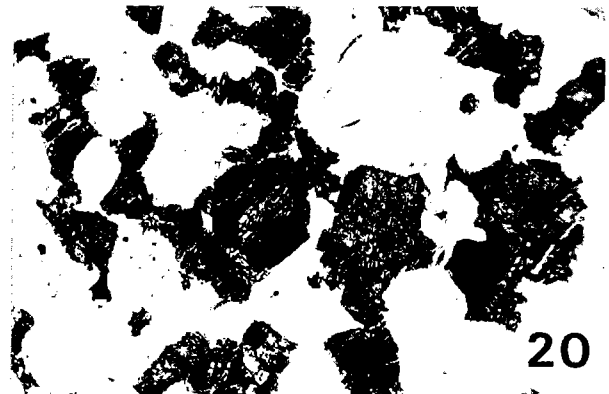
TEXTURES DE CUMULAT

- Photo 19** - Texture de cumulat au sein de laquelle le minéral cumulus est de la lizardite en texture maillée (ex. olivine magmatique); le minéral post-cumulus est de la chlorite magnésienne (éch. 79-152 serpentinite à carbonate - Näätäniemi).
- Photo 20** - Texture de cumulat dessinée par l'antigorite, les minéraux post-cumulus étant des clinopyroxènes. (éch. 79-41 : serpentinite à clinopyroxène - Näätäniemi).
- Photo 21** - Texture de cumulat où les espaces cumulus correspondent à une association antigorite + trémolite ; les minéraux en position post-cumulus étant un assemblage de teinte brun foncé (ancien clinopyroxène magmatique pseudomorphosé en trémolie + opaques ?). (éch. 77-61 serpentinite à amphibole - Näätäniemi).
- Photo 22** - Détail de la photo précédente mettant en évidence la morphologie du minéral cumulus et la présence de sections basales losangiques de trémolite au coeur de ce minéral.
- Photo 23** - Texture de cumulat dessinée par la distribution des minéraux opaques (magnétite) matérialisant les ex-olivines magmatiques (éch. 77-197 : serpentinite à olivine - rive sud de Ronkaperä).
- Photo 24** - Détail de la photo précédente : anciennes olivines magmatiques dessinées par les minéraux opaques.

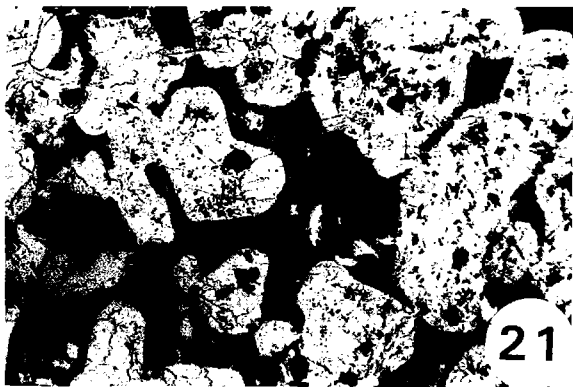
PLANCHE IV



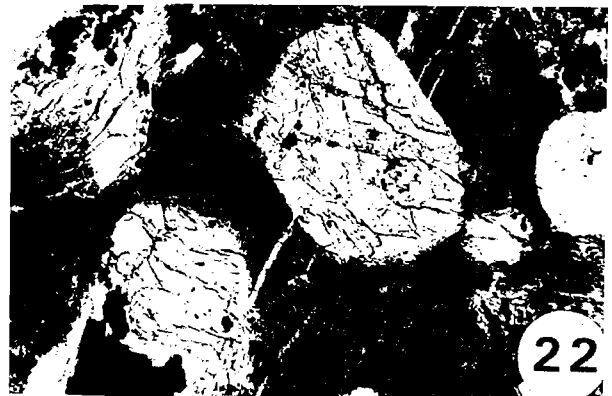
0,5 mm



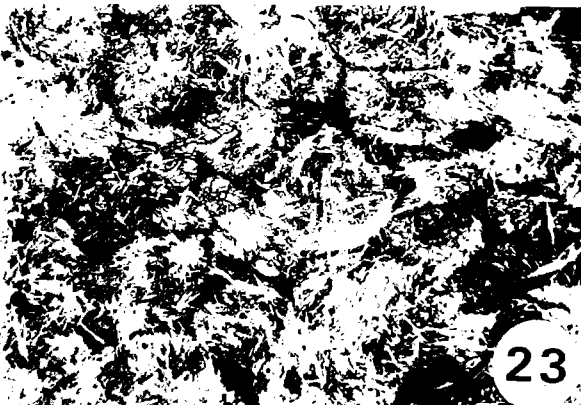
0,5 mm



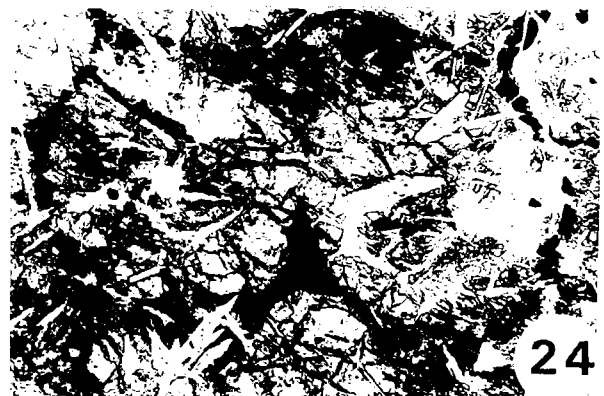
0,5 mm



300 μ



0,5 mm



250 μ

PLANCHE V

TEXTURES SPINFEX DES KOMATIITES

(1) MACROSCOPIE.

Photo 25 - Herbe à spinifex (*Triodia* sp.); Pilbara - Australie. (Photo L. Harris).

Photo 26 - Zone bréchique sommitale de la coulée différenciée à spinifex en veines - Tipasjärvi.

Photo 27 - Disposition en bandes parallèles des veines à spinifex de la coulée différenciée - Tipasjärvi (Photo K. Taipale).

Photo 28 - Détail de la photo précédente montrant la texture des spinifex au sein d'une de ces veines. (éch. 79-115 : Tipasjärvi).

Photo 29 - Cristaux allongés de hornblende (anciens clinopyroxènes aciculaires) orientés au hasard dessinant une texture "randomly oriented spinifex". Région de Siivikkovaara.

Photo 30 - Texture "plate spinifex" caractérisée par une croissance parallèle de cristaux de clinopyroxènes, actuellement transformés en hornblende. (voir figure 4-14). Région de Siivikkovaara.

PLANCHE V

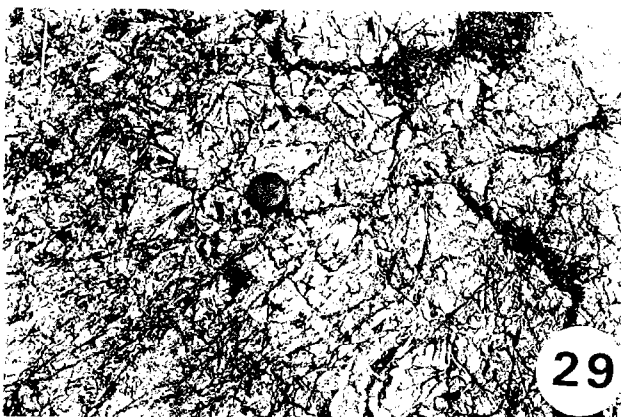
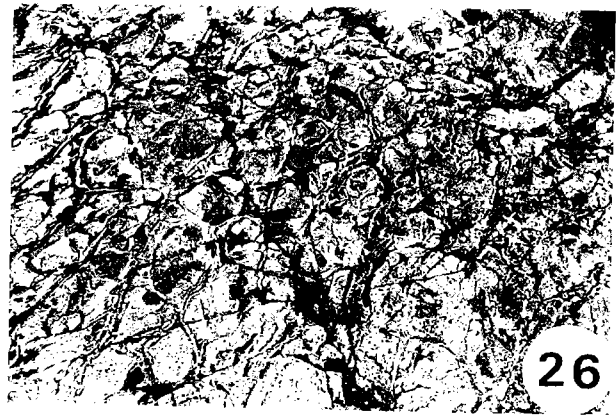


PLANCHE VI

TEXTURES SPINIFEX DES KOMATIITES (2) MICROSCOPIE.

Photo 31 - Texture spinifex : partie supérieure des coulées komatiitiques.
(éch. S 833 - Tipasjärvi).

Photo 32 - Détail de la photo précédente montrant la morphologie et la disposition des anciens cristaux d'olivine (actuellement trémolite + chlorite) selon le type radiating = randomly spinifex. L'espace entre les cristaux squelettiques est occupé par l'association trémolite + anthophyllite + chlorite + taches de carbonate.

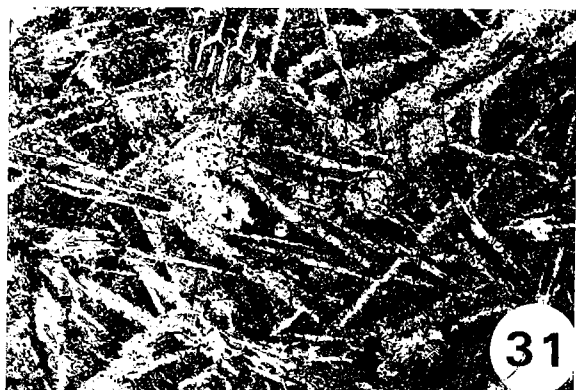
Photo 33 - Texture de type radiating spinifex correspondant à de petits cristaux de trémolite (ex - clinopyroxène) dans une matrice composée d'amphiboles incolores et de quelques plagioclases. Région Sud de Siivikkovaara.

Photo 34 - Anciens cristaux d'olivine constituant la texture cumulat à la base des coulées komatiitiques macroscopiquement homogènes. Tipasjärvi.

Photo 35 - Partie basale de la coulée décamétrique à spinifex en veines. Tipasjärvi.

Photo 36 - Détail de la photo précédente montrant un fantôme d'olivine automorphe, totalement transformé en chlorite + taches de carbonate + aiguilles de trémolite.

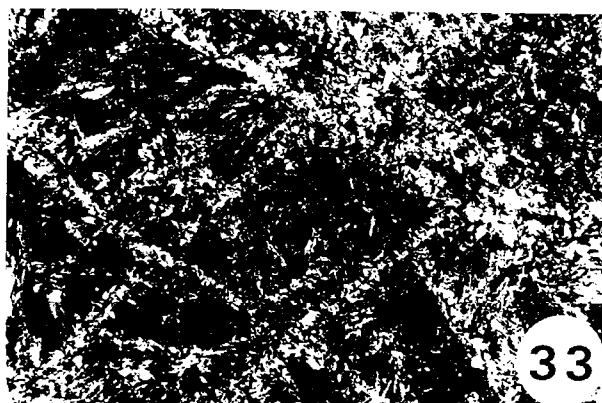
PLANCHE VI



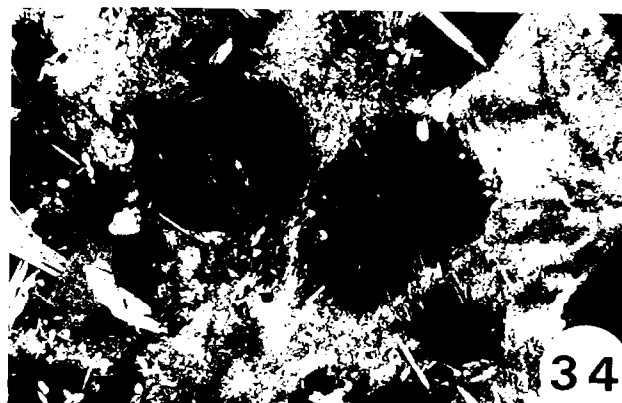
500 μ



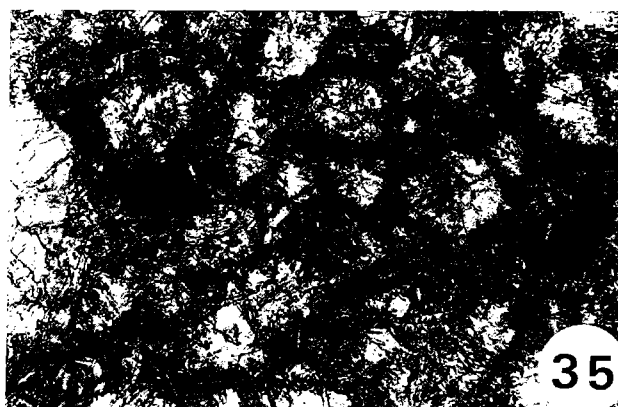
500 μ



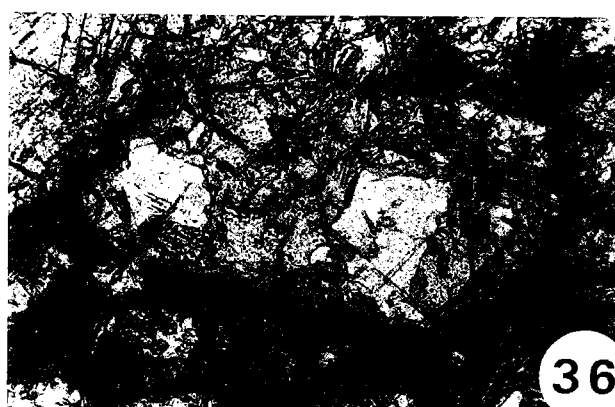
250 μ



500 μ



500 μ



250 μ

PLANCHE VII

LAVES EN COUSSINS.

Photo 37 - Pillow-lava de type serpentinite à brucite ($\text{MgO} = 38,50 \%$) (éch. 77-64 ; rives du Kellojärvi).

Photo 38 - Coussin de même type pétrographique mais symétrique et de taille plus réduite (40 x 20 cm). (éch. 77-65 ; rives du Kellojärvi).

Photo 39 - Coussin komatiitique très fortement dissymétrique. Siivikkovaara.

Photo 40 - Coulée à pillow-lavas dissymétriques. Le coussin au centre de la photo présente un pédoncule nettement individualisé. Siivikkovaara.

Photo 41 - Pillow-lava fortement dissymétrique - ($\text{MgO} = 13,17 \%$) Ouest de Siivikkovaara.

Photo 42 - Lave en coussin présentant une face supérieure convexe et un pédoncule bien marqué (h = 40 cm). Ouest de Siivikkovaara.

PLANCHE VII



PLANCHE VIII

Photo 43 - Amphibolites litées à grain fin. (éch. S 820 - Tipasjärvi).

Photo 44 - Amphibolites à grain fin présentant une foliation régulière. Tipasjärvi.

Photo 44 - Détail de la photo précédente montrant la présence de taches
bis blanchâtres, ellipsoïdales, étirées dans la foliation générale (anciennes vacuoles ?). Tipasjärvi.

Photo 45 - Brèche autoclastique : fragments anguleux centimétriques à pluri-décimétriques. Siivikovaara.

Photo 45 - Brèche autoclastique hétérogranulaire - Siivikkovaara.
bis

Photo 46 - Roche gabbroïque, à chimisme tholéiitique, montrant un litage magmatique. (éch. S 819 - Tipasjärvi).

Photo 47 - Brèche pyroclastique, hétérogranulaire et intensément déformée. Tipasjärvi.

Photo 48 - Tufs pyroclastiques à chimisme rhyolitique - Tipasjärvi.

PLANCHE VIII

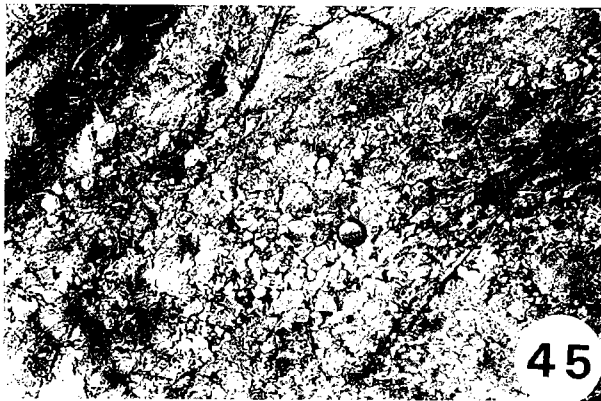
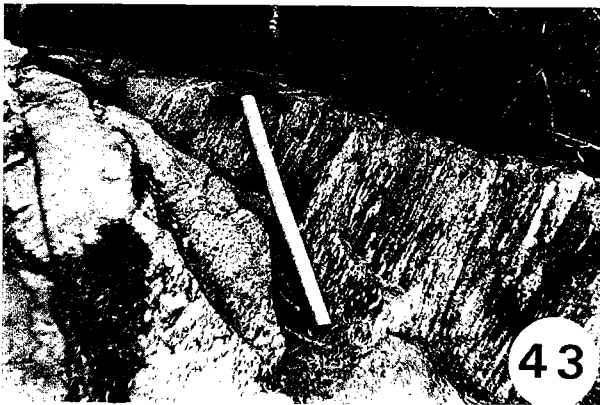


PLANCHE IX

ASPECTS DE L'OLIVINE

Photo 49 - Poeciloblastes d'olivine dans une métavolcanite. Nurmesjärvi.

Photo 50 - Poeciloblastes d'olivine entièrement serpentinisés dans une métavolcanite - Kotvavaara.

Photo 51 - Relique d'un cristal d'olivine soulignée par les minéraux opaques, "englobée" par de petits fragments d'olivine métamorphique dont l'ensemble constitue un grand cristal unique. (éch. 79-16 : serpentinite à olivine - Rives du Ronkaperä).

Photo 52 - Ex-olivine magmatique soulignée par des minéraux opaques, inclus dans un cristal d'olivine métamorphique en voie de serpentinisation. (éch. 79-12 : serpentinite à olivine - Rives du Ronkaperä).

Photo 53 - Poeciloblaste d'olivine riche en inclusions d'amphibole et de chlorite magnésienne (Lum. Nat.) (éch. 77-179 : amphibolite à olivine - Nurmesjärvi).

Photo 54 - Détail de la photo précédente montrant les inclusions (trémolite + chlorite magnésienne + carbonate) dans un poeciloblaste d'olivine (Lum. Pol.).

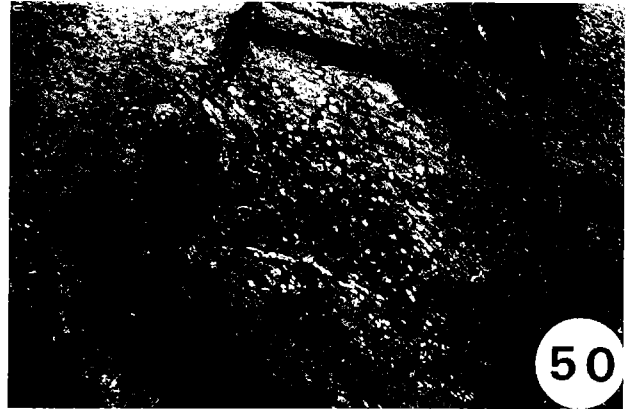
Voir aussi : Planche IV, photos 19, 23 et 24.

Planche X, photos 55 et 57.

PLANCHE IX



49

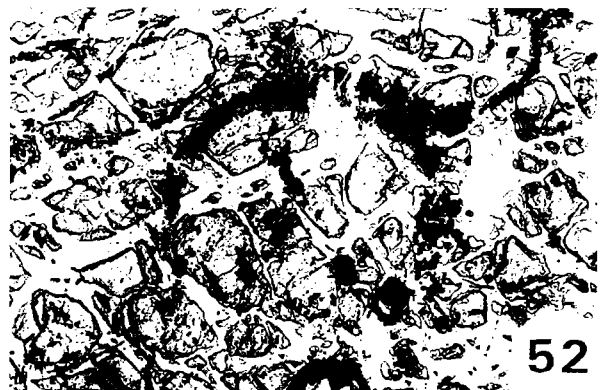


50



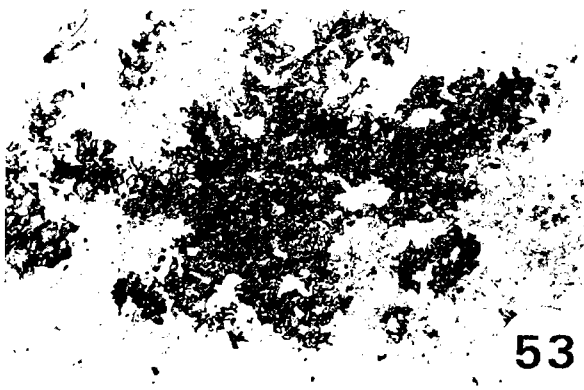
51

200 μ



52

250 μ



53

500 μ



54

200 μ

PLANCHE X

TEXTURES DES MINERAUX SERPENTINEUX

Textures pseudomorphes :

Photo 55 - Texture maillée post-olivine magmatique : le coeur de la maille est constitué par un mélange lizardite + brucite et les veines de lizardite. (éch. 79-152 : Serpentinite à carbonate - Näätäniemi).

Photo 56 - Texture en sablier : hourglass texture. (éch. 79-186 : serpentinite à amphibole. Rive sud du Ronkaperä).

Photo 57 - Texture maillée post-olivine métamorphique (Lum. Pol.) : le coeur est constitué d'olivine Fo 95 et les fibres de lizardite. La matrice, visible en bas à gauche de la photo, est constituée d'antigorite. (éch. 77-73 : Serpentinite à olivine. Rive nord du Ronkaperä).

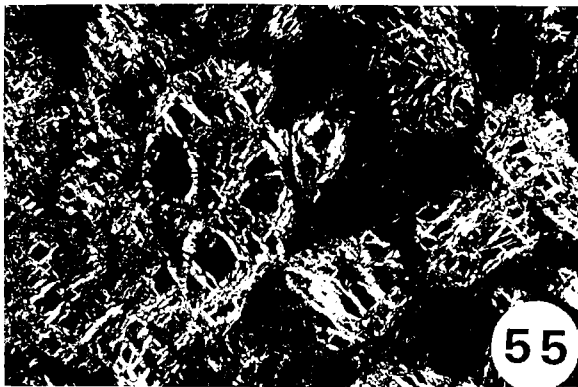
Photo 58 - Cristal d'olivine métamorphique recoupé par des fibres biparties de lizardite (Lum. Pol.). (éch. 77-194 : serpentinite à olivine. Rive sud du Ronkaperä).

Textures non pseudomorphes :

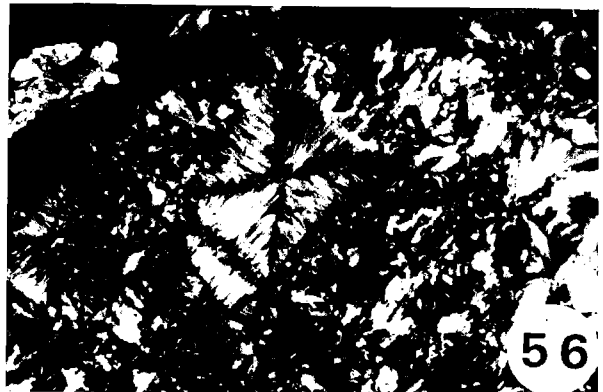
Photo 59 - Antigorite en rosette. (éch. 77-73 : serpentinite à olivine. Rive nord du Ronkaperä).

Photo 60 - Texture par interpénétration de lames d'antigorite (interpenetrating texture). (éch. 77-73 : serpentinite à olivine. Rive nord du Ronkaperä).

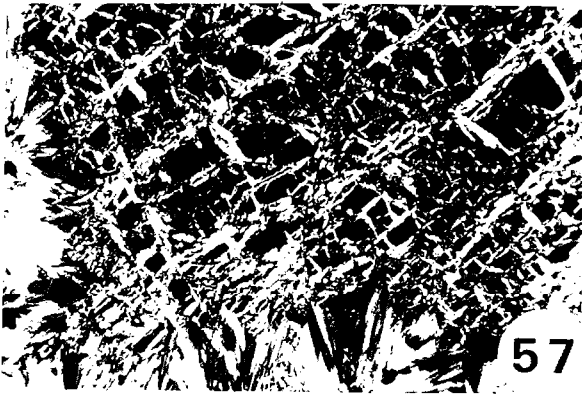
PLANCHE X



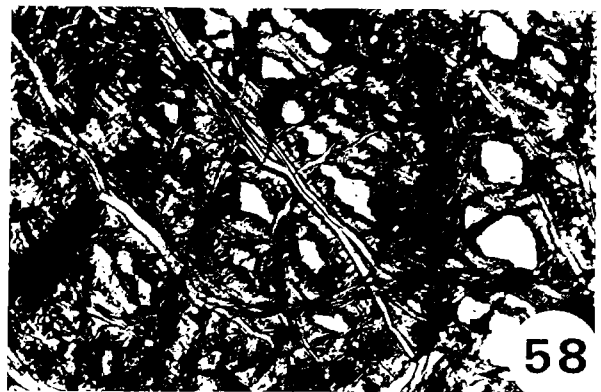
150 μ



200 μ



500 μ



150 μ



500 μ



500 μ

PLANCHE XI

CLINOPYROXENE

Photo 61 - Inclusion d'un minéral brun foncé (relique d'un clinopyroxène magmatique) dans un clinopyroxène métamorphique. (éch. 77-59 : serpentinite à clinopyroxène - Näätäniemi).

Photo 62 - Espace post-cumulus occupé par un minéral brun foncé (interprété comme étant un ancien clinopyroxène magmatique) ; les minéraux cumulus sont actuellement de l'antigorite et de la trémolite. (éch. 77-61 : Serpentinite à amphibole - Näätäniemi).

Photo 63 - Poeciloblaste de clinopyroxène riche en inclusions d'amphibole, de chlorite magnésienne et de carbonate. (éch. 79-165 : Amphibolite à clinopyroxène - Nurmesjärvi).

Photo 64 - Pillow-lava archéen "heureux".

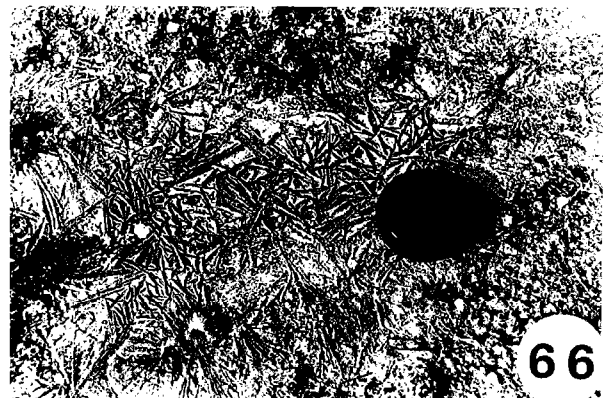
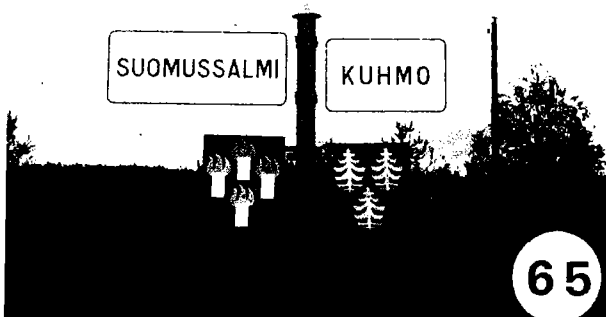
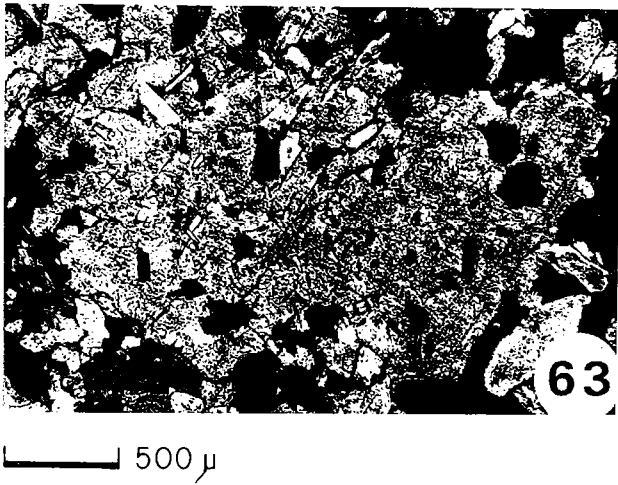
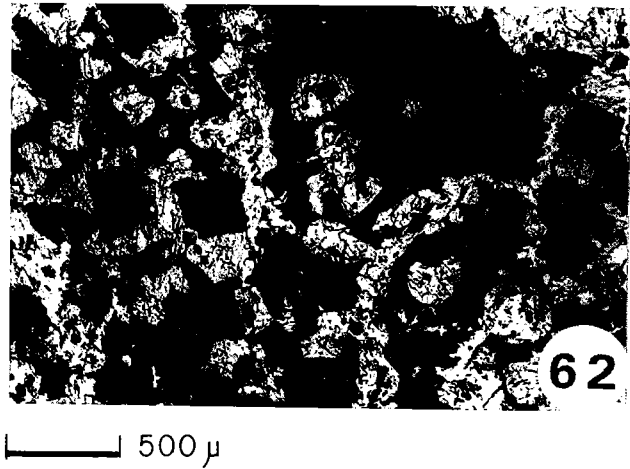
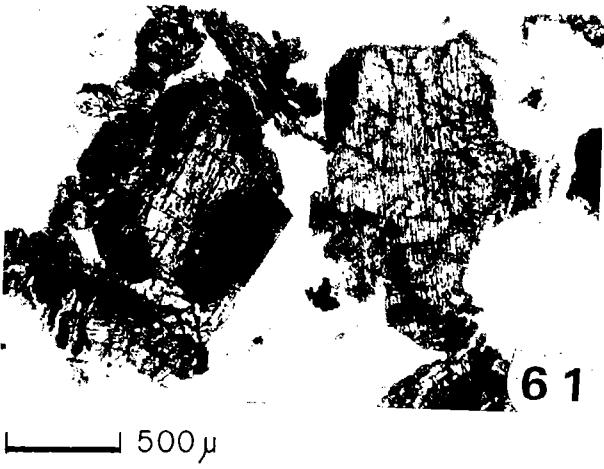
Photo 65 - Histoire géologique de la ceinture archéenne de roches vertes de...

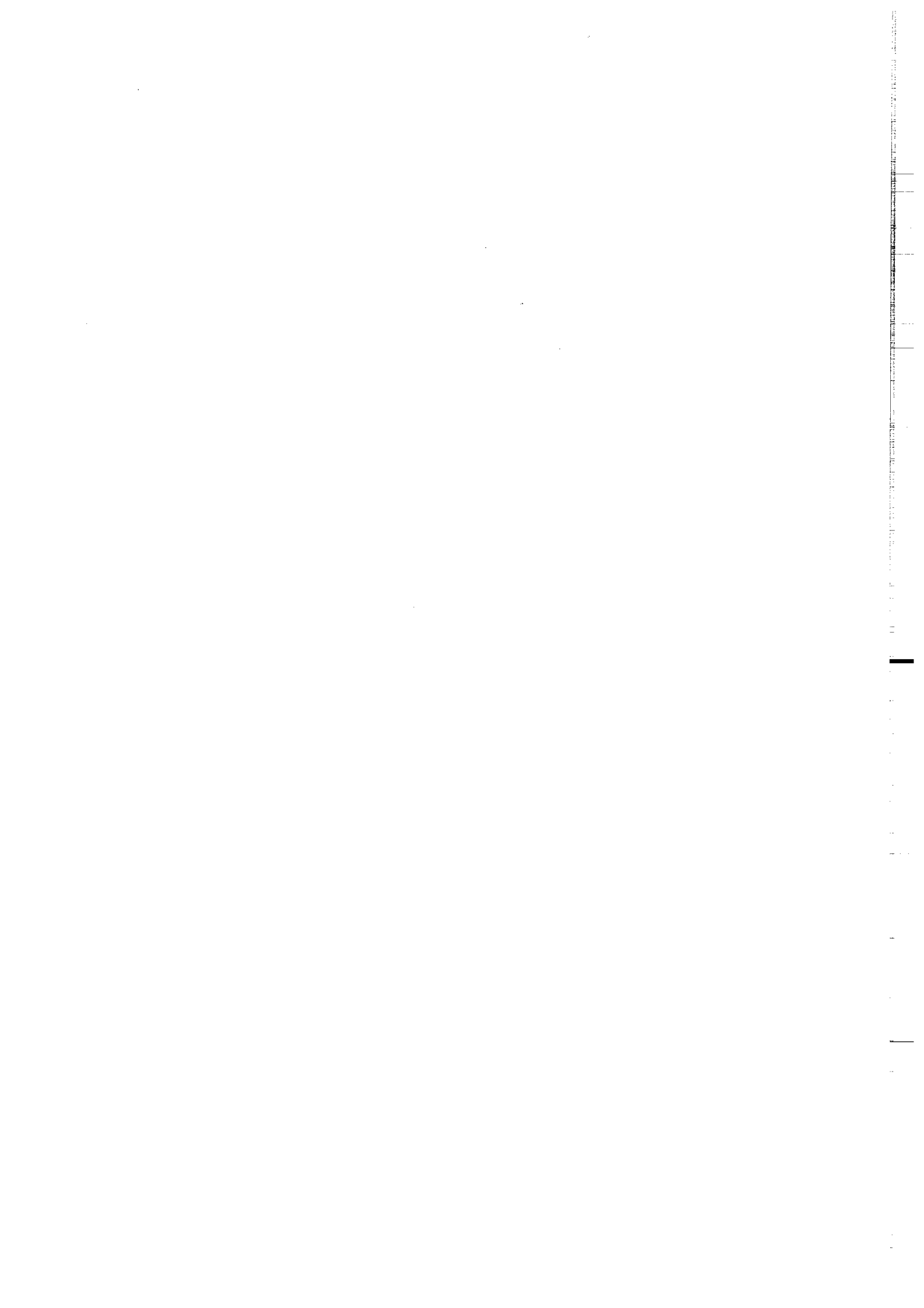
Photo 66 - Texture spinifex actuelle : cristaux de glace dans une dalle de béton (Photo H. Martin).

"Igneous petrology may not quite be stamp collecting but it, too, has its excitements, as when komatiites were discovered fifteen years ago".

*E.G. Nisbet
Nature, May 1984.*

PLANCHE XI



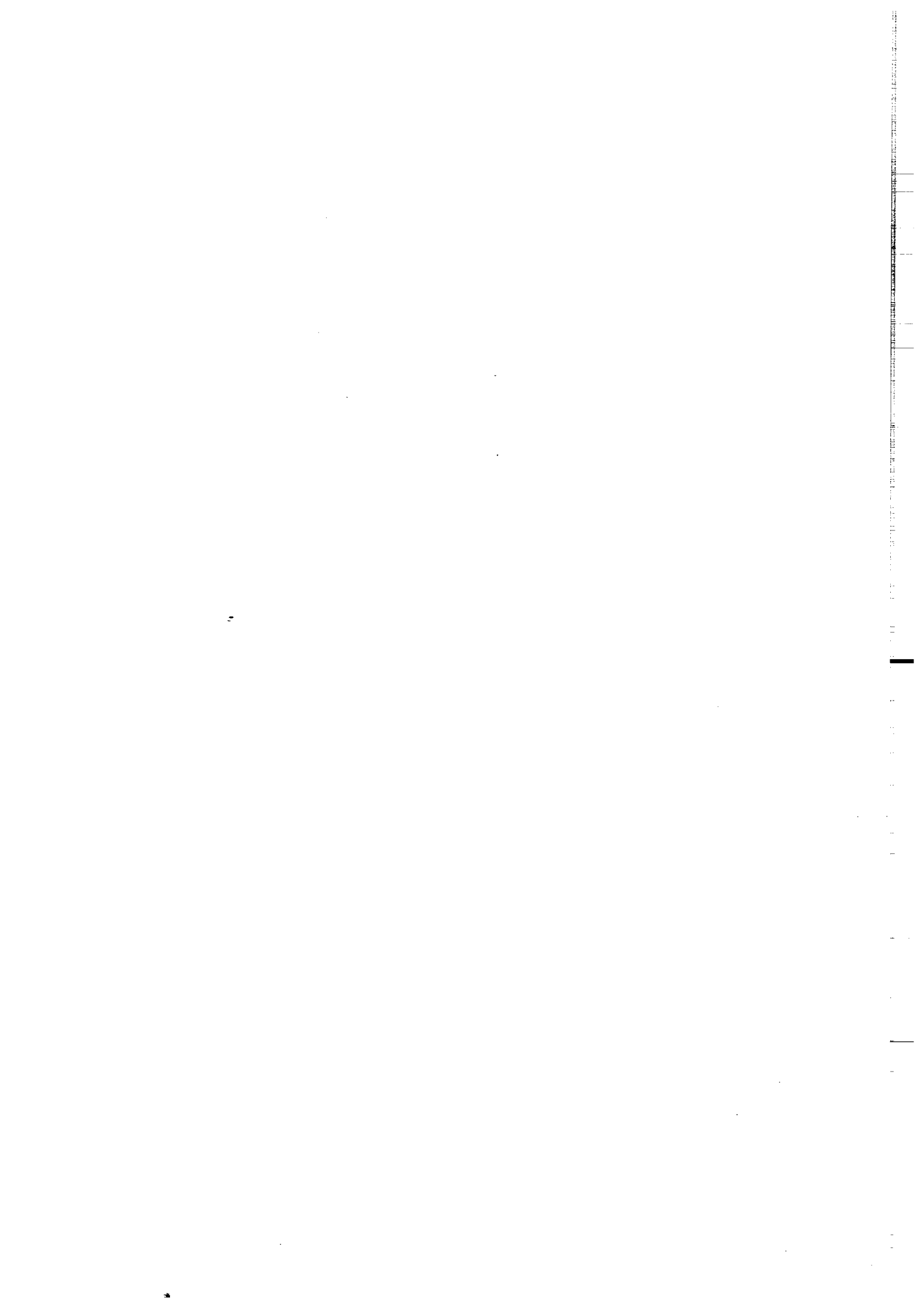


Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE** - Paléogéographie de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY -** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95F.
- N°9 - Y. GEORGET -** Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). 100F.
- N°10 - D. MARQUER -** Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -** Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD -** Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN -** Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE -** Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tabl., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE -** Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévonien-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATTIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tabl., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.



BON DE COMMANDE

A retourner à :

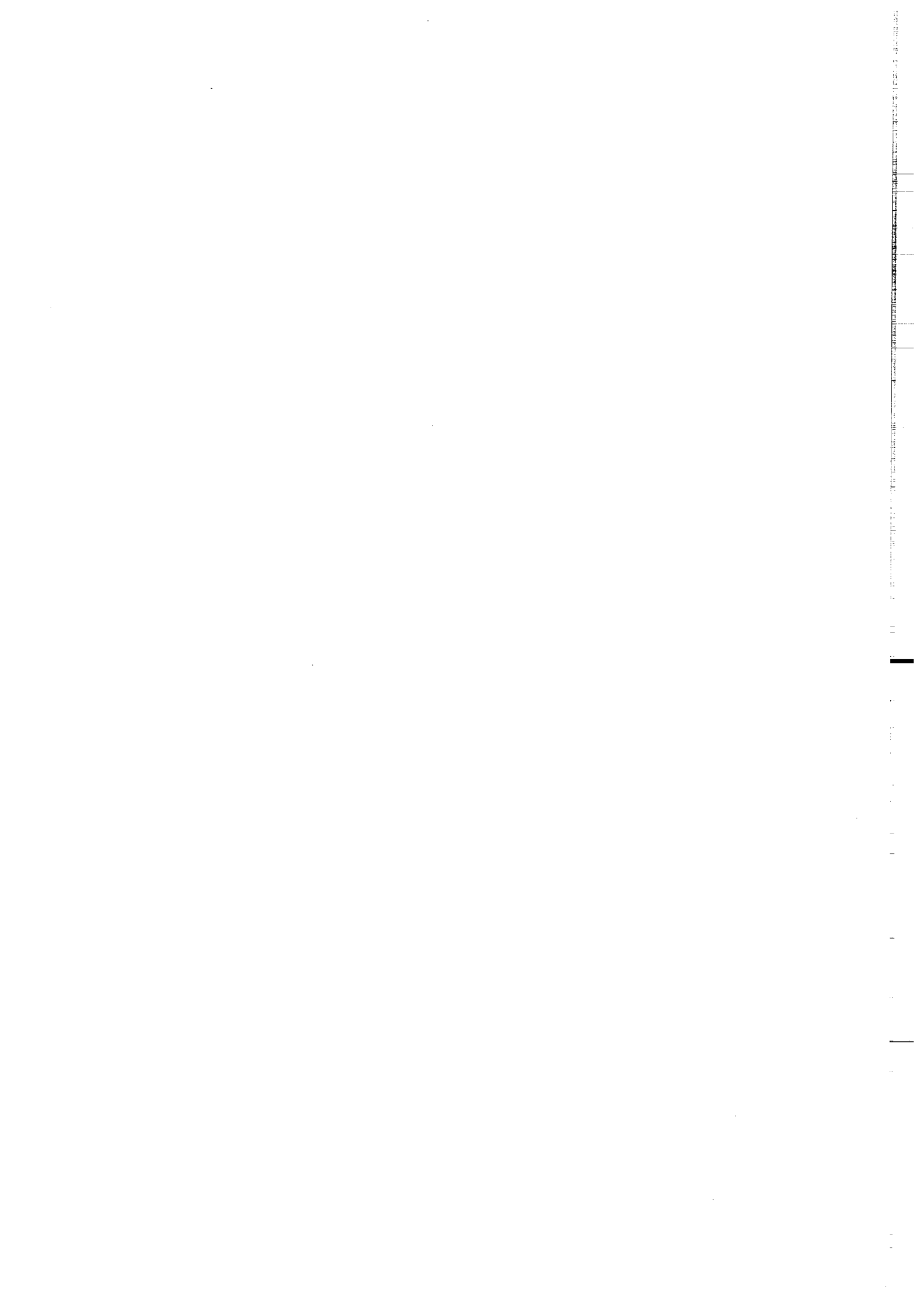
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
 Mémoires et documents du CAESS
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
 ORGANISME
 ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

| N° | Auteur | Nb Exemplaires | Prix Unitaire | TOTAL |
|---------------------|--------|----------------|---------------|-------|
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| Frais d'envoi : | | | | |
| 1 volume : 15,00 F. | | | | |
| | | | Total | |
| | | | Frais d'envoi | |
| | | | Montant total | |

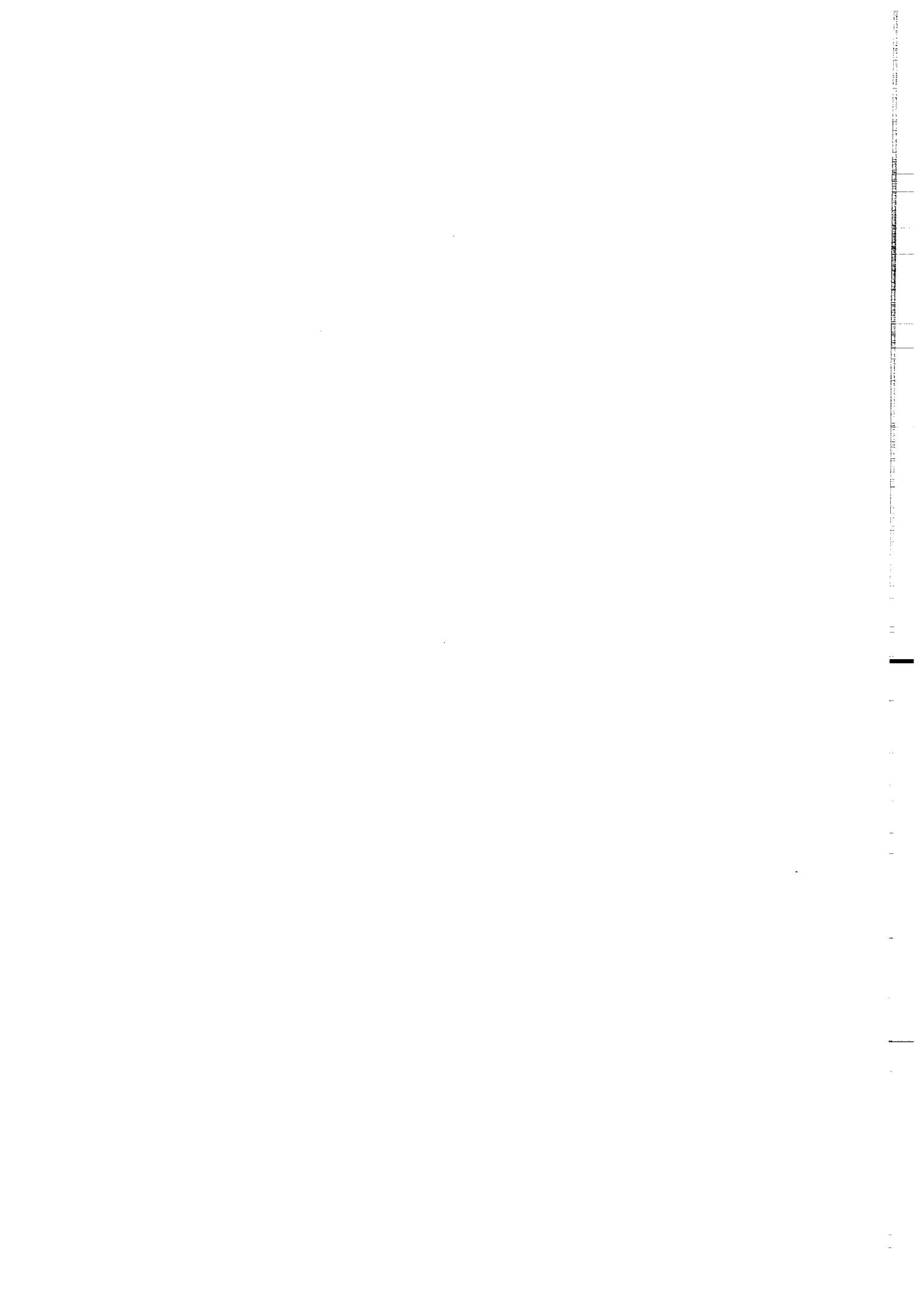
Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au CAESS

Dépot Légal

1er trimestre 1989



RESUME :

Le socle de Finlande orientale est composé de trois grands ensembles archéens, caractéristiques des associations "Granites-greenstones" :

- des gneiss gris (2,9 à 2,7 Ga)
- une ceinture de roches vertes (2,65 Ga)
- des granitoides tardifs (2,5 - 2,4 Ga).

Ce travail a porté sur l'étude du magmatisme de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Suomussalmi et correspond à un volet d'une démarche visant à reconstituer la genèse et l'évolution de la croûte continentale archéenne.

La ceinture de Kuhmo-Suomussalmi est formée par deux grands ensembles magmatiques d'importance volumétrique très inégale : (1) un cycle volcanique inférieur basique et ultrabasique est constitué de deux lignées magmatiques distinctes respectivement de nature komatiitique et tholéiitique; il se présente sous la forme de coulées à texture spinifex, de cumulats, d'amphibolites, de gabbros, de laves en coussins et de rares formations bréchiques; (2) un cycle récent, essentiellement tuffacé, est d'extension limitée, chimiquement intermédiaire à acide et de nature calco-alcaline.

Parmi les résultats principaux, on peut retenir que :

- 1) au sein des komatiites, l'étude des caractères texturaux et chimiques des olivines et des clinopyroxènes permet de conclure à leur origine métamorphique. Il est montré de plus, que le développement des minéraux serpentineux s'effectue en trois étapes successives.
- 2) la dualité komatiite-tholéiite est expliquée par des mécanismes distincts de fusion partielle du manteau archéen. Les taux de fusion élevés donnent des liquides komatiitiques et les taux faibles engendrent les tholéiites. Ces liquides évoluent ensuite par cristallisation fractionnée.
- 3) la reconstitution géodynamique met en évidence des mécanismes spécifiques à l'Archéen. En effet, sur une croûte continentale gneissique de faible densité se sont épanchées les laves komatiitiques très denses créant ainsi un gradient de densité inverse. Ces laves ont tendance à s'enfoncer dans la croûte, évoluant ainsi par diapirisme inverse ("sagduction").
- 4) toutes ces données permettent de déboucher sur une interprétation des relations croûte-manteau à l'Archéen dans le Bouclier baltique.

Mots-Clés : Archéen - Finlande orientale - Ceinture de Roches Vertes - Komatiites - Spinifex - Géochimie - Eléments majeurs et traces - Reconstitution géodynamique - Manteau supérieur - Relations croûte-manteau.