



HAL
open science

**Approche géochimique et physico-chimique de la
différenciation des éléments du groupe du platine (pge)
et de l'or dans le manteau supérieur bético-rifain et dans
les xénolites de péridotites sous-continetales.**

Khalid Gueddari

► **To cite this version:**

Khalid Gueddari. Approche géochimique et physico-chimique de la différenciation des éléments du groupe du platine (pge) et de l'or dans le manteau supérieur bético-rifain et dans les xénolites de péridotites sous-continetales.. Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1996. Français. NNT: . tel-00603230

HAL Id: tel-00603230

<https://theses.hal.science/tel-00603230>

Submitted on 24 Jun 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.

Thèse
présentée par

7 JUN 1996

GUEDDARI Khalid

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(Arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)

(SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE)

**APPROCHE GEOCHIMIQUE ET PHYSICO-CHIMIQUE DE LA
DIFFERENCIATION DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE
(PGE) ET DE L'OR DANS LE MANTEAU SUPERIEUR BETICO-
RIFAIN ET DANS LES XENOLITES DE PERIDOTITES SOUS-
CONTINENTALES.**

Date de soutenance : 23 Février 1996

Composition du jury :

Mr M. TARDY	Professeur, Université de Savoie, Chambéry	Président
Mr Z. JOHAN	Directeur Scientifique, BRGM, Orléans	Rapporteur
Mr J. KORNPBST	Professeur, Université de Clermont-Ferrand	Rapporteur
Mr M. PIBOULE	Professeur, UJF, Grenoble	Directeur de thèse
Mr J. AMOSSE	Chargé de Recherche, CNRS-UJF, Grenoble	Co-directeur de thèse
Mr A. MICHARD	Professeur, Université de Paris Sud	Examineur
Mr M. TREUIL	Professeur, Université de Paris VI	Examineur

F-7 JUN 1996

"Il faut que cet homme-là soit un grand ignorant, car il répond à tout ce qu'on lui demande"

VOLTAIRE

"Ideas that can not be tested do not belong to science"

P.W. ATKINS

"Les hypothèses meurent, les roches demeurent..."

AVANT-PROPOS

Après de longs mois de gestation, ce travail arrive à terme et l'occasion m'est enfin offerte d'exprimer en quelques lignes toute ma gratitude à ceux ou celles qui ont, de près ou de loin, contribué à la naissance de cette thèse.

Je remercie d'abord Mr M. Piboule d'avoir proposé et dirigé cette étude. Il a toujours su me faire partager son intérêt pour les sciences de la Terre en général et le manteau en particulier. Il m'a accordé une grande liberté et sa confiance m'a poussé à aller toujours de l'avant malgré les contretemps; j'espère ne pas l'avoir déçu.

Ce mémoire n'aurait pu aboutir sans Mr J. Amossé qui m'a accueilli dans son laboratoire, m'a initié aux "secrets" de la chimie des platinoïdes et a également assuré la direction scientifique de ce travail. Ses compétences dans le domaine de thermochimie et sa disponibilité pour discuter m'ont été d'un grand secours. Il m'a permis de prendre conscience de l'intérêt et du rôle capital des aspects physico-chimiques dans la compréhension de la géochimie des platinoïdes.

Ma reconnaissance va aussi à Mr C. Picard qui a eu l'amabilité de corriger une grande partie de ce mémoire. Ses suggestions et ses remarques ont été très constructives.

Je voudrais aussi remercier Mr G. Masclé pour m'avoir accueilli dans son laboratoire de Géologie Alpine.

Je remercie particulièrement Mrs Z. Johan et J. Kornprobst, rapporteurs, ainsi que Mrs A. Michard, M. Tardy et M. Treuil qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir juger ce travail.

Des roches et des données préliminaires concernant les massifs de Prades, Bestiac et Finero n'ont pu être intégrées dans ce mémoire, faute de temps et de moyens. J'espère qu'elles seront exploitées dans l'avenir. Certaines démarches se sont révélées infructueuses ou n'ont pas pu être menées à terme (diffraction X, Analyse factorielle, fugacités,...) bien qu'un temps non négligeable ait été investi. L'apprentissage de ces méthodes m'a permis d'en cerner l'intérêt et les limites.

L'extraction des platinoïdes est un travail long et fastidieux. Un an de laboratoire a été nécessaire pour venir à bout de ces platinoïdes tapis au coeur des échantillons. Je n'oublierais pas les longues journées, les nuits blanches et les weeks-end gris de même que les surprises, pas forcément très drôles ("creusets percés", perte de la solution finale, contamination, ...). Je tiens à remercier Mme Uselle d'avoir été là pour m'aider à résoudre certains problèmes analytiques, me conseiller et me guider. Depuis son départ à la retraite (que je lui souhaite longue et pleine de joies), le laboratoire de chimie n'a plus le même charme.

Un salut réglementaire à Mr E. Audebaud, toujours présent et à l'écoute. Je le remercie pour tous les services nombreux et variés qu'il a pu me rendre et pour avoir su me remonter dans les moments de "crise". Ma sympathie va aussi aux enseignants et chercheurs de l'Institut, notamment Mrs Aprahamian, Uselle, Barrat, Basile et Mme Carrio.

Merci à tout le personnel technique et administratif notamment Mme Keller (pour sa grande gentillesse ainsi que pour les analyses des majeurs), Mrs Cochet (lames minces), Demenjon (diffraction X), Coeur (broyage), Senebier (tri de minéraux) ainsi que Melle Louvat et Mmes Meugniot, Argot et Revol. Merci aussi à Mrs Capiez pour les analyses de traces et Telouk pour celles de platinoïdes sans oublier Mr Garden pour les observations au MEB.

Ma sympathie et mes remerciements vont à Sylvia (Melle PGE), Yves et Claire pour leur attention et les services rendus, à Saïd, Mohamed, Tayeb, Atman, Luc, Eric, ... ainsi qu'à mes camarades de thèse et mes amis de Grenoble. Une pensée émue va à Mme Pelourson.

Ce travail n'aurait jamais vu le jour sans le sacrifice matériel de mes parents et de ma grande soeur et leur soutien permanent. C'est grâce à ma famille, et à elle seule, que j'ai pu atteindre mon but et effectuer mes études dans des meilleures conditions. Je leur demande de m'excuser pour mes longs silences ainsi que le temps que je n'ai pas passé près d'eux. Qu'ils sachent que mes pensées ne les ont jamais quittés durant ces années. Ce travail doit aussi beaucoup à Christine qui a contribué énormément à son aboutissement. Je lui demande pardon pour mes sautes d'humeur, les week-end ratés, les vacances gâchées et les nuits blanches passées à mes côtés. Son soutien de tous les instants, ses encouragements et sa présence m'ont toujours donné un nouveau souffle et la force d'aller jusqu'au bout.

C'est à ma famille et à elle que je dédie ce travail.

RESUME

L'étude de la distribution des éléments du groupe du platine (PGE : Ir, Ru, Rh, Pt et Pd) et de l'or dans les péridotites orogéniques (Ronda, Beni Bousera) permet de mettre en évidence le comportement différentiel de Cu, Pt et Pd par rapport à Ni, Ir et Ru et d'aborder les mécanismes de leur différenciation au cours de la fusion partielle. Ce comportement résulte d'une extraction de Cu, Pt et Pd par les liquides silicatés sous forme d'une phase sulfurée. A l'inverse, Ir et Ru restent piégés dans les résidus de fusion probablement sous forme de grains réfractaires interstitiels. Alors que dans les péridotites des Beni Bousera le Rh montre un comportement similaire à celui de Pt et Pd (chalcophile), dans les péridotites de Ronda, il est plutôt réfractaire tout comme Ir et Ru. Les mesures de la fugacité en oxygène et les analyses du spinelle écartent l'hypothèse d'une incorporation du Rh dans ce minéral comme le supposent les résultats expérimentaux de certains auteurs. Le comportement ambivalent du Rh peut être attribué plutôt à des fugacités en soufre plus faibles dans les péridotites de Ronda que dans celles des Beni Bousera.

Par ailleurs, la distribution des PGE dans les xénolites de péridotite à spinelle des basaltes alcalins (France, Sud de l'Espagne) est caractérisée par des spectres des teneurs normalisées au manteau relativement plats et ne semble pas être influencée par le processus de fusion. Elle refléterait une refertilisation ou une rétention d'une fraction sulfurée riche en Pt et en Pd par un manteau plus ou moins déprimé, à la suite de multiples extractions basaltiques. Les profils sensiblement plats caractéristiques du manteau sous-continentale ne traduisent pas obligatoirement un matériel mantellique primitif.

L'étude des pyroxénites des massifs ultrabasiques de Ronda et des Beni Bousera s'est focalisée principalement sur les pyroxénites à grenat suite à la découverte d'un faciès de clinopyroxénites à grenat \pm corindon inhabituel à Ronda. Les spectres des teneurs en PGE et en Au de pente Pd/Ir positive et variable, couplés aux compositions en éléments majeurs et en traces, illustrent l'hétérogénéité géochimique des pyroxénites. Ces dernières peuvent être regroupées dans deux lignées distinctes. Une première (pyroxénites à grenat s.s. et pyroxénites à spinelle s.l.) est caractérisée par un rapport $Al_2O_3/FeO_{tot} < 2.7$. Les basses teneurs en Ir, Ru et Rh notées dans ces roches peuvent être reliées à une précipitation précoce de ces éléments en réponse à une augmentation de fO_2 , tandis que les teneurs en Pt, Pd et Au sont gouvernées par les sulfures. Certaines similitudes entre les pyroxénites à grenat s.s. et les pyroxénites à spinelle s.l. suggèrent un lien génétique entre ces deux faciès. La seconde lignée, correspondant à des clinopyroxénites à grenat \pm corindon très alumineuses ($Al_2O_3/FeO_{tot} > 2.7$), montre des niveaux de teneurs très faibles, ou au contraire, très riches en PGE. La variation des teneurs observée ne concerne que les PPGE et l'au et peut être attribuée à une ségrégation d'une faible fraction de sulfures. Cette ségrégation n'est pas à l'origine de l'appauvrissement en Ir et en Ru. Un tel appauvrissement est la conséquence d'un fractionnement de ces éléments antérieurement à la saturation en soufre.

Les différences entre les deux lignées précédentes permettent de leur suggérer une origine et une évolution géochimique distinctes. L'hypothèse d'une origine à partir d'un protolite riche en plagioclase paraît plausible pour la lignée alumineuse au regard de certaines de ses caractéristiques géochimiques (Al_2O_3 , anomalie en Eu, PGE).

Par ailleurs, les associations de Pt, Pd et Au avec les sulfures, observées au MEB, confirment la grande dépendance de ces éléments pour le soufre. Toutefois, les minéraux silicatés et le spinelle ne jouent aucun rôle capital dans la concentration des PGE remettant ainsi en question les hypothèses impliquant l'affinité des IPGE pour ces phases minérales.

Ainsi, l'idée que l'on peut se faire sur le manteau, à travers les divergences entre les péridotites orogéniques et les péridotites sous-continentales et la diversité des pyroxénites, est celle d'un domaine très hétérogène. Cette hétérogénéité est acquise suite à des évolutions pétrogénétiques, physico-chimiques et géodynamiques distinctes.

ABSTRACT

The study of PGE (Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) and gold distributions in peridotites from orogenic ultramafic massifs [Ronda (Spain) and Beni Bousera (Morocco)] shows the differential behaviour of the PPGE (Pt, Pd) and Cu with respect to the IPGE (Ir, Ru) and Ni during partial melting processes. The PPGE and the Cu are extracted and concentrated in silicate melts as a sulphide liquid. By contrast, the IPGE are retained in the residues, probably in intergranular phases. However, Rh seems to adopt a different behaviour in the peridotites of each study massif. It behaves like a chalcophile element in the Beni Bousera peridotites (as do Pt and Pd). Whereas, in the Ronda peridotites, Rh tends to concentrate in depleted residual solid. The oxygen fugacities (f_{O_2}) (determined by using a solid electrolyte cell) and analyzed spinel prevent any suggestion of incorporation of Rh in the spinel as assumed by experimental data. It is suggested that the different behaviour of Rh resulted from the lower sulphur fugacity in Ronda peridotites (than in Beni Bousera peridotites) which is not sufficient to complex the Rh in sulphide phases.

On the other hand, the PGE distribution of peridotite xenoliths in French and Spanish alkali basalts is characterized by nearly flat mantle-normalized PGE abundance patterns and is not controlled by partial melting processes. This distribution may be reflected either refertilization or retention of sulphur fraction, richer in Pt and Pd in a mantle more or less depleted after several basaltic extractions. The flat PGE abundance patterns observed in peridotite xenoliths do not represent necessarily a primitive upper mantle.

The study of pyroxenites layers associated with peridotite massifs (Ronda, Beni Bousera) interest mainly garnet pyroxenites as a result of the discovery of an unusual garnet \pm corundum clinopyroxenite facies in Ronda massif. The PGE and Au patterns variable Pd/Ir ratios ($1 < (Pd/Ir)_{nm} < 195$) coupled with major and trace elements data illustrate the geochemical heterogeneity of the pyroxenites. These rocks can be subdivided into two families. The first one (garnet pyroxenites s.s. and spinel pyroxenites s.l.) is characterized by Fe-enrichment and by $Al_2O_3/FeO_{tot} < 2.7$. The low IPGE and Rh contents suggest that these elements are crystallized early probably as a result of increase in oxygen fugacity while Pt, Pd and Au are retained in the liquid with sulphide phases. Some similarities between garnet pyroxenites s.s. and spinel pyroxenites s.l. suggest a co-genetic link between these two facies. The second family (garnet \pm corundum clinopyroxenites) is characterized by high Al and low Fe contents ($Al_2O_3/FeO_{tot} > 2.7$) and shows contrasting PGE content levels: pronounced PGE depletion (like MORB) and PPGE enrichment. These two trends can be related to segregation of small amounts of sulphides. The IPGE depletion in aluminous pyroxenites can not be ascribed to this segregation but may be explained by the early fractionation of these elements before sulphur saturation.

Several geochemical data suggest different petrological processes and probably distinct origin for the two pyroxenites families. The hypothesis of an origin from plagioclase-rich protolith can be envisaged here for aluminous pyroxenites.

On the other hand, platinum-group minerals (PGM) of Pt, Pd and Au in association with sulphides are observed under scanning electron microscope which confirm the high dependence of these elements for sulphur. However, the silicate minerals and spinel do not play a major role in PGE concentration; these results do not agree with the hypotheses which involve the PGE affinity for these phases.

Differences between peridotites from orogenic ultramafic massifs or in xenoliths combined with pyroxenites geochemical diversity have an important consequence with regard to the mantle heterogeneity. This heterogeneity is acquired by different petrogenetical, physico-chemical and geodynamical evolutions.

SOMMAIRE

19 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F-38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 03 54 27 - fax. 04 76 51 49 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION	1
PARTIE A : GENERALITES SUR LES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE ET L'OR - METHODES ANALYTIQUE ET EXPERIMENTALE	7
CHAPITRE I : LES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE ET L'OR : DEFINITION, GENERALITES ET TENDANCES GEOCHIMIQUES	9
I - CARACTERES GENERAUX DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE ET DE L'OR	9
II - TENDANCES GEOCHIMIQUES	11
II-1. - SUBDIVISION GEOCHIMIQUE	11
II-2. - FACTEURS CONTROLANT LE COMPORTEMENT DES PGE	12
III - NORMALISATION DES TENEURS EN PGE ET EN OR	13
IV - DISTRIBUTION DES PGE DANS LE MANTEAU	17
IV-1. - ROCHES ULTRABASIQUES.....	18
IV-2. - ROCHES BASIQUES.....	19
CHAPITRE II : METHODE DE SEPARATION ET DE CONCENTRATION HYDROCHIMIQUE DES PGE ET DE L'OR	21
I - INTRODUCTION	21
I-1. - BUT.....	21
I-2. - PRINCIPE.....	21
II - METHODOLOGIE	23
II-1. - REACTIFS ET SOLUTIONS UTILISES	23
II-2. - PROTOCOLE ANALYTIQUE.....	23
II-3. - MODE OPERATOIRE	23
II-3.1. - <i>Attaque de l'échantillon</i>	23
II-3.2. - <i>Extraction</i>	26
II-3.3. - <i>Reprise du précipité</i>	26
II-3.4. - <i>Extension de la méthode</i>	27
II-3.5. - <i>Conclusion</i>	28
CHAPITRE III : DETERMINATION DES TENEURS EN PGE ET EN OR PAR SPECTROMETRIE DE MASSE A PLASMA A COUPLAGE INDUCTIF (ICP-MS)	29
I - POURQUOI L'ICP-MS ?	29
II - SPECTROMETRIE DE MASSE A PLASMA A COUPLAGE INDUCTIF (ICP-MS)	30

II-1. - PRINCIPE DE L'ANALYSE SPECTROMETRIQUE	30
II-2. - FONCTIONNEMENT DE L'APPAREIL.....	32
III - PROBLEME D'INTERFERENCES	34
III-1. - INTERFERENCES SPECTROSCOPIQUES.....	34
III-2. - INTERFERENCES NON SPECTROSCOPIQUES	35
III-3. - PRECAUTIONS ANALYTIQUES	36
IV - MODALITES DE DOSAGE ET TRAITEMENT DES DONNEES.....	36
IV-1. - MODES D'ACQUISITIONS	36
IV-2. - CONTAMINATION ET BLANC	37
IV-3. - PROBLEME DES STANDARDS INTERNES	38
IV-4. - CALIBRATION	38
IV-5. - CHOIX DES ISOTOPES	39
IV-6. - LIMITES DE DETECTION INSTRUMENTALE	40
CHAPITRE IV : MESURE EXPERIMENTALE DE LA FUGACITE INTRINSEQUE EN OXYGENE PAR PILE A ELECTROLYTE SOLIDE.....	43
I - INTRODUCTION	43
II - PRINCIPE	44
III - MONTAGE EXPERIMENTAL	45
IV - MESURES ET RESULTATS	48
<i>PARTIE B : PERIDOTITES ET PYROXENITES DES MASSIFS ULTRABASIQUES : EXEMPLE DE RONDA ET DES BENI BOUSERA</i>	<i>51</i>
CHAPITRE I : CADRE GEOLOGIQUE ET EVOLUTION PETROLOGIQUE DES MASSIFS ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS DE RONDA ET DES BENI BOUSERA	53
I - CONTEXTE GEOLOGIQUE DU DOMAINE INTERNE DE LA CHAINE BETICO-RIFAINE	53
I-1. - CADRE GEOLOGIQUE	53
I-2. - LES MASSIFS ULTRABASIQUES DE RONDA ET DES BENI BOUSERA	57
II - PETROLOGIE ET ZONATION DES FACIES DES MASSIFS ULTRABASIQUES	57
II-1. - FACIES LITHOLOGIQUES PRINCIPAUX.....	57
II-1.1. - <i>Les péridotites et leur auréole métamorphique</i>	58
II-1.2. - <i>Les pyroxénites</i>	58
II-2. - DISPOSITION ET ZONATION DES FACIES LHERZOLITE	60
II-2.1. - <i>Massif de Ronda</i>	60
II-2.2. - <i>Massif des Beni Bousera</i>	61
III - ORIGINE, TRAJECTOIRES P-T ET EVOLUTION TARDIVE.....	63
III-1. - ORIGINE ET EVOLUTION PETROLOGIQUE	63
III-1.1. - <i>Ronda</i>	63

III-1.2. - Beni Bousera	65
III-2. - EVOLUTION TARDIVE DES MASSIFS : DEFORMATION, KELYPHITISATION ET SERPENTINISATION	66
IV - SIGNIFICATION DES PERIDOTITES A GRENAT	67
V - LES MODELES DE MISE EN PLACE PROPOSES	67
V-1. - AGE	67
V-2. - MISE EN PLACE	68
VI - ASPECT METALLOGENIQUE	73
VI-1. - DESCRIPTION	73
VI-2. - ORIGINE ET EVOLUTION MAGMATIQUE	75
CHAPITRE II : PETROGRAPHIE DES PERIDOTITES DES MASSIFS ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS (RONDA, BENI BOUSERA)	77
I - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE	77
II - ASSEMBLAGE MINERALOGIQUE	80
II-1. - PHASES PRINCIPALES	80
II-2. - PHASES MINEURES	81
III - CONCLUSION	82
CHAPITRE III : DIFFERENCIATION DES PGE ET DE L'OR AU COURS DE LA FUSION PARTIELLE DU MANTEAU : EXEMPLE DES MASSIFS ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS (RONDA, BENI BOUSERA)	85
I - NATURE RESIDUELLE DES PERIDOTITES	85
I-1. - ELEMENTS MAJEURS	85
I-2. - ELEMENTS TRACES	89
I-3. - CONCLUSION	92
II - DISTRIBUTION DES PGE ET DE L'OR DANS LES PERIDOTITES	92
II-1. - PRESENTATION DES RESULTATS	92
II-2. - DIFFERENTS TYPES DE SPECTRES	94
II-2.1. - Péridotites à caractère peu ou pas déprimé	94
II-2.2. - Péridotites modérément déprimées	96
II-2.3. - Péridotites déprimées	97
II-2.4. - Conclusion	97
III - DISCUSSION : DIFFERENCIATION ET EVOLUTION DES PGE ET DE L'OR DANS LE MODELE DE LA FUSION PARTIELLE	99
III-1. - COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DES PPGE (Pt, Pd) ET DE L'Au	103
III-2. - COMPORTEMENT REFRACTAIRE DES IPGE (Ir, Ru)	107
III-3. - COMPORTEMENT SPECIFIQUE DU Rh	110
III-4. - PERCOLATION ET SERPENTINISATION	116
IV - CONCLUSION	117

CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE DES PYROXENITES DES MASSIFS ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS (RONDA, BENI BOUSERA).....	119
I - INTRODUCTION	119
II - LES PYROXENITES DES BENI BOUSERA	119
II-1. - PYROXENITES A GRENAT	121
II-1.1. - <i>Webstérites à grenat</i>	121
II-1.2. - <i>Clinopyroxénites à grenat</i>	122
II-2. - PYROXENITE A SPINELLE-OLIVINE	123
II-3. - PYROXENITE A TENDANCE ORTHOPYROXENITIQUE	123
II-4. - GROSPYDITES	124
II-4.1. - <i>Banc BS8t</i>	124
II-4.2. - <i>Banc BS5</i>	126
II-4.3. - <i>Autres grospyrites étudiées</i>	127
II-5. - CLINOPYROXENITES A GRENAT-SPINELLE	128
III - LES PYROXENITES DE RONDA	128
III-1. - PYROXENITES A GRENAT	129
III-2. - PYROXENITES A SPINELLE-PLAGIOCLASE-OLIVINE	130
III-3. - PYROXENITES A TENDANCE ORTHOPYROXENITIQUE	131
III-3.1. - <i>Orthopyroxénites</i>	131
III-3.2. - <i>Pyroxénites à spinelle-olivine à tendance orthopyroxénitique</i>	131
III-4. - CLINOPYROXENITE	131
III-5. - GROSPYDITES	132
III-5.1. - <i>Banc JR1</i>	132
III-5.2. - <i>Banc JR3</i>	134
III-5.3. - <i>Echantillon JR4</i>	134
III-5.4. - <i>Banc JR2</i>	134
IV - CONCLUSION	135
CHAPITRE V : ETUDE GEOCHIMIQUE ET COMPORTEMENT DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE ET DE L'OR DANS LES PYROXENITES DES MASSIFS ULTRABASIQUES DE RONDA ET DES BENI BOUSERA	137
I - TYPOLOGIE ET CARACTERISATION PETRO-GEOCHIMIQUE DES PYROXENITES.....	137
I-1. - ELEMENTS MAJEURS.....	138
I-2. - ELEMENTS TRACES.....	145
I-3. - DISCUSSION	150
I-4. - CONCLUSION.....	154
II - RESULTATS ANALYTIQUES ET SPECTRES DE DISTRIBUTION DES PGE ET DE L'OR DANS LES PYROXENITES	155
II-1. - PYROXENITES A SPINELLE S.L.....	157
II-2. - PYROXENITES A GRENAT S.L.	157
II-3. - PYROXENITES A TENDANCE ORTHOPYROXENITIQUE	163
II-4. - CLINOPYROXENITE	163
III - DISCUSSION : COMPORTEMENTS ET CONTROLES DES DISTRIBUTIONS DES PGE ET DE L'OR DANS LES PYROXENITES	165

III-1. - PYROXENITES A GRENAT S.S. ET PYROXENITES A SPINELLE S.L.	166
III-1.1. - Comportement géochimique des IPGE et du Rh	166
III-1.1.1. - Appauvrissement et fractionnement des IPGE et du Rh.....	166
III-1.1.2. - Différenciation des IPGE et du Rh dans les pyroxénites à grenat s.s. et les pyroxénites à spinelle s.l.	170
III-1.2. - Comportement géochimique du Pt, du Pd et de l'Au.....	172
III-2. - GROSPYDITES.....	175
IV-CONCLUSION	185

PARTIE C : MANTEAU SOUS-CONTINENTAL : XENOLITES DE PERIDOTITE DU VOLCANISME ALCALIN.....187

CHAPITRE I : XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE DES BASALTES ALCALINS DE FRANCE ET DU SUD DE L'ESPAGNE.....189

I - VOLCANISME ALCALIN EN FRANCE.....	189
I-1. - GRANDS DISTRICTS VOLCANIQUES	189
I-2. - CHRONOLOGIE DES ERUPTIONS.....	191
II - XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE.....	192
II-1. - INTRODUCTION.....	192
II-2. - TEXTURES DES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE	192
II-3. - REPARTITION DES DIFFERENTES TEXTURES DES PERIDOTITES A SPINELLE.....	193
II-4. - CONDITIONS D'EQUILIBRE PRESSION-TEMPERATURE.....	194
III - SCHEMAS INTERPRETATIFS DU VOLCANISME EN FRANCE	195
IV - VOLCANISME ALCALIN DU SUD DE L'ESPAGNE.....	197

CHAPITRE II : PETROGRAPHIE DES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE DU VOLCANISME ALCALIN DE FRANCE ET DU SUD DE L'ESPAGNE.....201

I - ASSEMBLAGE MINERALOGIQUE.....	204
I-1. - TEXTURES	204
I-2. - COMPOSITION MINERALOGIQUE.....	204
I-3. - LES SULFURES DES NODULES	205
II - MODIFICATIONS CHIMIQUES TARDIVES - CHOIX DES NODULES ETUDIES	210
II-1. - RUBEFACON SANS HYDRATATION	210
II-2. - INTERACTIONS NODULES-BASALTES ENCAISSANTS.....	210
II-3. - FUSION AU SEIN DES NODULES	211
II-4. - CHOIX ET SELECTION DES ECHANTILLONS	212

CHAPITRE III : DISTRIBUTION DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE DANS LES NODULES DE PERIDOTITE A SPINELLE DES BASALTES ALCALINS.....	213
I - COMPOSITION CHIMIQUE.....	213
I-1. - ELEMENTS MAJEURS.....	213
I-2. - ELEMENTS EN TRACES.....	214
I-3. - CORRELATIONS INTER-ELEMENTS	215
I-4. - DISCUSSION	219
I-5. - CONCLUSION.....	222
II - DISTRIBUTION DES PGE DANS LES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE.....	223
II-1. - ABONDANCES EN PGE-COMPARAISON AVEC LES TRAVAUX ANTERIEURS	223
II-1.1. - Résultats	223
II-1.2. - Description des spectres des teneurs en PGE des nodules	225
II-1.3. - Conclusion	232
II-2. - CONTROLE ET DISTRIBUTION DES PGE DANS LES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE.....	233
II-2.1. - Teneurs en PGE dans les phases minérales.....	233
II-2.2. - Minéraux du groupe du platine de la famille du platine (PPGM)	235
II-3 - DISCUSSION : COMPORTEMENT DES PGE DANS LES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE.....	238
II-3.1. - Absence du rôle de la fusion partielle dans la distribution des PGE	238
II-3.2. - Effet de la métasomatose	240
II-3.3. - Association sulfures-PPGE, comportement de la fraction sulfurée	241
II-3.4. - Comportement des IPGE et du Rh	242
II-3.5. - Signification des spectres des xénolites et implications sur l'équilibre noyau-manteau	243
III - CONCLUSION.....	244
 CONCLUSIONS GENERALES	 247
 BIBLIOGRAPHIE	 255
 ANNEXES	 281
ANNEXE ① : PETROGRAPHIE DES PERIDOTITES DE RONDA ET DES BENI BOUSERA.....	283
ANNEXE ② : ANALYSES (MAJEURS, TRACES ET METAUX NOBLES) DES PERIDOTITES (RONDA, BENI BOUSERA)	291
ANNEXE ③ : ANALYSES (MAJEURS, TRACES ET METAUX NOBLES) DES PYROXENITES (RONDA, BENI BOUSERA)	295
ANNEXE ④ : ANALYSES (MAJEURS, TRACES ET METAUX NOBLES) DES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE (FRANCE, ESPAGNE)	301
 LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX	

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Ces dernières années, les études sur les éléments du groupe du platine (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) et l'or dans les roches mantellaires ont connu un grand essor grâce au développement des techniques analytiques. Les teneurs en ces éléments dans les roches basiques et ultrabasiques montrent des variations importantes qui sont régies par divers processus magmatiques. Ces variations traduisent l'existence de nombreux paramètres qui influencent la distribution des éléments du groupe du platine tels que les valeurs des fugacités en oxygène et en soufre, le taux de fusion partielle, le rôle des phases minérales (oxydes, minéraux silicatés). La connaissance et la compréhension de cette distribution sont fondamentales pour cerner certains processus pétrologiques et physico-chimiques qui ont affecté le manteau.

Cette étude se propose de préciser la distribution des éléments du groupe du platine et de l'or dans le manteau à travers les péridotites et les pyroxénites associées des massifs ultrabasiques orogéniques [chaîne bético-rifaine : Ronda (Espagne) et Beni Bousera (Maroc)] et les xénolites de péridotite à spinelle des basaltes alcalins (France et Sud de l'Espagne). Le choix des massifs de Ronda et des Beni Bousera a été privilégié par la diversité pétro-géochimique des faciès rencontrés, diversité qui permettra de discuter certains problèmes pétrologiques et géochimiques. De plus, ces massifs n'ont fait l'objet que d'une étude très partielle (Stockman, 1982). Par ailleurs, l'étude des xénolites, représentatifs d'un manteau sous-continentale, visera à rechercher les analogies et les différences avec les péridotites orogéniques, à travers les modalités du comportement des éléments du groupe du platine.

Ce travail constitue le prolongement d'une série de travaux sur la géochimie des éléments du groupe du platine et de l'or entrepris dans notre laboratoire. Ces travaux ont débuté par le développement d'une méthode analytique d'extraction de Ru, Rh, Pt, Pd et Au et de dosage par spectrophotométrie d'absorption atomique électrothermique (Amossé et al., 1986). Une étude expérimentale a permis de montrer le rôle important des fugacités en oxygène et en soufre sur la solubilité des éléments du groupe du platine dans les magmas silicatés (Amossé et al., 1987, 1990; Fischer, 1988; Amossé et Allibert, 1993). Grâce aux connaissances acquises dans ce domaine, plusieurs études géochimiques sur ces éléments ont été réalisées et intéressaient notamment le massif ultrabasique de Lherz (Bégou, 1989), l'ophiolite de Krasta (Albanie) (Amossé et al., 1992) et les gisements liés aux komatiites de la fosse de l'Ungava (Picard et al., 1995).

Dans les roches basiques et ultrabasiques étudiées ici les teneurs en éléments du groupe du platine et en or sont de l'ordre du ppb ou de la dizaine de ppb. La détermination de ces teneurs a nécessité une modification de la méthode analytique. Outre l'ajout de l'iridium à la palette des éléments du groupe du platine dosés dans notre laboratoire, la méthode utilisée ici permet d'obtenir des taux d'extraction exceptionnels. Le dosage des éléments a été effectué par ICP-MS, ce qui a permis d'abaisser les limites de détection. L'utilisation de cet appareil nous a obligé à résoudre certains problèmes tels que l'étalonnage, l'utilisation de standards internes et le choix des isotopes.

Par ailleurs, des mesures de fugacité en oxygène dans les péridotites bético-rifaines ont été effectuées expérimentalement par un montage de pile à électrolyte solide. Ces mesures avaient pour objectif de confronter certains de nos résultats avec les théories thermochimiques mettant en évidence le rôle prépondérant de la fugacité en oxygène sur la différenciation des éléments du groupe du platine. L'ensemble des problèmes analytiques et expérimentaux constitue la première partie de ce travail.

La seconde partie porte sur l'étude des péridotites et des pyroxénites des massifs de Ronda et des Beni Bousera.

* *Péridotites* : l'axe développé vise à cerner l'influence de la fusion partielle subie par ces roches sur la distribution des éléments du groupe du platine et de l'or. Les premiers résultats obtenus sur ce type de matériaux (Gueddari et al., 1992, 1994 a et b) laissaient suspecter un comportement différentiel des éléments du groupe du platine lors de ce processus de fusion. Dans cette partie, nous avons tenté d'éclaircir les mécanismes et les modalités de la différenciation des éléments du groupe du platine au cours de l'extraction magmatique en tenant compte de leurs affinités géochimiques et des conditions de fugacité en oxygène et en soufre. L'analyse de quelques phases minérales des péridotites nous a permis de discuter du pouvoir collecteur de ces phases et du rôle qu'elles exercent sur la distribution des éléments du groupe du platine dans le manteau.

* *Pyroxénites s.l.* : un second axe de cette deuxième partie a concerné l'étude du comportement des éléments du groupe du platine et de l'or dans les pyroxénites. Ces roches sont caractérisées par des compositions minéralogiques et chimiques très variées. Certaines études géochimiques récentes (éléments traces, terres rares, isotopie) suggèrent que ces matériaux possèdent une diversité d'origine et une évolution pétrologique complexe (par ex. Suen et Frey, 1987; Kornprobst et al., 1990; Pearson et al., 1991, 1993). En raison de l'extrême variété lithologique des pyroxénites, nous n'avons retenu que quelques groupes pétrographiques (une soixantaine d'échantillons). L'accent sera mis sur les pyroxénites à

grenat qui se regroupent en deux populations distinctes au sein desquelles des clinopyroxénites à grenat \pm corindon hyper-alumineuses appartenant au massif de Ronda ont été échantillonnées et étudiées pour la première fois. En plus d'une étude pétro-géochimique classique, nous présenterons les premières données sur la distribution des éléments du groupe du platine et de l'or dans les pyroxénites bético-rifaines. L'hétérogénéité de ces roches se retrouve au niveau des teneurs en ces éléments dont les spectres sont marqués par diverses tendances évolutives et des rapports Pd/Ir supérieurs à un et très variables. Les éléments du groupe du platine s'avèrent un outil supplémentaire pour aborder la pétrogenèse des pyroxénites. L'étude de la différenciation de ces éléments est également discutée à la lumière des données thermochimiques impliquant le rôle important de la fugacité en oxygène et de l'affinité chalcophile des éléments du groupe du platine.

La troisième partie de ce travail a été consacrée à l'étude géochimique des éléments du groupe du platine sur 45 xénolites de péridotite à spinelle provenant du volcanisme alcalin de France et du Sud de l'Espagne. Outre l'absence de données sur ces régions, les analyses disponibles sur des xénolites d'autres localités ne concernent souvent que Ir, Pd et Au. Les spectres plats de ces roches sont considérés comme représentatif d'un manteau primitif (Jagoutz et al., 1979; Morgan et al., 1981; Morgan, 1986) et sont interprétés en terme de la différenciation de la Terre et de l'équilibre noyau-manteau. Mitchell et Keays (1981) ont établi un contrôle cristallogénique de Ir, Pd et Au en analysant les minéraux et en mettant en évidence une association du Pt et du Pd, sous forme de minéraux du groupe du platine, avec les sulfures. Afin de comprendre le comportement des éléments du groupe du platine dans les xénolites, nous avons entrepris une démarche similaire en effectuant une recherche des minéraux du groupe du platine dans une dizaine d'échantillons et en prenant en compte le partage des éléments du groupe du platine dans les différentes phases minérales. Par ailleurs, ce comportement ne paraît pas influencé par le processus de fusion partielle comme c'est le cas pour les péridotites orogéniques. Ce résultat permet de mettre l'accent sur l'hétérogénéité géochimique du manteau sur le plan des éléments du groupe du platine.

PARTIE A

**GENERALITES SUR LES ELEMENTS DU
GROUPE DU PLATINE ET L'OR -
METHODES ANALYTIQUE
ET EXPERIMENTALE**

CHAPITRE I :

LES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE ET L'OR : DEFINITION, GENERALITES ET TENDANCES GEOCHIMIQUES

I - CARACTERES GENERAUX DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE ET DE L'OR

Les éléments du groupe du platine appartiennent au groupe VIII du tableau périodique de Mendeleïev. Ils sont au nombre de six désignés souvent sous le sigle PGE^(*) (abréviation du terme anglo-saxon Platinum-Group Elements). Ces éléments sont le Ruthénium (Ru), le Rhodium (Rh), le Palladium (Pd), l'Osmium (Os), l'Iridium (Ir) et le Platine (Pt) auxquels on associe fréquemment l'Or (Au) en raison de son comportement géochimique voisin de celui du palladium.

Les principales propriétés physico-chimiques de ces éléments sont groupées dans le tableau 1. Selon leur densité, les PGE peuvent être séparés en deux sous-groupes : d'une part les PGE légers comprenant Ru, Rh et Pd (n° atomique 44 à 46) de densité comprise entre 12 et 12.4 g/cm³, et d'autre part les PGE lourds formés de Os, Ir et Pt (n° atomique 76 à 78) de densité allant de 21.4 à 22.7 g/cm³. Au possède une densité proche de 19 g/cm³.

Par leurs propriétés physico-chimiques, les PGE ont de multiples applications (tableau 2). Ce sont d'excellents catalyseurs, utiles aux industries chimiques et pétrochimiques. Ils sont utilisés aussi dans l'industrie automobile pour le traitement des gaz polluants émis par les pots d'échappement. En raison de leur résistance à la corrosion, les PGE sont très appréciés dans les domaines médicaux et chimiques ainsi que dans l'art dentaire et en joaillerie. La rareté et la difficulté d'extraction des PGE justifient leurs cours élevés, ce qui leur vaut d'être appelés métaux précieux avec Au et Ag (Rh est le plus cher des métaux).

^(*) D'autres appellations sont aussi utilisées : platinoïdes, métaux précieux ou métaux nobles. Dans la suite de ce travail, nous utiliserons ces différents termes.

	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
Numéro atomique	76	77	44	45	78	46	79
Poids atomique	190.2	193.1	101.7	102.91	195.23	106.7	197.2
Rayon atomique (Å)	1.33	1.35	1.34	1.34	1.38	1.37	1.37
Valences fréquentes	3, 4, 6, 8	1, 3, 4	2, 3, 4, 6, 8	1, 3	2, 4	2, 4	1
Réseau cristallin	h	c.f.c.	h	c.f.c.	c.f.c.	c.f.c.	c.f.c.
Paramètre de la maille (a et c en Å)	a = 2.714, c = 4.316	a = 3.823	a = 2.68, c = 4.261	a = 3.82	a = 3.93	a = 3.888	a = 4.078
Densité (g/cm ³) à 20°C	22.7	22.65	12.3	12.42	21.45	12.03	19.32
T de fusion (°C)	2700	2454	2400	1966	1774	1555	1064
T d'ébullition (°C)	5000	4400	4150	3727	4050	3600	2966
Susceptibilité magnétique (cm ³ /g x 10 ⁶)	+10	+25	+43	+102	+189	+558	-

Tableau 1 : Principales propriétés physico-chimiques des PGE et de l'Au (tiré de "Nouveau traité de chimie minérale", Tome XIX, 1958; Westland, 1981; Legendre, 1982; Fischer, 1988). c.f.c.: cubique à faces centrées; h.: hexagonal.

Caractéristiques et applications	
Os	* catalyseur, * lampes à incandescence, * micrographie, * pointe des stylographes, * métallisation, * résistance à l'action corrosive.
Ir	* catalyseur, * filaments de lampes à incandescence, * fabrication des pointes des appareils de physique, des plumes à écrire et des instruments de chirurgie, * contacts électriques, * pivots de pièces en horlogerie et suspension des aiguilles de boussoles, * creusets pour les hautes températures.
Ru	* catalyseur, * lampes à incandescence, * contacts électriques, * fabrication d'alliages divers : pointes de stylographes, aiguilles de compas, électrodes, * protection contre l'action corrosive du phosphore et de l'arsenic au cours des dosages en creusets métalliques, * émulsions photographiques.
Rh	* catalyseur, * utilisé dans la fabrication de l'or brillant, * forme avec Pt des couples thermoélectriques, contacts électriques, * creusets, * électrodes, * résistance à l'usure mécanique et à la corrosion chimique, * joaillerie, * prothèse dentaire.
Pt	* catalyseur, * métrologie (étalons mètre et kilogramme, confection du thermomètre normal), * plumes de stylographes, * bijouterie, joaillerie, monnaies, * platinage (électrodes de Pt, anodes avec feuilles de Pt), * industrie chimique et du laboratoire (confection des creusets, spatules, cuillers, nacelles, cônes, agitateur pour calorimétrie,...), * fils de résistance, contacts dans les machines d'induction, contacts des bougies d'automobiles,...
Pd	* hydrogénation catalytique, * protège de l'oxydation, * art dentaire, * joaillerie (alliages Au-Pd = or blanc), horlogerie, * papiers photographiques avec émulsion.
Au	* standard monétaire, joaillerie, art dentaire.

Tableau 2 : Quelques utilisations des PGE et de l'Au (tiré de "Nouveau traité de chimie minérale", Tome XIX, 1958).

En raison de leurs larges gammes d'états de valence, les PGE forment un très grand nombre de complexes, de chlorures et d'oxydes. Sur le plan minéralogique, ils constituent environ 200 espèces de phases minérales, des métaux natifs, des alliages, des sulfures, des arséniures, des sulfo-arséniures, des tellurures, des sélénures voire des oxydes. De même, ils peuvent entrer en solution solide dans les sulfures de métaux de base (exemple Pd).

II - TENDANCES GEOCHIMIQUES

II-1. - Subdivision géochimique

Les travaux consacrés à la géochimie des PGE ont montré que ces éléments ne sont pas inertes et insensibles aux conditions physico-chimiques qui prévalent dans la nature, mais présentent des tendances géochimiques précises. Arculus et Delano (1981a) considèrent les PGE comme des éléments fortement sidérophiles (groupe A de Arculus et Delano, 1981a) par opposition aux éléments de transition (groupe B de Arculus et Delano, 1981a). L'affinité très sidérophile des PGE justifie leurs fortes abondances dans les météorites ferreuses (sidérites) et probablement dans le noyau de la Terre. En effet, les coefficients de partage entre métal riche en Fe et liquide silicaté sont largement supérieurs à 10^4 (Fleet et al., 1991; Borisov et al., 1994; Borisov et Palme, 1995; O'Neill et al., 1995). Toutefois, les fortes teneurs en PGE des gisements sulfurés à Ni-Cu des roches mantelliques montrent, en plus, la tendance chalcophile des PGE. Certains auteurs (Skinner et al., 1976; Jones et Drake, 1986) distinguent le sous-groupe des PGE légers (Ru, Rh, Pd) de celui des PGE lourds (Os, Ir, Pt) par une nature plus chalcophile et moins sidérophile.

Cependant, les nombreuses études récentes sur la géochimie des PGE suggèrent une classification plus cohérente de ces éléments en deux familles distinctes (Barnes et al., 1985). Cette subdivision largement admise actuellement par la communauté scientifique sera adoptée au cours de ce travail; elle comprend :

* les éléments du groupe du platine de la famille de l'iridium connus sous le nom d'IPGE, englobent Os, Ir et Ru. Ils sont de nature réfractaire et cristallisent précocement en association avec les spinelles (chromite) sous forme de sulfures de haute température (laurite) ou de phases métalliques (iridosmine, ruthéniridosmine,...).

* les éléments du groupe du platine de la famille du platine appelés PPGE comprennent Pt, Rh et Pd. Ces éléments sont plus fusibles que les précédents (tableau 1) et sont associés essentiellement aux sulfures de métaux de base.

II-2. - Facteurs contrôlant le comportement des PGE

Ohnenstetter et al. (1994) publient un modèle simplifié illustrant le partage des PGE au cours de l'évolution d'un magma et permettant d'expliquer l'association des PGE avec les chromites et les sulfures de métaux de base (fig. 1).

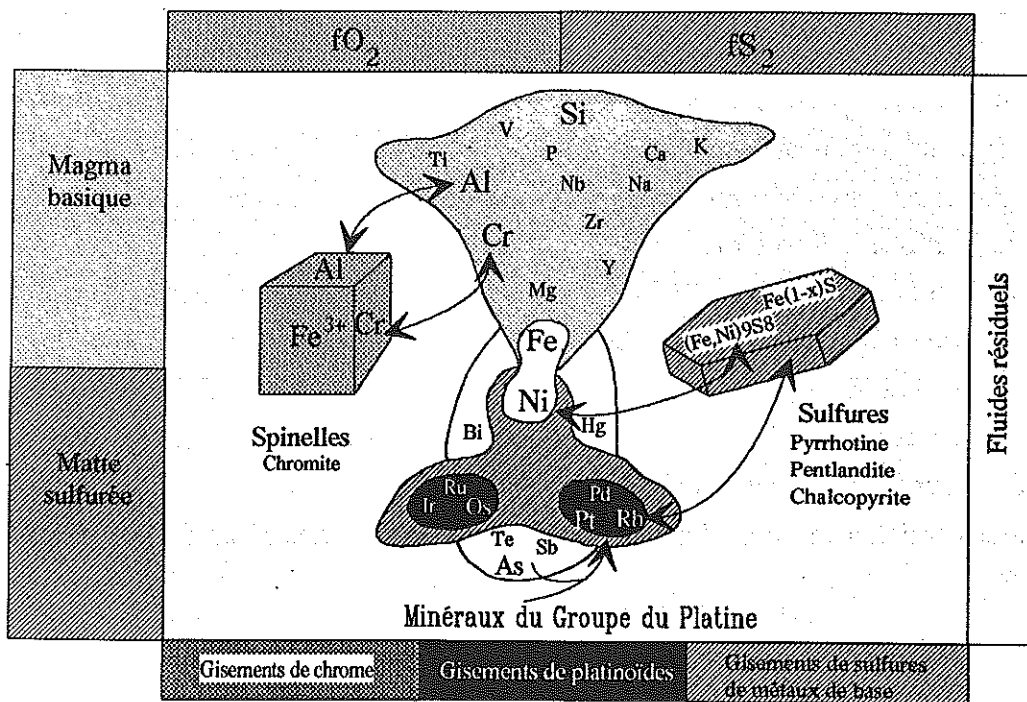


Figure 1 : Modèle schématique montrant le partage des PGE entre le magma, les minéraux des gisements chromifères (chromite), nickélifères (sulfures de métaux de base) et platinifères (minéraux du groupe du platine) en fonction des fugacités en oxygène et en soufre (Ohnenstetter et al., 1994).

Ce modèle tient compte de l'influence des fugacités en oxygène (fO_2) et en soufre (fS_2) sur le comportement des PGE en parfait accord avec les travaux expérimentaux de Amossé et al. (1987, 1990) et Amossé et Allibert (1992, 1993). L'augmentation de la fugacité en oxygène (fO_2) induit la précipitation préférentielle des IPGE au sein des chromites. Dans les magmas saturés en soufre, les métaux de base et les PPGE seront collectés par la matte sulfurée. Si, par contre, le magma est pauvre en soufre, les PGE peuvent se comporter comme des éléments sidérophiles et notamment le Pt en formant des alliages tels que l'isoferroplatine

(Pt,Fe). Il est également possible d'envisager une concentration des PGE par des fluides riches en métalloïdes volatils (As, Sb, Te, Bi, Hg, ...).

Les teneurs en PGE et en Au des roches basiques et ultrabasiques montrent d'importantes variations et restent largement inférieures à celles observées dans les gisements de PGE. Dans les processus de fusion partielle et de fractionnement magmatique, la différenciation des PGE et de l'Au est régie essentiellement par leurs coefficients de partage liquide sulfuré/liquide silicaté (D^{Sl}), les fugacités en soufre et en oxygène, le taux de fusion et les phases minérales impliquées. Dans un bain magmatique silicaté renfermant un liquide sulfuré immiscible, l'ensemble des PGE se comporte comme des éléments chalcophiles et se concentre dans la fraction sulfurée en raison de leurs forts coefficients de partage ($D^{Sl} = 10^3 - 10^6$, Stone et al., 1990; Peach et al., 1990; Bezmen et al., 1991, 1994; Fleet et al., 1991, 1994). La précipitation d'une faible quantité de sulfures au cours de l'ascension d'un magma ou dans la source mantellaire déprimera les liquides en PGE. Par contre, dans les bains magmatiques sous-saturés en soufre, les PGE se comportent comme des éléments "incompatibles". Toutefois, une augmentation de la fugacité en oxygène provoque une précipitation précoce des IPGE en association avec la chromite (Amossé et al., 1987, 1990) ou l'olivine (Brüggemann et al., 1987). Des mécanismes d'injection d'un nouveau magma et/ou l'addition de fluides peuvent conduire à une concentration des PGE (Macdonald, 1987).

Barnes et al. (1985) et Fryer et Greenough (1992) estiment qu'un taux de 20 à 25 % de fusion d'une source mantellaire est nécessaire pour fondre les sulfures et engendrer des liquides enrichis en PGE. Nous reviendrons sur ces problèmes lors de l'étude géochimique des PGE.

III - NORMALISATION DES TENEURS EN PGE ET EN OR

Les données sur les PGE et l'Au publiées dans la littérature montrent que les teneurs en ces éléments sont loin d'être homogènes et varient considérablement selon les matériaux.

Comme pour les terres rares, une méthode d'étude comparative des PGE et de l'Au des différents matériaux consiste à normaliser les teneurs par rapport à une référence fixe. Cette méthode présente l'avantage d'offrir une vision synthétique afin de cerner et de comparer les variations de distribution d'un faciès à l'autre ou au sein d'un même faciès.

Naldrett et al. (1979) ont proposé une normalisation des teneurs en PGE et en Au à celles de la Chondrite C1 en classant ces éléments du plus réfractaire au plus fusible (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au). La composition chimique en PGE des Chondrites est considérée comme

représentative du matériel initial non différencié du système solaire. La normalisation des teneurs des roches terrestres a pour but de cerner certains processus d'évolution de ces roches.

Les teneurs en PGE et en Au publiées pour la Chondrite C1 sont données dans le tableau 3. Bien que Naldrett et al. (1979) aient utilisé les teneurs de Mc Bryde (1972), les valeurs conseillées et généralement utilisées sont celles de Naldrett et Duke (1980). Ces valeurs sont très proches de celles publiées récemment par McDonough et Sun (1995).

Élément/Référence	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
Mc Bryde (1972)	700	500	1000	200	1500	1200	-
Nadkarini et Morisson (1974)	970	830	840	-	1020	1560	-
Wasson (1974)	720	800	1900	300	1200	1300	-
Janssens et al. (1977)	757	771	-	-	-	617	-
Naldrett et Duke (1980)	514	540	690	200	1020	545	152
McDonough et Sun (1995)	490	455	710	130	1010	550	140

Tableau 3 : Teneurs en PGE et en Au (en ppb) de la Chondrite C1 publiées dans la littérature.

Cependant, dans les roches basiques et ultrabasiques non minéralisées dérivant d'un manteau plus ou moins différencié, les PGE et l'Au offrent généralement des abondances très inférieures à celles de la Chondrite C1. De ce fait les spectres des teneurs en PGE et en Au normalisées à la Chondrite occupent une position très basse (fig. 2a). Barnes et al. (1988) ont donc élaboré une approche de normalisation par rapport à la composition moyenne d'un manteau non différencié. Les valeurs mantelliques de normalisation proposées par ces auteurs (tableau 4) sont voisines de celles des lherzolites fertiles du manteau supérieur (Jagoutz et al., 1979; Mitchell et Keays, 1981; Morgan et al., 1981; Stockman, 1982; Morgan, 1986).

Ni	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cu
2000	4.2	4.4	5.6	1.6	8.3	4.4	1.2	28

Tableau 4 : Valeurs de normalisation proposées par Barnes et al. (1988) et utilisées dans ce travail pour Ni, Cu, PGE et Au. Ni et Cu en ppm; PGE et Au en ppb. Les valeurs de Ni et Cu sont celles proposées pour un manteau primitif par Sun (1982).

Les valeurs des PGE et de l'Au correspondent en fait à celles des Chondrite C1 de Naldrett et Duke (1980) multipliés par un facteur constant de 0.00815. Par conséquent, les spectres sont décalés vers le bas mais gardent toujours la même allure (fig. 2b).

Par ailleurs, la nouvelle représentation de Barnes et al. (1988) utilise en plus les deux éléments traces Ni et Cu (valeurs de normalisation de Sun (1982), tableau 4) de part et d'autre des PGE et de l'Au (fig. 2b). Le Ni, élément à comportement compatible ($D^{\text{solide/liquide}} > 1$) est

placé à gauche des PGE réfractaires (IPGE) alors que le Cu, élément à caractère chalcophile et incompatible ($D^{\text{solide/liquide}} < 1$), est à droite des PGE fusibles (PPGE et Au). La normalisation à la Chondrite avec Ni et Cu entraîne une distorsion du spectre étant donné que la différence de proportion entre ces éléments et les PGE et l'Au est plus forte dans la Chondrite que dans le manteau (fig. 2a).

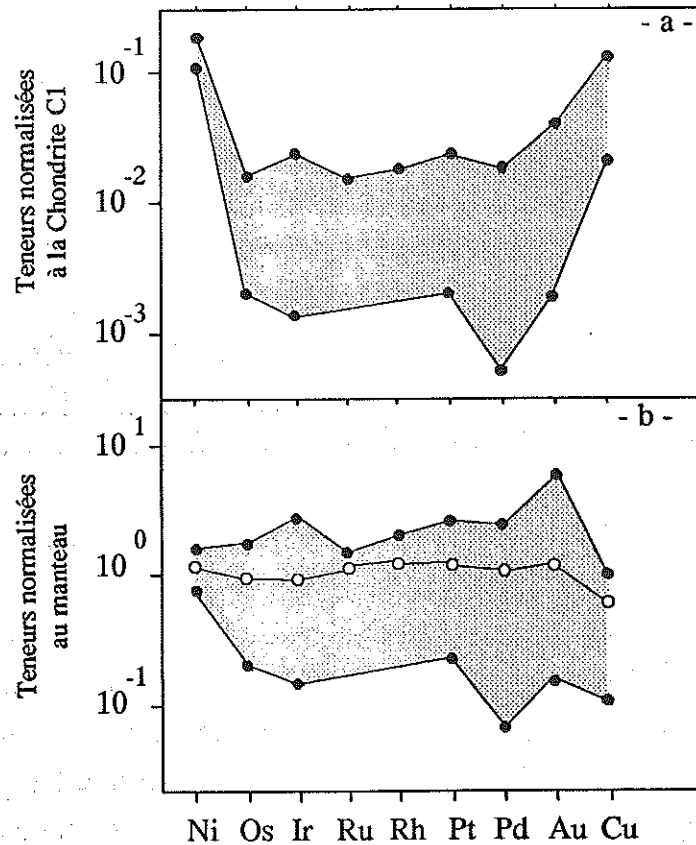


Figure 2 : Champ des teneurs du manteau normalisées à la Chondrite C1 et au manteau moyen (0.00815 fois la Chondrite C1 pour les PGE et l'Au, 2000 ppm pour Ni et 28 ppm pour Cu) (Barnes et al., 1988).

Outre le fait qu'elle convient aux matériaux étudiés ici (péridotites et pyroxénites à faibles teneurs) et qu'elle ne déforme pas l'allure des spectres, la normalisation au manteau de Barnes et al. (1988) présente d'autres avantages par rapport à celle relative à la Chondrite. L'addition des éléments Ni et Cu dont les coefficients de partage (entre le liquide, les phases silicatées, les spinelles et les sulfures) sont différents de ceux des PGE et de l'Au permet d'illustrer certains processus pétrogénétiques tels que la fusion partielle, la cristallisation de certaines phases minérales et le fractionnement d'un liquide sulfuré. Les rapports normalisés au manteau (Ir/Ni)_{nm} et (Pd/Cu)_{nm} permettent donc de discuter le fractionnement des phases sulfurées, silicatées et/ou du spinelle.

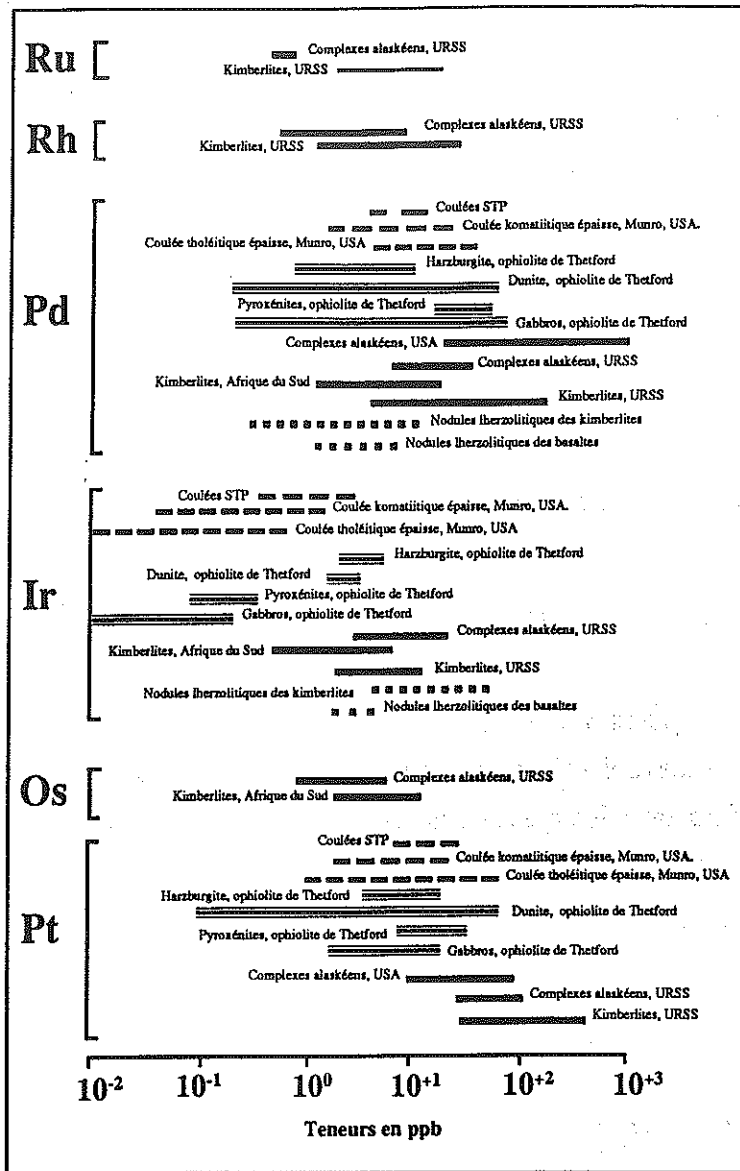


Figure 3 : Fourchette des teneurs en PGE des roches ultrabasiques (Crocket, 1981).

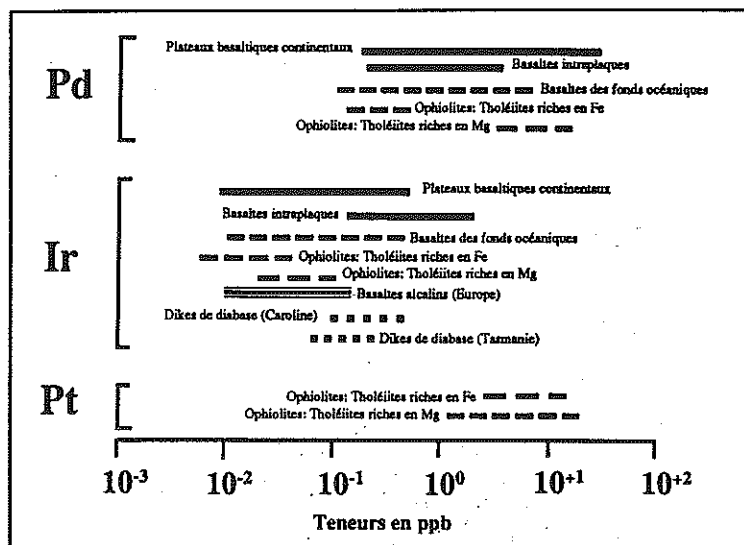


Figure 4 : Fourchette des teneurs en PGE des roches basiques (Crocket, 1981).

Les faibles coefficients de partage de Ni et Cu comparativement aux PGE vis-à-vis des sulfures (Rajmani et Naldrett, 1978; Stone et al., 1990) font qu'un magma ayant fractionné les sulfures dans la source ou au cours de son évolution sera appauvri en PGE par rapport au Cu (diminution du rapport $(Pd/Cu)_{nm}$). Le comportement des IPGE sera plus influencé par la cristallisation des minéraux réfractaires comme l'olivine et/ou la chromite. Lors d'un processus de fusion partielle, le Cu et les PPGE offrent, contrairement aux IPGE et au Ni, un comportement incompatible et se concentrent plutôt dans les liquides. Le rapport Pd/Ir permet d'appréhender le comportement différentiel IPGE/PPGE au cours des processus de fractionnement et d'extraction magmatique.

IV - DISTRIBUTION DES PGE DANS LE MANTEAU

Les figures 3 et 4 illustrent les données collectées par Crocket (1981) sur les teneurs en PGE dans les roches basiques et ultrabasiques. Une comparaison rapide des teneurs moyennes de ces deux grands types de matériaux montre que les PGE sont préférentiellement concentrés dans les ultrabasites (fig. 5).

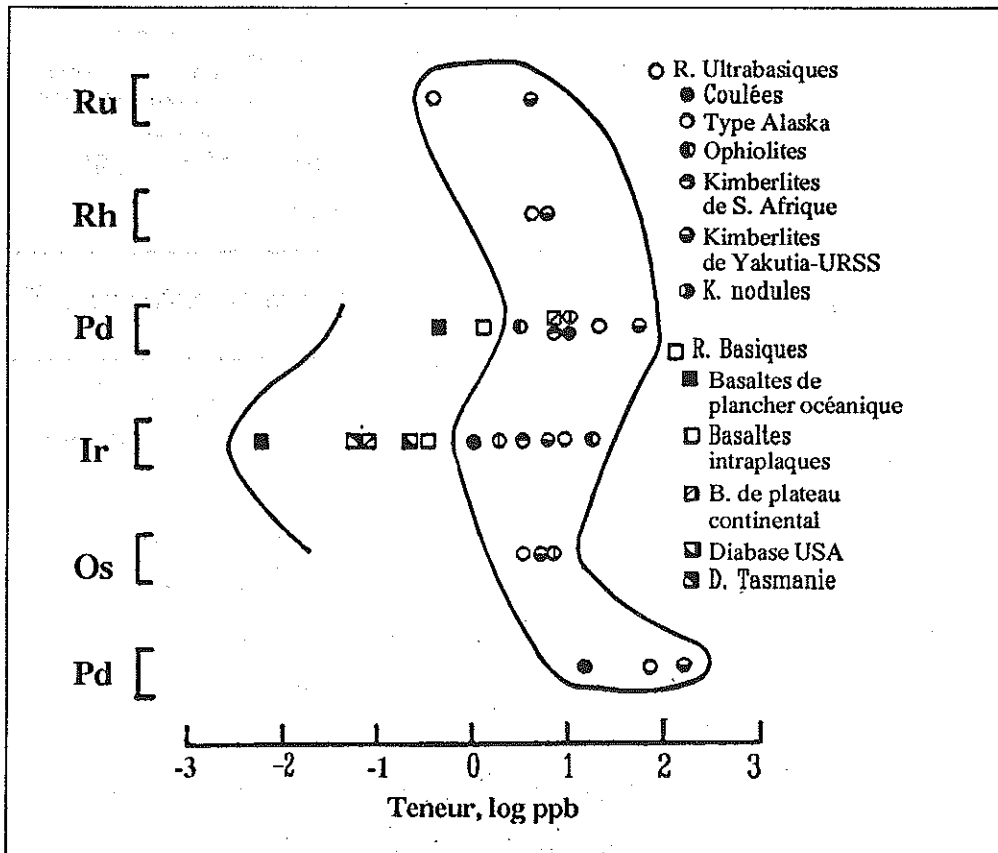


Figure 5 : Comparaison des teneurs moyennes en PGE des roches ultrabasiques et basiques (Crocket, 1981).

Bien que les abondances en PGE dans ces roches ne soient pas intéressantes économiquement, elles sont utiles pour connaître les processus pétrogénétiques à l'origine de certains gisements ainsi que les lois qui gèrent le comportement des PGE.

IV-1. - Roches ultrabasiqes

Pour les roches mantellaires, la distribution des PGE peut être appréhendée par l'étude des xénolites de péridotite remontés par les kimberlites ou les basaltes alcalins, les péridotites komatiitiques et celles des complexes orogéniques de "type alpin" et des séquences ophiolitiques.

* Les spectres des teneurs normalisées au manteau de la plupart des xénolites de lherzolite à spinelle et de lherzolite à grenat sont plats. Les estimations en PGE du manteau fertile basées sur ces xénolites (Jagoutz et al., 1979; Morgan et al., 1981; Sun, 1982; McDonough et Sun, 1995) sont généralement en accord avec les valeurs du manteau de normalisation de Barnes et al., (1985). Plusieurs auteurs (Chou, 1978; Jagoutz et al., 1979; Morgan, 1986) considèrent que le manteau supérieur s'est enrichi postérieurement à la formation du noyau par un bombardement météorique. Cette hypothèse découle de l'affinité fortement sidérophile des PGE et par conséquent de leur concentration préférentielle dans le noyau. Cependant, Mitchell et Keays (1981) et Garuti et al. (1984) attribuent les abondances en PGE dans le manteau à leur piégeage par des phases sulfurées.

* Les données sur les teneurs en PGE dans les massifs ultrabasiqes orogéniques restent fragmentaires. Elles intéressent notamment les massifs ultrabasiqes de Ronda (Stockman, 1982; Gueddari et al., 1994b, 1995 a et b), des Beni Bousera (Gueddari, 1991; Gueddari et al., 1994a) et des Pyrénées (Bégou, 1989; Lorand, 1989). Dans ces massifs, les lherzolites fertiles montrent des spectres grossièrement plats et semblent donc représentatifs d'un matériel mantellique primitif. Par contre les péridotites déprimées (harzburgites et dunites) sont marquées par des spectres à pente négative traduisant un appauvrissement des PPGE et du Cu par rapport aux IPGE et au Ni. Ce comportement contrasté résulterait du caractère incompatible des PPGE et réfractaire des IPGE lors de la fusion mantellaire. Il est cependant intéressant de noter que les péridotites des massifs pyrénéens peuvent offrir des profils de teneurs en PGE caractérisés par une anomalie négative plus ou moins prononcée en Pt (Bégou, 1989; Bégou et al., 1989; Lorand, 1989).

* Dans les roches cumulatives des coulées komatiitiques à texture spinifex d'olivine, on note un enrichissement en Ir par rapport au Pd. Ross et Keays (1979) ont trouvé des teneurs élevées en Ir (5.6 ppb) et basses en Pd (1.21 ppb) dans les olivines des komatiites de Kambalda (Ouest d'Australie). Cet enrichissement serait lié à un piégeage préférentiel de l'Ir dans l'olivine avec un coefficient de partage olivine/liquide de 1.8 (Brüggemann et al., 1987).

* Les harzburgites associées aux séquences ophiolitiques présentent souvent des profils de teneurs normalisées au manteau à pente négative $[(Pd/Ir)_{nm} < 1]$ qui soulignent une mobilisation des PPGE lors du processus de fusion subi par ces roches (Barnes et al., 1985; Picard, 1995). Comme pour les harzburgites, les spectres des dunites ophiolitiques sont déprimés en PPGE avec un rapport $(Pd/Ir)_{nm}$ largement inférieur à 1. L'interprétation d'une telle distribution dépend de la signification pétrogénétique des dunites : représentent-elles des cumulats précoces ou un stade ultime de la fusion ? Si l'on adopte une origine cumulative pour les dunites, alors la cristallisation de l'olivine et du spinelle (chromite) aurait favorisé le piégeage des IPGE dans ces phases. Par contre, dans l'hypothèse d'une origine résiduelle, l'enrichissement en IPGE résulterait du caractère beaucoup plus réfractaire de ces éléments par rapport aux PPGE.

Il est cependant important de souligner que les harzburgites et les dunites peuvent posséder des spectres plats non fractionnés voire enrichis en PPGE (Stockman, 1982; Edwards, 1990; Orberger et al., 1995). De tels spectres résulteraient de la percolation de ces ultrabasites par des magmas riches en sulfures et en PGE (Edwards, 1990; Orberger et al., 1995, com. pers.).

IV-2. - Roches basiques

A l'exception des minéralisations sulfurées associées aux tholeiites continentales, les basaltes océaniques, les tholeiites continentales ainsi que les basaltes alcalins sont généralement pauvres en PGE et en Au.

Les basaltes des rides médio-océaniques (MORB) montrent des teneurs en PGE et en Au assez variables, de 0.00025 à 3 fois celles du manteau de Barnes et al. (1988). Ils sont caractérisés par des profils des métaux nobles et de transition à pente positive et variable $[(Pd/Ir)_{nm} > 20]$ avec des rapports $(Pd/Cu)_{nm}$ et $(Ir/Ni)_{nm}$ toujours inférieurs à 1. De tels profils sont attribués soit à une ségrégation d'une fraction sulfurée immiscible ayant collecté les PGE (Hertogen et al., 1980) soit à une rétention des sulfures et des PGE dans la région mantellaire source (Hamlyn et al., 1985). Il n'est cependant pas exclu que l'appauvrissement

des IPGE par rapport aux PPGE puisse résulter de la ségrégation précoce d'alliages Os-Ir-Ru (Barnes et al., 1985; Hamlyn et al., 1985; Lorand et al., 1993).

Bien qu'elles soient relativement variables, les teneurs en Ir et en Pd des tholeiites continentales sont en moyenne de 0.1 ppb et 12 ppb respectivement. Barnes et al. (1985) attribuent la faible teneur en Pd de ces matériaux soit à son comportement compatible durant 5 à 10 % de fusion mantellaire, soit à son extraction, probablement par des sulfures, au cours de l'ascension du magma vers la surface. Cette dernière hypothèse est aussi suggérée pour expliquer les faibles teneurs en Pd dans les basaltes alcalins (1.2 ppb en moyenne : Mitchell et Keays, 1981). Les basses teneurs en Ir (0.2 ppb en moyenne) observées dans ces roches refléteraient le comportement réfractaire de cet élément au cours de la fusion partielle (Mitchell et Keays, 1981; Hartmann, 1995 a et b).

CHAPITRE II :

METHODE DE SEPARATION ET DE CONCENTRATION HYDROCHIMIQUE DES PGE ET DE L'OR

I - Introduction

I-1. - But

La difficulté de l'étude des PGE et de l'Au est essentiellement liée à celle de leur dosage. Dans les roches basiques et ultrabasiques, les teneurs très faibles observées (quelques ppb) exigent une méthode de dosage très sensible et fiable. Cette méthode doit tenir compte des problèmes d'hétérogénéité d'un même échantillon et des concentrations préférentielles de certains PGE dans des phases discrètes très réfractaires (alliages, sulfures ou chromite par exemple). Notre objectif est donc d'utiliser une méthode permettant :

- * d'avoir des limites de détection très basses,
- * de détecter les défauts d'inhomogénéité des roches (effet pépite),
- * et de mettre en solution l'ensemble des constituants de la roche.

Ces conditions imposent un broyage homogène très fin et une procédure analytique soigneusement appliquée. La méthode analytique utilisée ici se rapproche de celle décrite par Amossé et al. (1986) pour le dosage de Rh, Pt, Pd et Au combinée à celle de Fischer (1988) et Bégou (1989) pour celui du Ru.

Les travaux en cours nous ont permis d'étendre la méthode au dosage de l'Ir (Amossé, en préparation) et donc d'ajouter cet élément à la palette des platinoïdes dosés classiquement dans notre laboratoire.

I-2. - Principe

La méthode analytique est fondée sur une séparation et une concentration des PGE et de l'Au par voie humide. La préparation de l'échantillon, préalablement broyé, débute par une

fusion au peroxyde de sodium (Na_2O_2). Le potentiel d'oxygène est assez élevé pour former des sels de sodium dans lesquels les PGE et l'au oxydés jouent le rôle d'anions. La dissolution des oxydes et la mise en solution se font en milieu acide. L'extraction correspond à une coprécipitation des PGE et de l'au en présence de sélénium et de tellure. L'utilisation du Te en plus du Se permet d'améliorer le pourcentage d'extraction de l'au qui est faible en présence de Se seul (environ 55 à 60%). L'addition d'une solution de chlorure stanneux (SnCl_2) permet la réduction simultanée des complexes de platinoïdes et des oxydes de sélénium et de tellure utilisés comme entraîneurs des PGE et de l'au. Elle permet l'obtention d'un complexe stanneux ($\text{PGESn}_4\text{Cl}_4$)⁴⁺ qui, par décomposition, favorise la formation de séléniures et de tellurures insolubles. Pour l'Ir, la formation de complexes difficilement dissociables rendait son dosage impossible. L'ajout d'une solution d'iodure de potassium (IK) favorise l'obtention de composés avec l'iode moins stables (par substitution des ions I^- aux ions Cl^- du complexe stanneux) et donc la libération d'ions Ir dans la solution. Le mécanisme de cette réaction sera détaillé dans une prochaine publication (Amossé, en préparation). Par ailleurs, l'extraction de l'Os ne peut pas être obtenue par cette méthode en raison de la grande volatilité de cet élément à des températures relativement basses sous forme de tetroxyde d'osmium (OsO_4). Le tableau 5 donne les taux d'extraction de la méthode avec et sans IK.

Elément	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
Taux d'extraction (%) avec IK	97.5	99.5	99.5	97	95	30-82
Taux d'extraction (%) sans IK	33	95.5	98	96	97	89

Tableau 5 : Taux d'extraction de la méthode utilisée avec et sans IK.

Des tests de fiabilité de la méthode sur des standards internationaux montrent que les teneurs obtenues sont très comparables avec celles proposées (tableau 6).

		Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
PCC1	Valeurs proposées	4.8 ± 1.5	10 ± 1.8	1.4 ± 0.4	8 ± 3.5	5.4 ± 1.3	0.8 ± 0.15
	Ce travail	3.1	7.1	1.3	11.6	5.2	0.9
WPR-1	Valeurs proposées	13.5 ± 1.8	22 ± 4	13.4 ± 0.9	285 ± 12	235 ± 9	42 ± 3
	Ce travail	13.4	19.8	13.1	278	223	45.1

Tableau 6 : Teneurs en PGE et en Au recommandées pour des standards internationaux comparées à celles obtenues par notre méthode.

II - METHODOLOGIE

II-1. - Réactifs et solutions utilisés

La nature, la préparation et le type des réactifs et des solutions utilisés lors du protocole analytique sont donnés dans le tableau ci-dessous.

Réactifs	Produits utilisés
* Peroxyde de sodium	* Na ₂ O ₂ , Janssen Chimica, P.A.
* Carbonate de potassium et sodium	* KNaCO ₃ , Prolabo, N.P.
* Pastilles de potasse	* KOH, R.P.
* Creusets de zirconium	* forme basse 55 cc, Bioblok.
* Acide chlorhydrique	* HCl 32%, Rhône-Poulenc, sous-produit de la chloruration industrielle de composés organiques.
* Peroxyde d'hydrogène	* H ₂ O ₂ , solution à 30% min., Prolabo, R.P.
* Acide chlorhydrique	* HCl, 37% min., Prolabo, R.P.
* Papier filtre	* 110 mm, 3 µm.
* Sélénium et tellure	* solution de Se (1g/l) et Te (0.1 ou 0.25g/l) obtenue à partir de TeO ₂ et SeO ₂ dissous dans HCl dilué.
* Iodure de potassium	* solution à 500g/l, Prolabo, R.P.
* Acide fluorhydrique	* HF, 48% min., Prolabo, R.P.
* Etain (granulés)	* Sn Prolabo R.P, 5g de Sn dissous dans 300cc d'eau + HCl
* Papier filtre	* 0.22 µm, type GS, millipore.
* Acide nitrique	* HNO ₃ , 68% min., Prolabo, R.P.

Tableau 7 : Produits utilisés pour la préparation des solutions analytiques.

II-2. - Protocole analytique

La figure 6 montre les principales opérations de la méthode de dosage des PGE et de l'Au effectuées au cours de ce travail.

II-3. - Mode opératoire

II-3.1. - Attaque de l'échantillon

* **Fusion de la roche** ^(*) : l'attaque de la roche finement broyée se fait dans un creuset de zirconium sur une prise de n g (3 à 15 g).

^(*) Il est aussi possible de procéder par attaque acide. A une quantité de l'échantillon broyé (10 g), on additionne de l'acide sulfurique (H₂SO₄) et de l'acide fluorhydrique (HF). Après évaporation, un deuxième ajout d'acide fluorhydrique permet la formation de complexes fluoro-siliciques volatils. Le résidu récupéré après évaporation est rebroyé dans un mortier puis mélangé avec du peroxyde de sodium (20 g pour 10 g d'échantillon), du carbonate double de K et Na (environ 6 g pour 10 g d'échantillon) et plusieurs pastilles de potasse. Cette méthode présente l'avantage d'éliminer précocement la silice et permet une consommation moindre de peroxyde.

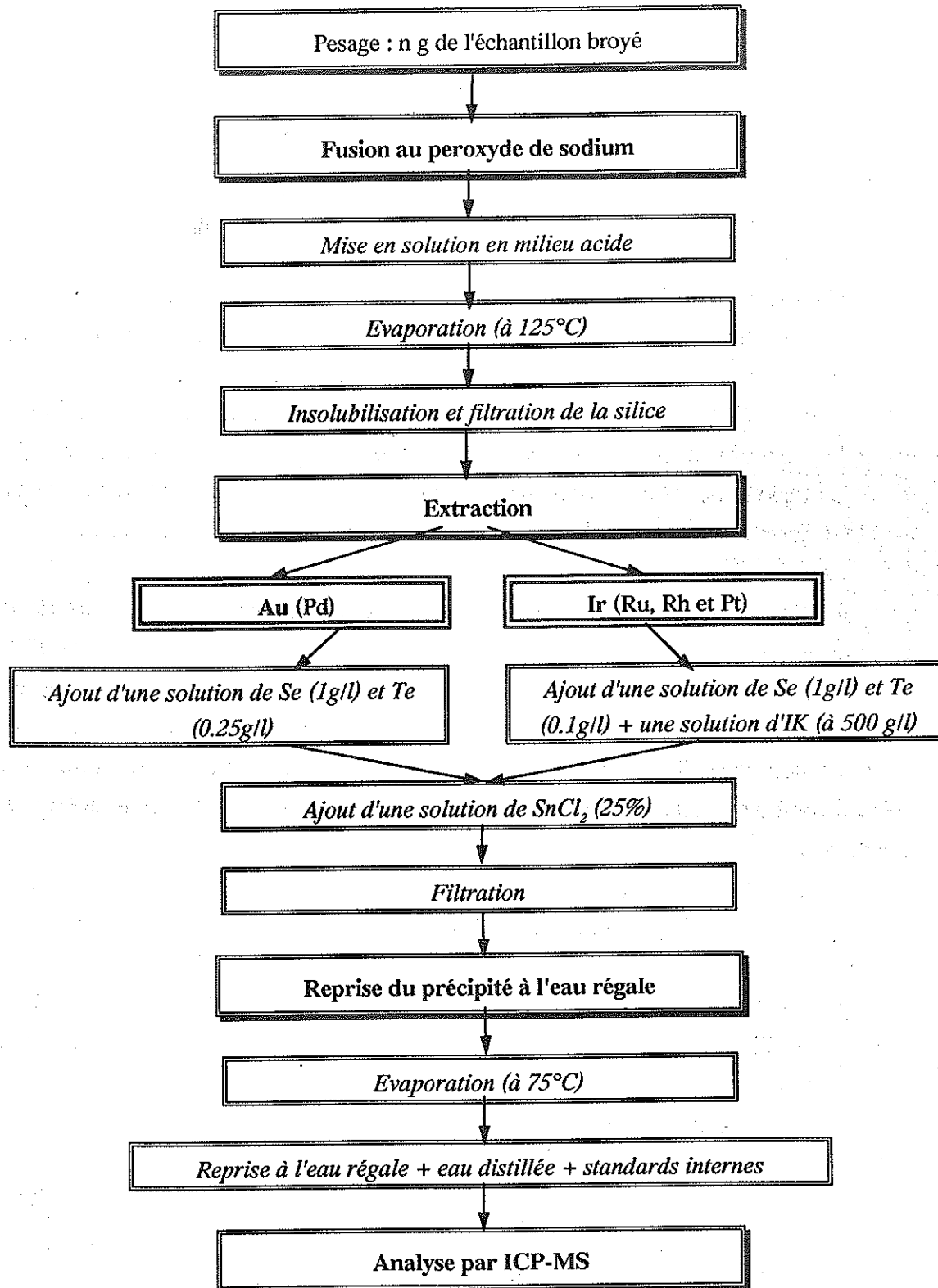


Figure 6 : Schéma du protocole analytique d'extraction des PGE et de l'Au.

Il faut noter que, si l'hétérogénéité de l'échantillon est notable, on peut attaquer une masse de plusieurs dizaines de grammes de la roche. La suite de l'analyse s'effectuera sur une aliquote de 3 g prélevée après homogénéisation de la solution. Pour 3 g d'échantillon à attaquer par exemple, on ajoute :

- 2 g de carbonate double de sodium et potassium (NaKCO_3) afin de protéger le creuset de zirconium,

- 12 g (4 fois la quantité d'échantillon) de peroxyde de sodium (Na_2O_2) qui sert de fondant et d'oxydant.

L'ensemble, placé dans un creuset de zirconium, est soigneusement mélangé avant d'être porté à fusion sur un bec Bunsen. Au cours du chauffage on ajoute quelques pastilles de potasse pour créer un milieu hydraté et amorcer la fusion.

Dans le liquide de fusion obtenu, il peut persister encore quelques grains réfractaires (spinelle). Il est donc fondamental de travailler avec une poudre finement broyée.

La fusion aboutit à la formation de silicates, aluminates, oxydes de fer, chromates,.... Les PGE forment des sels en s'associant avec le sodium (platinates de sodium).

*** Mise en solution et évaporation :** après refroidissement, le liquide de fusion se transforme en une masse solide qui se détache facilement du creuset dans l'eau distillée. La mise en solution totale du culot, récupéré dans un bêcher, se fait par une attaque à l'acide chlorhydrique. Celle-ci permet la formation d'ions par dissolution des oxydes et des sels et la solubilisation de la silice hydratée ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) à partir des silicates de sodium. La réduction de la chromite s'effectue par ajout d'un petit volume de peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) selon la réaction :



La solution contenue dans le bêcher est placée sur un bain de sable de température voisine de 125°C . L'évaporation permet l'insolubilisation et la précipitation de la silice par déshydratation.

C'est au cours de cette étape que l'osmium se volatilise sous forme de tétr oxyde d'osmium (OsO_4) en raison de sa très grande tension de vapeur. Le Ru risquerait aussi de se volatiliser à 107°C en tétr oxyde de ruthénium (RuO_4). Cependant, le peroxyde d'hydrogène a la faculté de former du monoxyde de Ru (RuO) qui se volatilise à des températures plus élevées.

*** Filtration de la silice :** une fois sec, le résidu est repris à l'eau distillée (environ 20 cc) et chauffé afin de dissoudre les sels formés. Au cours du chauffage, une réattaque à

l'acide chlorhydrique (20 cc d'HCl 10M) permet le passage en solution et la dissolution des oxydes de fer formés. La silice, non dissoute, est filtrée dans une fiole à vide sur un filtre papier de 3 μm .

II-3.2. - Extraction

* **Coprécipitation au Se-Te** : à la solution filtrée précédemment, sont ajoutés 10 cc d'une solution Se-Te (Se : 1 g/l, Te : 0.25 g/l). L'ensemble doit être ramené à 4M par ajout d'une quantité définie d'HCl qui dépend du volume de la solution filtrée^(*). Ceci permet d'opérer à un pH suffisant et de favoriser la formation d'ions Fe^{3+} aux dépens de $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

La solution 4M ainsi obtenue est portée à ébullition. L'ajout de quelques gouttes d'acide fluorhydrique (HF) permet de complexer d'éventuelles micro-traces de silice résiduelles selon la réaction :



* **Ajout de chlorure stanneux (SnCl_2)** : à l'ébullition débutante, on verse (goutte à goutte) une solution de chlorure stanneux (SnCl_2 à 25 %) jusqu'à disparition totale de la couleur jaune de la solution mère due aux sels ferriques. On laisse bouillir pendant 10 mn sur un feu doux pour décomposer les complexes formés entre les PGE et SnCl_2 . L'ajout de SnCl_2 assure la réduction des sels, des PGE et des oxydes de Se et Te. Les PGE et l'Au sont complexés par le Se et le Te et précipitent sous forme de séléniures et tellurures.

II-3.3. - Reprise du précipité

* **Filtration** : après refroidissement de la solution, les PGE et l'Au complexés par le Se et le Te peuvent être récupérés par filtration sur un filtre millipore d'acétate de cellulose de 0.22 μm . Les PGE et l'Au, sous forme de séléniures et tellurures, correspondent à un précipité

^(*) La quantité nécessaire d'HCl (x) à ajouter est : $(x + a) = (10/4)x$, soit $x = a/1.5$

avec :

- a = volume de la solution filtrée + 10 cc de la solution Se-Te et additionné ou non à 10 cc d'IK,

- x = volume d'HCl à verser pour que la solution obtenue soit à HCl 4M,

- 20 cc d'HCl ont été déjà utilisés avant filtration, (x-20) cc sera la quantité d'HCl à rajouter à la solution mère pour la ramener à 4M.

noir déposé sur le filtre. Au cours de la filtration, ce précipité s'accroche aisément sur les parois du bêcher et de la fiole à vide surtout après un refroidissement long. Il est donc nécessaire d'opérer rapidement et de laver les parois du matériel de filtration à l'eau distillée afin de récupérer la totalité du précipité.

* **Mise en solution du précipité** : la reprise du précipité se fait par de l'eau régale [quelques gouttes d'acide nitrique (HNO_3) et d'acide chlorhydrique (HCl)]. Le précipité déposé sur le filtre est placé dans un petit bêcher puis dissous à chaud par l'eau régale. Après remise en solution, le filtre est rincé à l'eau distillée puis retiré. Les PGE et l'Au se trouvent combinés au chlore dans la solution. Celle-ci est évaporée sur bain de sable à température modérée (75°C) afin d'empêcher la volatilisation du chlorure d'Au (AuCl_3). Le résidu obtenu peut être conservé ou repris à chaud par une faible quantité d'eau régale. Avant l'analyse, le résidu dissous dans l'eau régale est jaugé à 5 cc dont 0.1 cc d'une solution de standard interne. C'est cette solution qui sera analysée par ICP-MS (Chapitre III).

II-3.4. - Extension de la méthode

Nous avons vu que la méthode utilisée ne permet pas d'extraire l'osmium en raison de sa grande volatilité sous forme de tétr oxyde d'osmium (OsO_4). De même, le taux d'extraction de l'iridium par la méthode décrite ci-dessus est peu élevé (environ 33%, tableau 5). Ceci est lié à la grande stabilité des complexes chlorurés que forme l'iridium au cours de l'étape d'extraction.

Récemment, Amossé (en préparation) a élargi la méthode en ajoutant l'iridium à la gamme des PGE dosés. Le principe consiste en l'addition d'iodure de potassium (IK à 500 g/l) susceptible de former avec l'iridium des complexes iodés moins stables aux températures d'expérience et donc faciles à dissocier. Un contrôle de fiabilité du dosage de l'Ir révèle un taux d'extraction de 97.5 % (tableau 5) et des valeurs des standards internationaux comparables à celles proposées (tableau 6). De même, Ru voit son taux d'extraction passer à 99-100 % (tableau 5).

L'ajout de la solution d'iodure de potassium doit se faire après filtration de la silice : à la solution filtrée, on additionne à la fois les 10 cc d'une solution Se-Te (Se : 1 g/l, Te : 0.1 g/l) et 10 cc d'une solution d'iodure de potassium (IK à 500 g/l).

Par la suite, le protocole analytique est le même que pour les solutions sans IK destinées à doser l'Au (voir ci-dessus).

Cependant, il faut noter qu'en présence d'iodure de potassium, le taux d'extraction de l'Au est plus faible et variable (30-82 %) contrairement aux autres PGE (tableau 5). Par

conséquent, l'Ir et l'Au ne peuvent pas être extraits conjointement par le même protocole analytique. Au cours de ce travail, on a pratiqué deux attaques séparées pour un même échantillon : une permettant le dosage de l'Ir (solution avec IK) et l'autre celui de l'Au (solution sans IK). L'extraction des autres PGE (Ru, Rh, Pt et Pd) peut se faire dans les deux cas, avec un rendement légèrement amélioré pour Ru, Rh et Pt en dosant l'Ir (avec IK) et Pd avec Au (sans IK) (tableau 5). Certes, ce protocole s'avère long, toutefois, il nous a permis d'analyser deux fois le même échantillon sur deux solutions préparées séparément. Ceci présente l'avantage de contrôler et de vérifier les teneurs obtenues en Ru, Rh, Pt et Pd dans les deux solutions d'un même échantillon. L'analyse conjointe de l'Ir et de l'Au a été faite sur un certain nombre de roches. Pour les autres, on a préféré doser l'Ir en raison des importantes informations géochimiques que donne cet élément.

II-3.5. - Conclusion

Outre sa fiabilité, la méthode utilisée ici permet d'obtenir des taux d'extraction exceptionnels (tableau 5). Les limites de détection de la méthode font intervenir les limites de détection instrumentale (Chapitre III - paragraphe IV-6) ainsi que le facteur de dilution ou de concentration. Elles peuvent donc être ajustées à des valeurs très basses en fonction des niveaux de teneurs de l'échantillon analysé. Ces valeurs très basses rendent la méthode parfaitement adaptée à l'analyse des roches à très faibles teneurs en PGE. L'ajout de l'Ir à la gamme des PGE et Au analysée antérieurement dans notre laboratoire mérite d'être souligné ici en raison de l'intérêt géochimique de cet élément.

La difficulté du dosage des platinoïdes est liée à la diversité des problèmes opératoires et analytiques. L'obtention de meilleures analyses est fonction de plusieurs paramètres :

- * le broyage fin et homogène de l'échantillon,
- * le contrôle systématique des réactifs et la propreté du matériel utilisé,
- * le respect des conditions opératoires,
- * la minimisation des effets d'interférences pouvant gêner le dosage de certains éléments (Chapitre III),
- * et les problèmes de choix des standards et des isotopes (Chapitre III).

CHAPITRE III :

DETERMINATION DES TENEURS EN PGE ET EN OR
PAR SPECTROMETRIE DE MASSE A PLASMA A
COUPLAGE INDUCTIF (ICP-MS)

I - POURQUOI L'ICP-MS ?

Le dosage des platinoïdes et de l'or a été effectué à Lyon (Service des Analyses du CNRS, Solaize) puis au Laboratoire de Géochimie de l'Institut Dolomieu (Grenoble) par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS : Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry). Cette technique analytique sophistiquée est relativement récente (1983) et a l'avantage d'être rapide, sensible et multi-élémentaire.

Au cours de ce travail, l'utilisation de l'ICP-MS a offert une solution idéale pour remplacer le spectrophotomètre d'absorption atomique électrothermique utilisé antérieurement à Grenoble (Amossé et al., 1986; Fischer, 1988; Bégou, 1989). Ce choix s'est imposé pour plusieurs raisons principales :

*** les concentrations très faibles en PGE et en Au des matériaux étudiés :** les roches basiques et ultrabasiques étudiées sont caractérisées par des teneurs en PGE et en Au très basses (parfois inférieures à 1 ppb). Dans de tel cas, la détermination des concentrations par le spectrophotomètre d'absorption atomique électrothermique est parfois impossible en raison des limites de détection de l'appareil relativement élevées.

*** la faible quantité d'échantillon attaquée :** la préparation de la solution analytique s'est faite sur une aliquote correspondant à 3 g d'échantillon. La reprise du résidu d'extraction dans 5 cc d'eau distillée (facteur de dilution d'environ 1.67) engendre une dilution des concentrations en PGE et en Au de la solution mère et par conséquent des teneurs de plus en plus basses qui peuvent, néanmoins, être détectées par ICP-MS.

*** la capacité de dosage multi-élémentaire et le grand nombre d'échantillons analysé :** l'ICP-MS offre une voie d'analyse ultra-rapide. Le dosage de Ir, Ru, Rh, Pt, Pd et Au - par plusieurs mesures successives - se fait automatiquement et en série en seulement

3 mn/échantillon (plus de 30 mn/élément en spectrophotomètre d'absorption atomique électrothermique soit plus de 3 heures/échantillon).

* l'exécution de plusieurs tâches simultanément, la précision, le contrôle automatique de nombreux paramètres,...

Cependant, au cours de la préparation de la solution, du dosage et du dépouillement des résultats, de nombreux problèmes peuvent apparaître. Ces problèmes tels que l'étalonnage, la calibration, les interférences, le choix des standards utilisés, exigent une parfaite maîtrise de l'utilisation et une bonne connaissance du fonctionnement de l'ICP-MS.

II - SPECTROMETRIE DE MASSE A PLASMA A COUPLAGE INDUCTIF (ICP-MS)

II-1. - Principe de l'analyse spectrométrique

L'ICP-MS est un spectromètre de masse équipé d'une torche à plasma comme source. Cette torche produit des ions à l'entrée du spectromètre de masse par volatilisation, atomisation et ionisation de la solution à analyser. L'énergie indispensable à l'excitation des atomes d'un élément - et donc à la formation des ions - est fournie par un générateur à plasma.

La solution analytique est aspirée puis dispersée sous forme d'un aérosol. Celui-ci est aspiré vers la torche où il est ionisé. Les ions ainsi formés convergent vers un spectromètre de masse qui les sépare en fonction de leur énergie et de leur rapport m/z (masse/charge). Chaque élément de rapport m/z donné est défini par un spectre dont l'aire est proportionnelle à sa concentration.

Toutes ces opérations se déroulent dans un temps bref et demandent un ensemble instrumental élaboré et sensible. Le lecteur trouvera des détails sur la conception et l'utilisation de l'ICP-MS dans le livre "Inductively Coupled Plasma Mass-Spectrometry" (Jarvis et al., 1992) et la thèse de Telouk (1993) par exemple.

Les appareils utilisés sont des spectromètres VG de la série Plasmaquad (PQ). Celui de Solaize correspond au modèle VG PQ 2+ (1988) et celui de Grenoble - acquis en 1994 - est un modèle VG PQ Turbo 2+ (1994). La figure 7 représente un schéma d'un spectromètre ICP-MS VG Plasmaquad 2+.

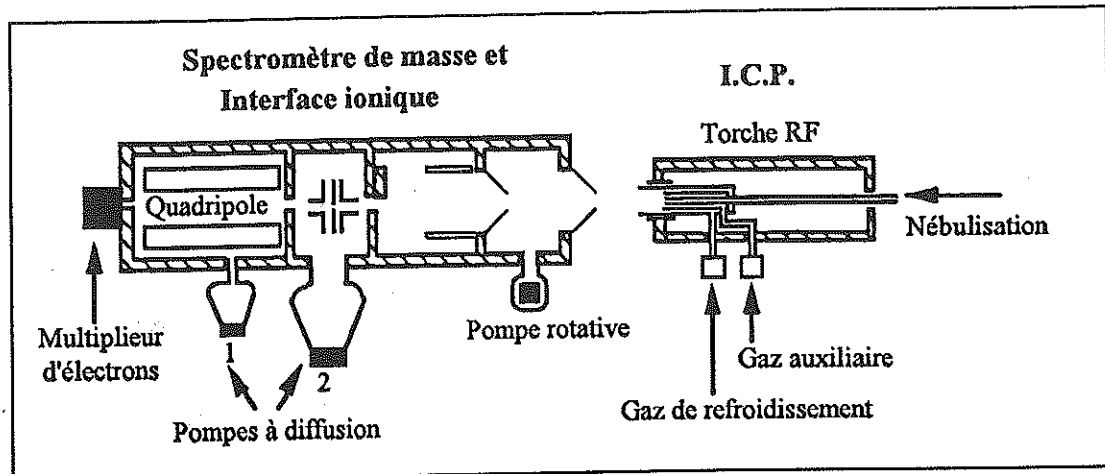


Figure 7 : Schéma d'un spectromètre ICP-MS VG PQ 2+.

1) **Le quadripôle et le tube de spectromètre** : le quadripôle est un dispositif principal qui analyse le faisceau d'ions. Il fractionne ces ions selon leur rapport masse sur charge. Il occupe la partie axiale d'un tube dans lequel règne un vide partiel. L'extrémité amont de ce tube située à proximité de la source est équipée d'une interface constituée de deux cônes en nickel qui servent à réduire le diamètre du faisceau d'ions. Des lentilles électroniques focalisent ensuite le faisceau.

2) **La source** : elle produit les ions à analyser et comprend plusieurs parties :

a) *torche et plasma* : le plasma représente par définition des gaz fortement ionisés ayant approximativement un nombre égal d'électrons et d'ions positifs confinés dans un petit volume par des champs magnétiques. La torche est constituée de 3 tubes concentriques, incorporés dans le plasma dont deux en quartz entourent l'injecteur central qui permet l'introduction de la solution.

b) *nébuliseur* : instrument générant le gaz qui donne naissance à l'aérosol. Il permet d'aspirer la solution de l'échantillon en gouttelettes micrométriques avant de les introduire dans le plasma par le biais d'un injecteur central.

c) *chambre de nébulisation ("spray chamber")* : héberge l'aérosol avant son arrivée à la torche à plasma. Elle assure l'uniformité et la stabilité de la solution nébulisée ainsi que l'expulsion des gouttelettes non utilisées.

3) **Le dispositif de collection** : il collecte les ions à analyser. En raison de leur faible abondance, ce détecteur est équipé d'un multiplieur d'électrons ("channeltron") et d'un dispositif d'enregistrement des signaux.

Au-delà de cet ensemble, l'appareil est équipé de dispositifs périphériques qui complètent la source et le collecteur :

* *pompe péristaltique* : dispositif permettant la circulation de la solution en utilisant un ensemble de "rouleaux" qui resserrent un tube plastique. La solution passe ainsi dans le tube en pulsation et non en continu pour arriver au nébuliseur.

* *système de contrôle d'Argon* : englobe quatre circuits d'Argon connectés à une source commune. Ses principaux rôles sont :

- le refroidissement des tubes de la torche,
- la formation, le transport et l'injection de l'aérosol dans le plasma,
- l'approvisionnement du gaz de l'aérosol et la contribution à la génération du plasma.

* *système de mesure et de traitement de données* : exécute de multiples tâches :

- la sélection des éléments à doser et du nombre d'essais,
- le calcul des concentrations à partir des courbes de calibration,
- l'affichage spectral ou numérique des résultats.

II-2. - Fonctionnement de l'appareil

* **Introduction de la solution** : la solution est pipetée par un tube capillaire sous l'action de la pompe péristaltique. Celle-ci a aussi pour rôle de réduire les effets de la viscosité, d'empêcher l'entrée de l'air et d'assurer la stabilité du plasma. La solution est dispersée en gouttes très fines (aérosol) par un courant d'Argon à grande vitesse au niveau du nébuliseur. Ces gouttes arrivent dans une **chambre de nébulisation** où elles sont mobilisées et sélectionnées selon leur taille : seules les gouttes de diamètre inférieur à environ 8 μm arrivent à passer, les autres sont évacuées par un conduit de drainage sous l'effet de la gravité. Le rendement du dispositif est extrêmement bas (seulement 1 à 2 % de la solution nébulisée atteint le plasma).

* **Ionisation dans la torche à plasma** : la phase ultime consiste à produire des ions à l'entrée du spectromètre de masse par volatilisation, atomisation et ionisation de la solution. Des courants haute fréquence fournis par un **générateur** créent dans la bobine un champ magnétique dont les lignes de force sont orientées axialement à l'intérieur du tube de quartz de la torche. La variation (en direction et en intensité) dans le temps du champ magnétique induit entraîne une accélération des électrons excités à chaque demi-période. Au niveau de la torche, la température est très élevée (8000 °K en moyenne) et produit une ionisation complète. La majorité des éléments de la table périodique ont des énergies de première ionisation inférieures à 10 eV (Ru et Rh : 7 à 8 eV; Ir, Pt et Pd : 8 à 9 eV; Au : 9 à 10 eV).

* **Extraction des ions et cônes** : le flux des premiers ions formés traverse l'orifice du cône échantillonneur ("sampling orifice") de 1 mm de diamètre grâce à un jet supersonique formé par une pompe mécanique. Il en résulte un flux de gaz contenant les ions qui s'étend dans une chambre ("vacuum chamber") avant d'atteindre l'orifice du cône écumeur ("skimmer") en quelques millisecondes.

* **Focalisation des ions** : après avoir traversé le deuxième cône, les ions sont focalisés par des lentilles dans l'axe du quadripôle.

* **Spectromètre de masse** : le quadripôle du spectromètre de masse est constitué de quatre électrodes parallèles et équidistantes par rapport à l'axe du spectromètre. Les deux paires opposées sont connectées entre elles. Des tensions de mêmes amplitudes mais de signes opposés sont appliquées à chaque paire. Les ions entrent dans le quadripôle à des vitesses déterminées par leurs masses et énergies. Seuls les ions de rapport m/z donné suivent une trajectoire stable entre les tubes. Les autres ions fortement déviés heurtent les barres et sont neutralisés. Ce système de sélection fonctionne en mode séquentiel, les ions d'une masse donnée sont sélectionnés les uns après les autres en faisant varier la tension de façon continue. Le dispositif de sélection des ions "ignore" la nature des ions analysés. Ainsi, des ions polyatomiques peuvent créer des problèmes d'interférences avec des ions de même masse (voir ci-dessous).

* **Détection des ions** :

- multiplieur d'électrons ("channeltron electron multipliers") : il est constitué d'un tube conique recouvert d'un matériel semi-conducteur d'oxyde de plomb. A l'intérieur du tube est appliqué un potentiel négatif élevé (environ -3000 V) qui varie le long du tube. Les ions positifs sortant de l'analyseur de masse sont attirés par ce potentiel et heurtent différentes sections du tube métallisé en éjectant à chaque fois un ou plusieurs électrons secondaires. Ces derniers touchent à leur tour une autre partie du tube et d'autres électrons secondaires sont émis amplifiant ainsi le signal. Ce processus est répété en cascade.

- pré-amplificateur : un ion produit une pulsation d'environ 10^8 électrons dans le collecteur. Cette pulsation est enregistrée par un pré-amplificateur. La mesure du signal se fait à l'aide d'un discriminateur digital et d'un circuit qui compte les amplitudes des pulsations.

III - PROBLEME D'INTERFERENCES

Il existe une grande gamme de possibilités d'interférences en ICP-MS dont il faut tenir compte lors de l'exploitation des données ou dans le choix des isotopes. Ces interférences peuvent être de deux types :

- * spectroscopiques : quand l'ion d'un élément ou un ion polyatomique a une masse identique à celle de l'élément à doser,
- * non spectroscopiques : correspondent à une perturbation des signaux liée à des effets analytiques.

III-1. - Interférences spectroscopiques (tableau 8)

* **Chevauchement isobarique** : se produit lorsque deux éléments ont des isotopes de même masse. En réalité, les masses peuvent différer d'une petite proportion (généralement 0.005 m/z). Cependant, cette différence ne peut pas être résolue et distinguée par le spectromètre de masse.

* **Ions doublement chargés** : la séparation des ions par le spectromètre de masse se fait suivant le rapport m/z. Les ions à charge double (2+) d'un élément ont un rapport m/2 et sont donc caractérisés par des spectres décalés de moitié de ceux des ions à charge simple (1+) du même élément (m/1). La formation des ions doublement chargés d'un isotope dépend de :

- son énergie de seconde ionisation : seuls les éléments ayant une énergie de seconde ionisation inférieure ou égale à celle de première ionisation de l'Ar (composant principal du plasma) (15 à 16 eV) peuvent former des ions à charge double (alcalino-terreux, terres rares et quelques métaux de transition).

- l'équilibre du plasma : la diminution du taux de flux de gaz du nébuliseur entraîne une augmentation de la température du plasma et par conséquent une seconde ionisation.

* **Ions polyatomiques** : les éléments formant le gaz du plasma (Ar, H et O) peuvent se combiner entre eux, avec les éléments de la matrice analytique ou avec les acides utilisés pendant la préparation des solutions (N et Cl).

* **Oxydes réfractaires** : ces oxydes peuvent résulter de la dissociation incomplète de la matrice de l'échantillon ou de la combinaison des éléments avec l'oxygène.

* **Autres interférences** : d'autres types d'interférences spectrales sont cités par Longrich et al. (1990) et comprennent les hydroxydes, les chlorures, les fluorures et les interférences "périphases" ("argides").

Type d'interférences spectroscopiques		Exemples
Chevauchement isobarique		^{104}Ru et ^{104}Pd , ^{204}Pb et ^{204}Hg , ^{48}Ca et ^{48}Ti , ^{144}Nd et ^{144}Sm
Ions doublement chargés		^{69}Ga et $^{138}\text{Ba}^{2+}$
Ions polyatomiques		$^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}$ et ^{56}Fe , $^{40}\text{Ar}^{35}\text{Cl}$ et ^{75}As
Oxydes réfractaires		$^{137}\text{Ba}^{16}\text{O}_2$ et ^{169}Tm , $^{53}\text{Cr}^{16}\text{O}$ et ^{69}Ga , $^{62}\text{Ni}^{16}\text{O}$ et ^{78}Se , $^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}$ et ^{151}Eu
Autres (Longrich et al., 1990)	Hydroxydes	$^{43}\text{Ca}^{16}\text{OH}$ et ^{60}Ni , $^{134}\text{Ba}^{16}\text{OH}$ et ^{151}Eu , $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2\text{H}$ et ^{45}Sc
	Chlorures	$^{40}\text{Ar}^{35}\text{Cl}$ et ^{75}As , $^{35}\text{Cl}^{16}\text{O}$ et ^{51}V
	Fluorures	$^{138}\text{Ba}^{19}\text{F}$ et ^{157}Gd
	"Argides"	$^{63}\text{Cu}^{40}\text{Ar}$ et ^{103}Rh

Tableau 8 : Exemples des différents types d'interférences spectroscopiques (Longrich et al., 1990; Jarvis et al., 1992).

III-2. - Interférences non spectroscopiques

* **Effet physique** : il est lié au pourcentage de solide dissous et non dissous présent dans la solution. Les orifices d'injection s.l. de l'ICP-MS tels que ceux des capillaires, du nébuliseur et des cônes peuvent se boucher. Cet effet est consécutif au dépôt et à la cristallisation des microparticules solides. Il en résulte une perturbation du signal liée à :

- une diminution du nombre des ions entrant dans l'ICP-MS,
- une modification de l'extraction des ions par réduction de la lumière des orifices,
- l'envoi dans le spectromètre de microparticules solides (en général issues du dépôt sur les cônes).

* **Effet de suppression analytique** : les teneurs très élevées des éléments de la solution conduisent souvent au colmatage de l'orifice du cône échantillonneur évoqué ci-dessus. Cela entraîne une perte erratique du signal et une mauvaise précision. Il est donc nécessaire d'injecter des solutions extrêmement diluées.

* **Effet de mémoire** : le mauvais nettoyage de l'appareil ou le "colmatage" progressif des cônes en cours de mesure peuvent conduire parfois à une augmentation du signal. Celle-ci trouve sa cause dans l'abrasion des particules déposées sur le cône ou des "restes" de solutions antérieures ayant contaminé le tube capillaire, le nébuliseur, la torche, ...

III-3. - Précautions analytiques

Malgré leur diversité, les interférences ne se produisent qu'occasionnellement et intéressent principalement les éléments de faible masse atomique. En effet, les problèmes d'interférences sont significatifs pour des ions à rapport m/z inférieur à 80 (Jarvis et al., 1992). Les possibilités d'interférence avec les PGE et l'Au sont très limitées et s'observent essentiellement dans le cas des "argides" (Longerich et al., 1990). La formation d'oxydes de terres rares légères est souvent une source d'interférences avec les terres rares lourdes. En général, les ions polyatomiques (particulièrement $ArCl^+$, ArO^+ , ClO^+) sont fréquemment à l'origine d'interférences majeures. Afin de minimiser l'effet de ces interférences, de nombreuses précautions doivent être prises :

- * la réduction du nombre d'oxydes MO^+ peut se faire par une augmentation de l'énergie au niveau du plasma et donc une destruction de la liaison M-O.

- * l'influence des interférences non spectroscopiques peut être écartée par un simple entretien de l'appareil. Le colmatage des cônes par exemple est un phénomène que nous avons observé systématiquement. Le nettoyage du cône avec une poudre fine abrasive a été fait périodiquement après passage d'une série limitée d'échantillons (20 en moyenne).

- * la méthode d'extraction utilisée au cours de ce travail est sélective et a l'avantage de concentrer essentiellement les PGE et l'Au et d'éliminer une grande partie des éléments majeurs et des traces. Cela diminue la charge de la solution et permet indirectement de réduire les risques d'interférences.

- * l'effet de mémoire peut être éliminé par un simple rinçage de la source pendant quelques minutes à l'eau distillée entre chaque échantillon. Cela limite le risque de contamination des solutions entre elles.

IV - MODALITES DE DOSAGE ET TRAITEMENT DES DONNEES

L'obtention de meilleurs résultats est fonction de plusieurs paramètres (voir ci-dessus) et surtout des modalités de dosage. Ces modalités sont variables et concernent la calibration, l'étalonnage, les standards internes utilisés, le choix des isotopes, ...

IV-1. - Modes d'acquisitions

- * **Le balayage uniforme en masse ("Scanning")** : ce mode d'analyse fait intervenir un grand nombre de points par isotope (environ 15 à 20 par pic). Ainsi, les données recouvrent

une fourchette de masse importante au-delà des isotopes à analyser. Par conséquent, les pics interférants peuvent être relativement faciles à identifier.

* **Le saut de pic ("Peak hopping")** : pour chaque isotope, l'analyse des données par spectromètre de masse s'effectue sur un nombre fixe de positions (généralement trois). On obtient un pic défini par un point haut central et deux points latéraux. La mesure des teneurs est faite de part et d'autre du point central par intégration de l'aire du pic. Cette méthode de mesure est plus rentable pour :

- un nombre faible d'isotopes à analyser (< 20),
- des isotopes dont les masses s'étendent sur un grand intervalle.

Pour ces deux raisons, c'est cette méthode qui a été utilisée pour le dosage des PGE et de l'Au.

IV-2. - Contamination et blanc

Les platinoïdes sont de bons catalyseurs pour la fabrication des produits chimiques (acides par exemple). Certains réactifs peuvent contenir des traces de certains PGE et d'Au et contaminer les extraits à analyser. La préparation des blancs se fait dans des conditions analogues à celles des échantillons (les réactifs sont considérés comme des échantillons). Le tableau 9 montre les faibles teneurs en PGE et en Au trouvées dans un blanc.

	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
Blanc	0.02	0.03	0.03	0.35	0.15	0.5

Tableau 9 : Teneurs en PGE et en Au (en ppb) d'un blanc des réactifs utilisés.

Des blancs ont été faits régulièrement notamment sur les fondants (peroxyde de sodium et carbonate double de potassium et de sodium) et sur les acides (acides nitrique et chlorhydrique). En plus de son rôle de correction d'éventuelles contaminations, le blanc permet de corriger les interférences des pics de gaz et des ions polyatomiques.

Par ailleurs, l'opérateur doit veiller à la propreté du laboratoire et du matériel utilisé. L'adsorption de particules sur les parois des creusets et des bêchers peut induire des pollutions. Celles-ci ont été éliminées par un nettoyage des creusets par les fondants et un traitement systématique de la verrerie à l'eau régale.

IV-3. - Problème des standards internes

La standardisation interne repose sur l'ajout, dans la solution à analyser, d'une quantité d'un ou plusieurs éléments de concentration connue. Elle permet de contrôler la sensibilité et les fluctuations du signal. Une correction est faite automatiquement sur les éléments dosés en ramenant les standards à leurs teneurs initiales. Le choix de la solution standard est fondamental et conditionne la qualité des résultats. Les standards internes utilisés doivent remplir plusieurs conditions :

- * ne présenter aucun type d'interférences gênant le dosage des éléments,
- * être de masse atomique proche de celle des éléments à doser,
- * être à ionisation quasi-complète (exemple $^{115}\text{In} \cong 98.5\%$ et $^{103}\text{Rh} \cong 93.8\%$),
- * être de préférence presque monoisotopique (exemple $^{115}\text{In} \cong 93.7\%$, $^{103}\text{Rh} = 100\%$),
- * avoir une teneur parfaitement connue.

Les éléments du standard interne doivent aussi être absents ou en très faible concentration dans les solutions à analyser. Une voie alternative serait d'utiliser des éléments présents dans la solution mais dont les teneurs ont été déterminées.

Jackson et al. (1990) proposent d'utiliser le Cd et le Tl respectivement pour les PGE légers (Ru, Rh et Pd) et les PGE lourds (Os, Ir, Pt et Au). Les analyses de nos premiers échantillons ont été faites avec des standards internes Y puis Ga pour les PGE légers et Re pour les PGE lourds. Les résultats obtenus étaient un peu erronés pour les PGE légers :

* l'Y peut s'oxyder ($^{89}\text{YO}^+$) voire s'hydroxyder (^{89}YOH) et donc interférer respectivement avec le ^{105}Pd et le ^{106}Pd ,

* les deux isotopes du Ga (^{69}Ga et ^{71}Ga) sont susceptibles d'interférer avec des oxydes réfractaires (Jarvis et al., 1992) : ^{71}Ga avec $^{55}\text{Mn}^{16}\text{O}^+$ et ^{69}Ga avec $^{53}\text{Cr}^{16}\text{O}^+$.

Par la suite, nous avons utilisé le ^{93}Nb et le ^{187}Re qui n'interfèrent pas avec les masses des éléments dosés et donnent des résultats fiables. Aux solutions analytiques jaugées à 4.9 cc, aux blancs et aux étalons, on a additionné 0.1 cc d'une solution standard ^{93}Nb et ^{187}Re pour obtenir une concentration de 100 ppb.

IV-4. - Calibration

La calibration a été effectuée en utilisant des solutions étalons. En ICP-MS, la réponse du signal pour des concentrations données est une fonction linéaire définie par un coefficient de régression. Les étalons sont des solutions contenant des éléments à doser de concentrations connues préparées à partir de solutions mères. Trois solutions étalons ont été préparées contenant chacune des teneurs égales en chaque élément de platinoïdes de 0, 2 et 20 ppb et

renfermant les standards internes. Elles sont choisies en fonction de la fourchette des teneurs en PGE et en Au des matériaux étudiés qui va généralement de < 1 à 20 ppb. Les extrêmes de cette fourchette doivent être proches du point haut (20 ppb) et du point bas (0 ppb) de la droite de calibration. Le passage des étalons s'effectue au début puis régulièrement lors du passage de la série d'échantillons et en fin de dosage. La dérive temporelle au cours des mesures peut ainsi être appréciée. Chaque passage donne des teneurs qui permettent de tracer une droite de calibration passant par l'origine et qui sera prise comme référence. L'étalonnage n'est accepté que si le coefficient de régression linéaire est de 1,000. La figure 8 donne un exemple d'une droite d'étalonnage pour des solutions étalons 0, 2 et 20 ppb.

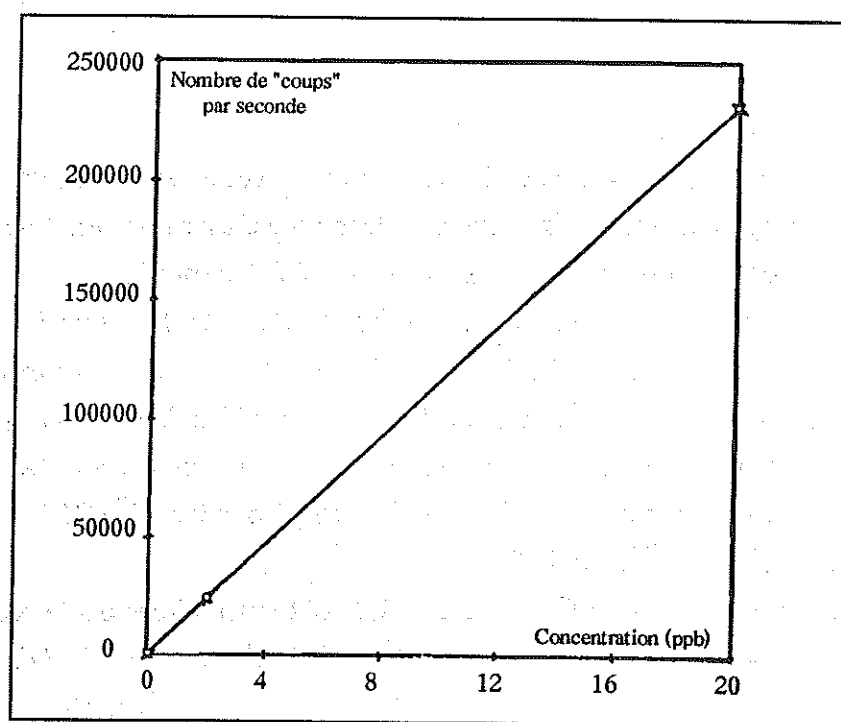


Figure 8 : Droite d'étalonnage pour des solutions étalons de 0, 2 et 20 ppb.

IV-5. - Choix des isotopes

Le choix des isotopes des PGE est essentiellement imposé par leur abondance naturelle ainsi que l'absence d'interférence de masse. Il arrive rarement que des isotopes à grande abondance isotopique naturelle interfèrent avec des éléments étrangers (cas de ^{99}Ru , ^{100}Ru et ^{104}Ru et parfois de ^{106}Pd et ^{108}Pd). Par conséquent, les valeurs anormalement élevées d'un(des) isotope(s) d'un élément sont à écarter et doivent être remplacées par celles d'un(des)

isotope(s) du même élément. Le tableau 10 montre les isotopes choisis dans cette étude, leur abondance relative ainsi que les interférences suspectées.

Le dosage d'un isotope donné se fait en général en trois essais successifs (3 "runs"). Le calcul de la teneur correspond à la moyenne de ces 3 essais lorsque ces derniers ont des valeurs presque identiques. Le cas échéant, on élimine la valeur la plus éloignée des autres. Une analyse est jugée bonne si le pourcentage de déviation standard (% SD) est inférieur à 2%.

IV-6. - Limites de détection instrumentale

Les limites de détection instrumentale (L.D.I.) peuvent être définies comme suit :

$$L.D.I. = \frac{[3 \times SD (\text{blanc}) \times \text{concentration du standard}]}{[\text{nombre de coups (standard)} - \text{nombre de coups (blanc)}]}$$

Le blanc est analysé dix fois pour fournir la déviation standard pour chaque élément. Un échantillon standard contenant approximativement dix fois le niveau du blanc est analysé et le nombre de coups obtenu est utilisé pour le calcul de ces limites.

Les limites de détection calculées pour l'ICP-MS sont : Ir = 0.005 ppb, Ru = 0.006 ppb, Rh = 0.012 ppb, Pt = 0.011 ppb, Pd = 0.012 ppb et Au = 0.01 ppb.

Numéro atomique	Élément	Masse atomique	Isotopie	Abondance (%)	Interférences	Choix des isotopes
77	Iridium	192.2	191 193	37.3 62.7	- absentes	^{193}Ir (*, **) $(^{191}\text{Ir} + ^{193}\text{Ir})/2$ (***)
44	Ruthénium	101.07	96 98 99 100 101 102 104	5.51 1.87 12.72 12.62 17.07 31.63 18.58	- fréquentes sur ^{96}Ru , ^{98}Ru et ^{100}Ru (Totland et al., 1993) - observées sur ^{99}Ru , ^{100}Ru et ^{104}Ru (ce travail)	$(^{99}\text{Ru} + ^{101}\text{Ru})/2$ (*) ; ^{101}Ru (**) $(^{101}\text{Ru} + ^{102}\text{Ru})/2$ (***)
45	Rhodium	102.905	103	100	- absentes	^{103}Rh (*, **, ***)
78	Platine	195.09	190 192 194 195 196 198	0.013 0.78 32.9 33.8 25.3 7.21	- absentes	$(^{194}\text{Pt} + ^{195}\text{Pt})/2$ (*) ; ^{195}Pt (**) $(^{194}\text{Pt} + ^{195}\text{Pt} + ^{196}\text{Pt})/3$ (***)
46	Palladium	106.4	102 104 105 106 108 110	0.96 10.97 22.23 27.33 26.71 11.81	- absentes (Totland et al., 1993) - observées rarement sur ^{106}Pd et ^{108}Pd (ce travail)	^{105}Pd (*, **) $(^{105}\text{Pd} + ^{106}\text{Pd} + ^{108}\text{Pd})/3$ (***) ou ^{105}Pd (***)
79	Or	196.967	197	100	- absentes	^{197}Au (*, **, ***)

Tableau 10 : Abondance, interférences et choix des isotopes des PGE.

* : Jarvis et al., 1992; ** : Jackson et al., 1990; *** : pour ce travail.

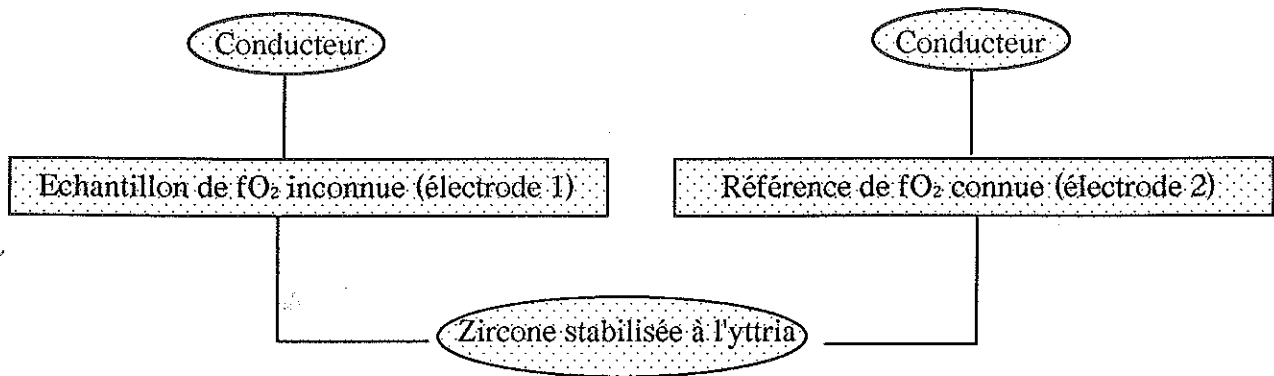
CHAPITRE IV :

MESURE EXPERIMENTALE DE LA FUGACITE
INTRINSEQUE EN OXYGENE PAR PILE A
ELECTROLYTE SOLIDE

Comme l'ont montré certaines études expérimentales (Amossé et al., 1987, 1990; Amossé et Allibert, 1992, 1993), les fugacités en oxygène (fO_2) et en soufre (fS_2) jouent un rôle prépondérant dans la différenciation des PGE. Les conditions de fO_2 dans les roches naturelles constituent un paramètre intéressant pour comprendre la distribution des PGE dans le manteau (Fischer, 1988; Ballhaus, 1995 a et b; O'Neill et al., 1995). Afin de discuter et de confronter nos résultats sur le comportement des PGE dans les matériaux étudiés ici, à certaines théories développées antérieurement, nous avons procédé à quelques mesures de fO_2 par pile à électrolyte solide sur les minéraux constitutifs des péridotites bético-rifaines. Cette démarche est différente de celle utilisée par Woodland et al. (1992) basée sur des calibrations Fe^{3+}/Fe^{2+} en spectrométrie Mössbauer. Elle nous était "indispensable" en raison du comportement ambivalent du rhodium observé (Partie B - Chapitre III). Un tel résultat laisse supposer, selon les données thermochimiques de Amossé et Allibert (1992), des conditions différentes de fO_2 .

I - INTRODUCTION

Les électrolytes solides sont considérées comme des matériaux présentant une bonne conductivité ionique. L'utilisation de ces électrolytes comme conducteurs spécifiques des ions O^{2-} a connu une large application dans les domaines chimiques et métallurgiques pour la détermination des paramètres thermodynamiques. Dans le domaine géologique, cette technique a été entreprise par Sato (1972), Arculus et Delano (1981b) et Amossé et al. (1982). Ces auteurs ont développé un montage de pile à électrolyte solide permettant de déterminer la fugacité en oxygène fO_2 dans différentes espèces minéralogiques. Ce montage utilise la zircone (ZrO_2) stabilisée à l'yttria (Y_2O_3) comme électrolyte solide dans une pile électrochimique. Celle-ci est formée d'une première électrode constituée d'un minéral dont on cherche à déterminer fO_2 et d'une deuxième électrode prise comme référence.

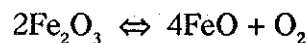


Amossé et al. (1982) ont pris comme référence l'air ($fO_2 = 0.2 \text{ atm}$). La technique utilisée ici se rapproche beaucoup de celle élaborée par ces auteurs avec toutefois, comme différence principale, l'utilisation d'une référence basée sur les équilibres chimiques Ni/NiO ou Co/CoO.

II - PRINCIPE

Le rapport (FeO/Fe₂O₃) des liquides magmatiques et celui des minéraux renfermant du fer à la valence 2+ (Fe²⁺) et 3+ (Fe³⁺) dépend de la fO₂. Le rapport Fe²⁺/Fe³⁺ d'un minéral est donc fixé par la fO₂ régnante lors de sa formation.

Le principe de mesure de la fO₂ est basé sur la réaction d'équilibre Fe³⁺-Fe²⁺ :



Dans une pile électrochimique, deux électrodes sont utilisées :

- * une électrode de référence (Ni/NiO ou Co/CoO) de fO₂ connue (fO_{2réf}),
- * et une électrode représentée par le minéral dans lequel on cherche à mesurer la fugacité en oxygène fO_{2m}.

En mesurant la différence de potentiel (E) entre ces deux électrodes, la fO_{2m} peut être calculée par l'équation suivante :

$$E = \frac{RT}{nF} \ln \left(\frac{fO_{2m}}{fO_{2réf}} \right)$$

avec :

- * E : différence de potentiel (tension de pile),
- * R : constante des gaz (8.3143 J/mol),

- * T : température (en °K),
- * F : Faraday (96 500 C/mol),
- * n : nombre d'électrons impliqué dans la réaction globale.

ou encore :

$$fO_{2m} = fO_{2réf} \cdot x e^{\frac{RT}{nEF}} \quad (a)$$

III - MONTAGE EXPERIMENTAL

Le dispositif expérimental utilisé est illustré dans les figures 9 et 10. L'électrolyte solide est la zircone stabilisée à l'yttria fabriquée au Laboratoire d'Electrochimie du Solide (Institut National Polytechnique de Grenoble). La pile comporte deux tubes de zircone.

Le premier tube renferme le minéral dans lequel on désire mesurer la fO_2 . La séparation du minéral a été faite par le biais des liqueurs denses et du séparateur magnétique Frantz. Afin d'obtenir une très haute pureté, son tri final a été effectué avec soin sous la loupe binoculaire.

Dans ce tube, on place successivement (fig. 9) :

- * un fil d'or pour assurer la conduction des électrons,
- * quelques milligrammes de minéral mélangé avec une petite quantité de limaille d'or et de poudre de zircone électrolytique. L'addition de cette faible proportion de poudre de zircone et de limaille d'or permettra d'avoir un bon contact électrique et d'augmenter la cinétique de la réaction,
- * l'ensemble est recouvert par une poudre de forstérite synthétique pure.

Dans le second tube (fig. 9), après avoir placé un fil conducteur de Co (ou Ni) de 0.5 mm de diamètre, on met quelques milligrammes d'une poudre constituée d'un mélange stoechiométrique de Co/CoO (ou Ni/NiO) qui servira de référence. Le fil de Co (ou Ni) est soudé à la sortie du tube à un fil d'or pour assurer la conduction des électrons. Le mélange Co/CoO (ou Ni/NiO) est également recouvert d'une poudre de forstérite pure.

Les deux tubes sont encastrés dans un bloc de zircone électrolytique (15 mm de diamètre) dans lequel ont été taillées deux alvéoles de diamètre approprié (4 mm). Un

thermocouple $Pt_{100}-Pt_{90}Rh_{10}$ est placé au contact de ce bloc de zircon. L'ensemble est isolé dans un tube d'alumine puis placé dans un four (fig. 9).

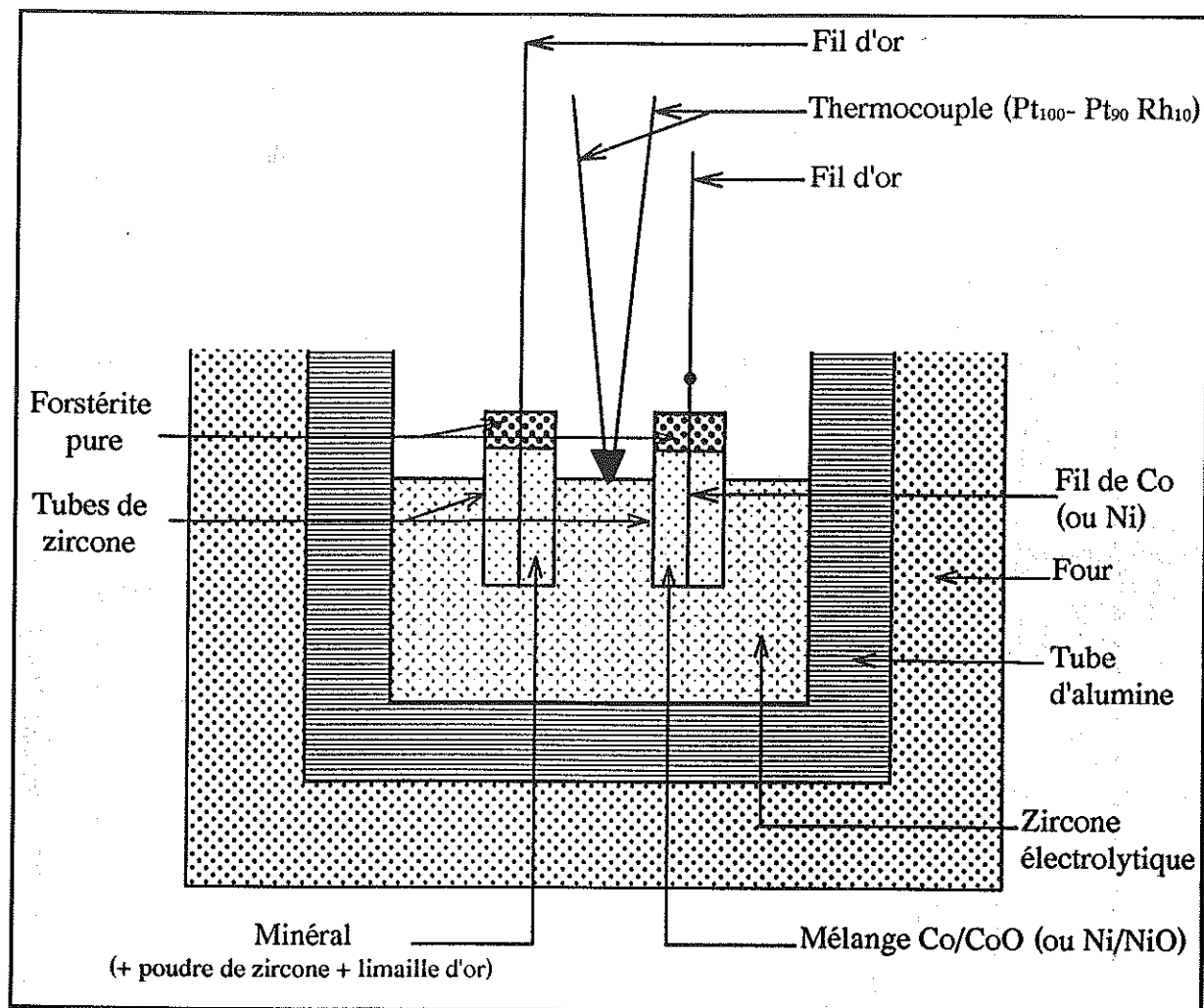


Figure 9 : Détail d'une pile à électrolyte solide.

Le tube d'alumine est balayé de façon continue par un flux d'Argon à débit constant (fig. 10). Bien que ce gaz soit de grande pureté (Air liquide N56), il doit être purifié davantage pour empêcher les phénomènes d'oxydation au niveau du compartiment de la pile. Cette purification est réalisée dans une pompe électrochimique constituée d'un tube de zircon électrolytique (fig. 10). Les faces intérieure et extérieure de ce tube sont recouvertes chacune par une couche de platine reliée à un fil de platine. Une différence de potentiel de 1.3 V est maintenue entre ces deux électrodes pour l'élimination électrochimique de l'oxygène en ions O^{2-} (fig. 10). Cette élimination est facilitée par une augmentation de la température (environ $800\text{ }^{\circ}\text{C}$) au niveau de la pompe, la conduction ionique de la zircon étant alors satisfaisante.

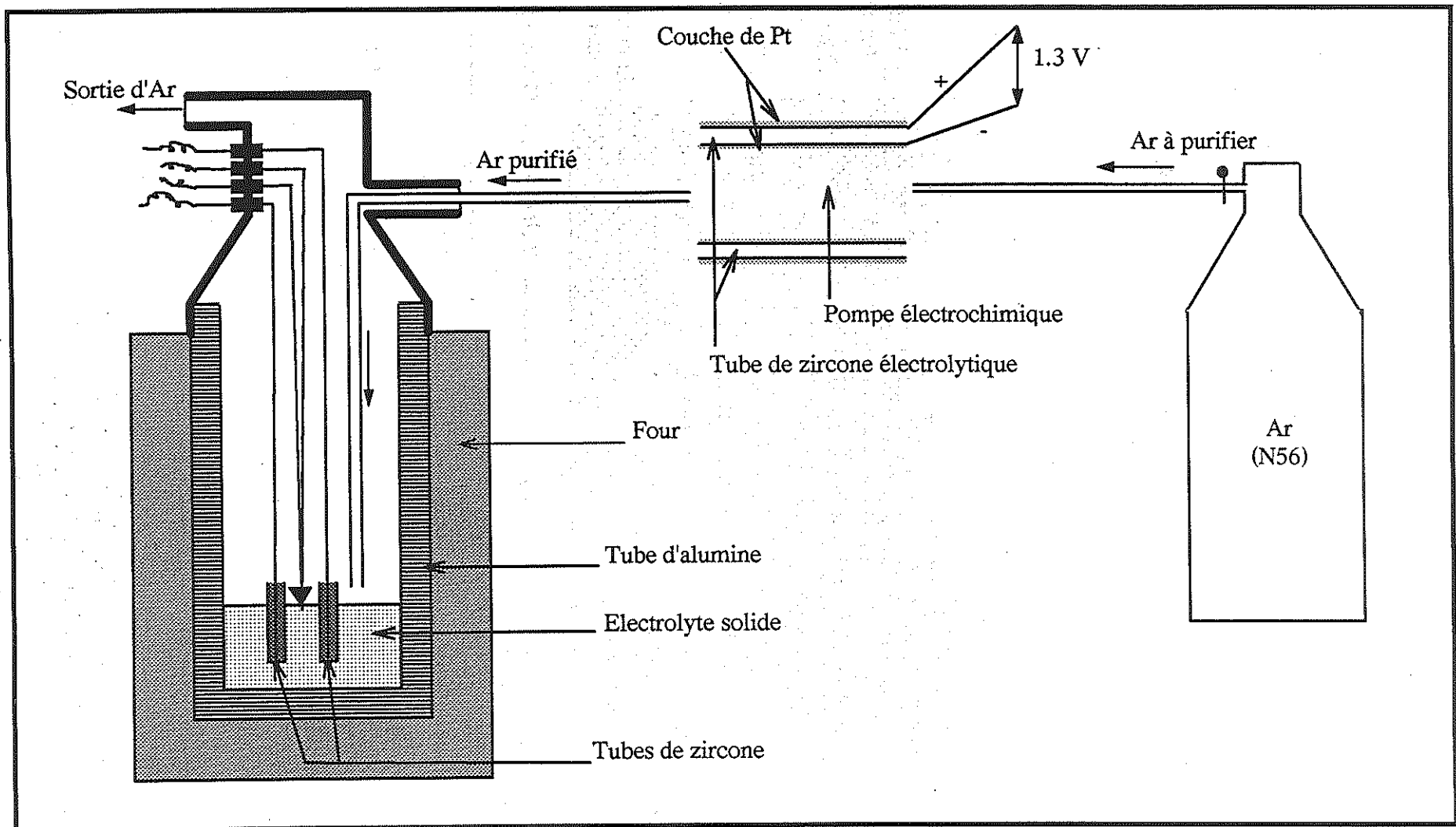


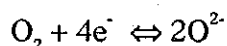
Figure 10 : Montage expérimental utilisé pour la détermination de la fugacité intrinsèque en oxygène des espèces minéralogiques.

La valeur de la fO_2 du flux d'Argon à la sortie de la pompe peut être calculée par l'équation (a). En sachant que $n = 4$, $T = 1073 \text{ °K}$, $E = -1.3 \text{ V}$, $fO_{2\text{réf}} = 0.2 \text{ atm}$ (air), la fO_2 du flux d'Argon sortant est inférieure à 10^{-25} bar. Cette valeur est trop faible pour qu'une oxydation entre le minéral et le gaz ait lieu. Par ailleurs, le compartiment de la pile à électrolyte solide est balayé avec de l'Argon purifié pendant 24 heures. L'introduction d'une jauge à oxygène à système Ir/IrO₂ au sein de ce compartiment a permis de vérifier la valeur très faible de la fO_2 de l'Argon ainsi purifié.

IV - MESURES ET RESULTATS

Après le balayage précédent, la température est augmentée progressivement à l'aide d'un régulateur jusqu'à environ 950°C pour obtenir l'équilibre thermodynamique. La température est ensuite abaissée par paliers successifs pendant lesquels s'effectuent les mesures de la force électromotrice (tension de pile E). Ces mesures prises entre le fil d'or du tube contenant le minéral et celui renfermant la référence sont effectuées à l'aide d'un millivoltmètre électronique, pour des températures allant généralement de 950 °C à 650 °C. Cet intervalle de température nous est imposé d'une part, par la faible conductivité de la zircone électrolytique pour des températures inférieures à 600 °C et d'autre part, par le point de fusion de l'or qui est de l'ordre de 1050°C. La réversibilité des mesures de cette différence de potentiel pour plusieurs cycles de températures nous a montré qu'il n'y avait pas d'oxydation du minéral.

A chaque valeur de la température T correspond une différence de potentiel E. La fugacité en oxygène de la référence $fO_{2\text{réf}}$ peut être déduite à partir de la courbe de $fO_{2\text{réf}}$ en fonction de T (fig. 11). Le nombre d'électrons n impliqué dans la réaction globale est égal à 4 et correspond à la réaction :



La fugacité en oxygène du minéral fO_{2m} peut ainsi être calculée par l'équation (a). Le tableau 11 donne les résultats obtenus pour le spinelle, l'olivine et le clinopyroxène (Cpx) de trois péridotites appartenant aux massifs ultrabasiques de Ronda (deux échantillons) et des Beni Bousera (un échantillon). Les courbes reliant la température et la fO_{2m} seront présentées et exploitées lors de l'étude géochimique des péridotites bético-rifaines (Partie B - Chapitre III).

La technique des piles à électrolyte a été l'objet de quelques critiques car les résultats obtenus sont souvent inférieurs à ceux donnés par la calibration Fe^{3+}/Fe^{2+} en spectrométrie Mössbauer (voir par ex. Virgo et al., 1988; Woodland et al., 1992).

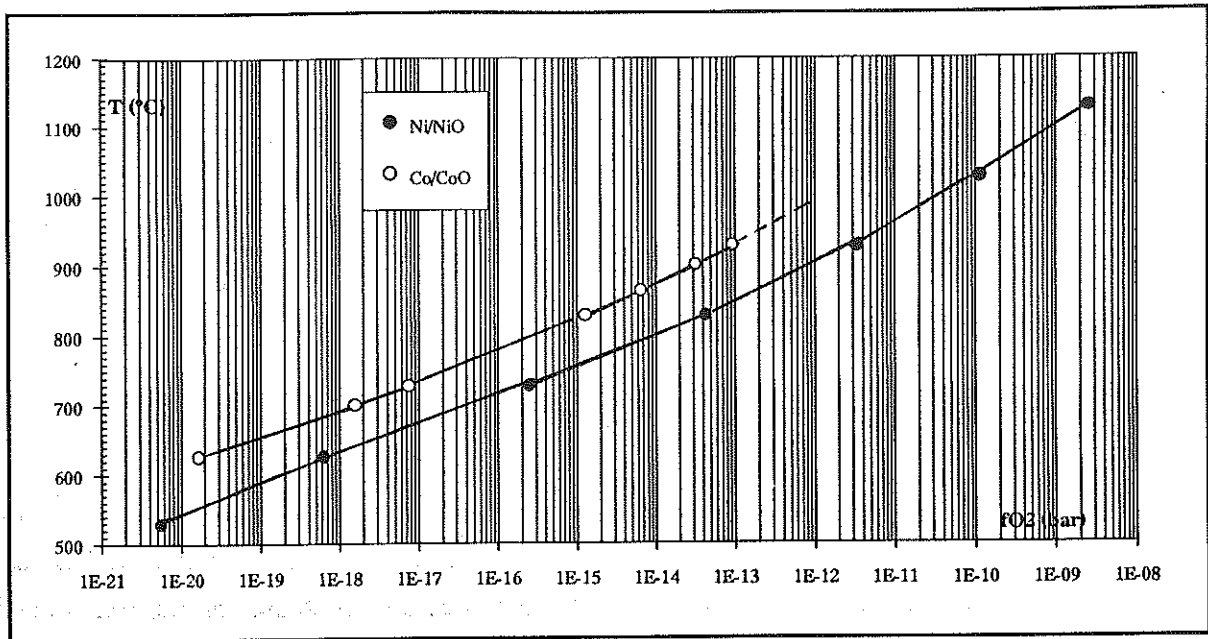


Figure 11 : Courbe de la fugacité en oxygène (fO_2) en fonction de la température pour les équilibres Ni/NiO et Co/CoO.

Echantillon BS17 (Beni Bousera)									
T (°C)	692	716	735	764	769	795	830	851	875
fO_2 (spinel)	9.00E-22	7.10E-21	5.00E-20	5.50E-19	3.54E-19	3.10E-18	3.00E-17	E-16	3.70E-16
fO_2 (olivine)	9.30E-24	2.80E-23	8.73E-23	4.07E-22	6.30E-22	1.90E-21	8.99E-21	2.28E-20	7.00E-20
T (°C)	812	832	884	902	929	948	967	987	
fO_2 (Cpx)	9.78E-19	3.53E-18	5.05E-17	1.34E-16	5.65E-16	1.74E-15	4.22E-15	9.70E-15	
Echantillon JR35 (Ronda)									
T (°C)	720	771	813	838	870	880	909		
fO_2 (spinel)	3.20E-23	8.90E-22	1.60E-20	6.80E-20	3.20E-19	5.90E-19	1.98E-18		
fO_2 (olivine)	8.30E-25	3.30E-23	6.30E-22	3.00E-21	2.10E-20	3.80E-20	1.60E-19		
T (°C)	832	884	902	929	948	967	987		
fO_2 (Cpx)	1.37E-21	8.35E-21	1.46E-20	4.06E-20	6.78E-20	1.53E-19	4.32E-19		
Echantillon JR34 (Ronda)									
T (°C)	770	800	831	840	862	862	870	910	944
fO_2 (spinel)	1.08E-22	3.31E-22	1.84E-21	2.51E-21	1.34E-20	1.58E-20	1.68E-20	1.05E-19	-
fO_2 (olivine)	-	4.68E-22	-	-	5.46E-21	6.70E-21	7.18E-21	4.10E-20	1.55E-19

Tableau 11 : Mesures de fO_2 dans le spinelle, l'olivine et le Cpx en fonction de la température.

Ces résultats sont attribués à la présence dans les minéraux d'inclusions fluides (CO_2 , CO , CH_4 , ...) susceptibles de perturber l'atmosphère du compartiment de la cellule électrochimique. Nous noterons que la pente des droites obtenues par ce type de mesure représente, à une constante près, la variation d'entropie de la réaction qui se déroule dans la cellule électrochimique. Cette pente est toujours la même pour un minéral donné comme nous avons pu le constater (Partie B - Chapitre III, Figures 48 et 49). La présence d'inclusions fluides libérant des gaz donne un équilibre parasite dans le système. Cet équilibre est immédiatement décelé par une brusque variation de la pente comme nous avons pu le constater. Seules sont conservées les expériences fournissant une pente régulière correspondant à celle du minéral.

En tenant compte de ces conditions opératoires nous estimons que les mesures effectuées correspondent, aux erreurs expérimentales près, aux fugacités intrinsèques réelles du minéral. Il faut noter à cet égard que notre technique ne nécessite qu'un poids d'échantillon très faible (10 mg environ) ce qui autorise un tri très minutieux du minéral sous le microscope et par conséquent une grande pureté.

PARTIE B

**PERIDOTITES ET PYROXENITES DES
MASSIFS ULTRABASIQUES :
EXEMPLE DE RONDA ET DES BENI
BOUSERA**

CHAPITRE I :

CADRE GEOLOGIQUE ET EVOLUTION PETROLOGIQUE DES MASSIFS ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS DE RONDA ET DES BENI BOUSERA

I - CONTEXTE GEOLOGIQUE DU DOMAINE INTERNE DE LA CHAINE BETICO-RIFAINE

I-1. - Cadre géologique

La chaîne bétique (Sud de l'Espagne) et rifaine (Nord du Maroc) constitue le prolongement occidental des chaînes alpines méditerranéennes (fig. 12) édifiées du Crétacé au Néogène. Par sa forme arquée, la chaîne bético-rifaine définit, de part et d'autre de la mer d'Alboran, l'arc de Gibraltar qui se poursuit vers l'Algérie par la chaîne tellienne jusqu'en Sicile et Calabre (fig. 12). Elle est caractérisée par un style tectonique complexe et des formations géologiques surtout allochtones constituées d'empilements de nappes d'origine et d'importance variables.

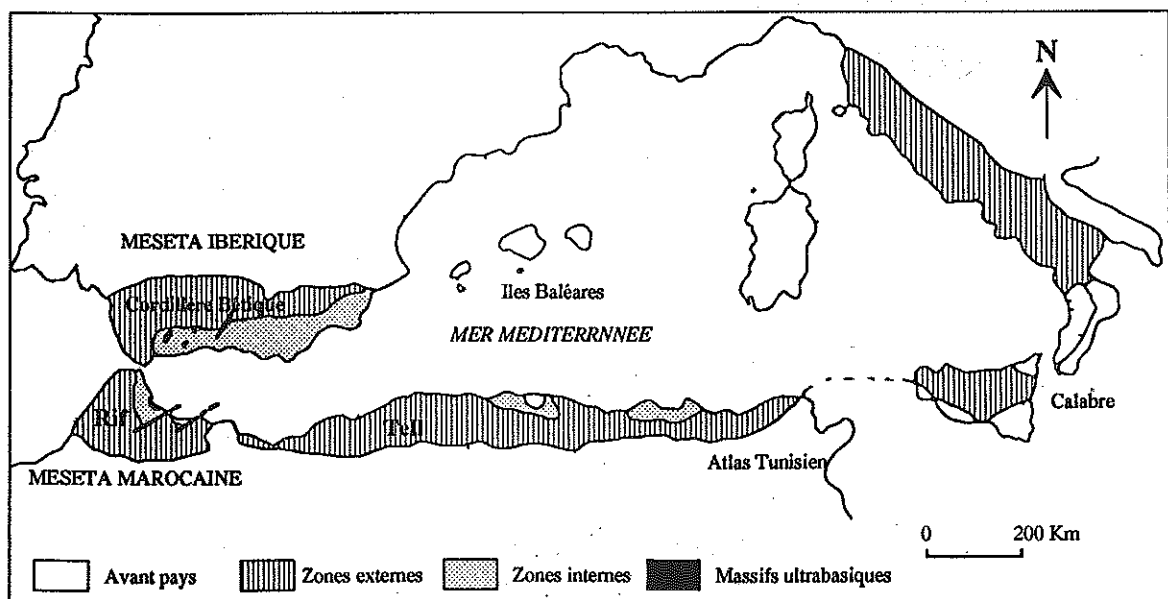


Figure 12 : Situation de la chaîne bético-rifaine par rapport aux chaînes bordant la Méditerranée occidentale.

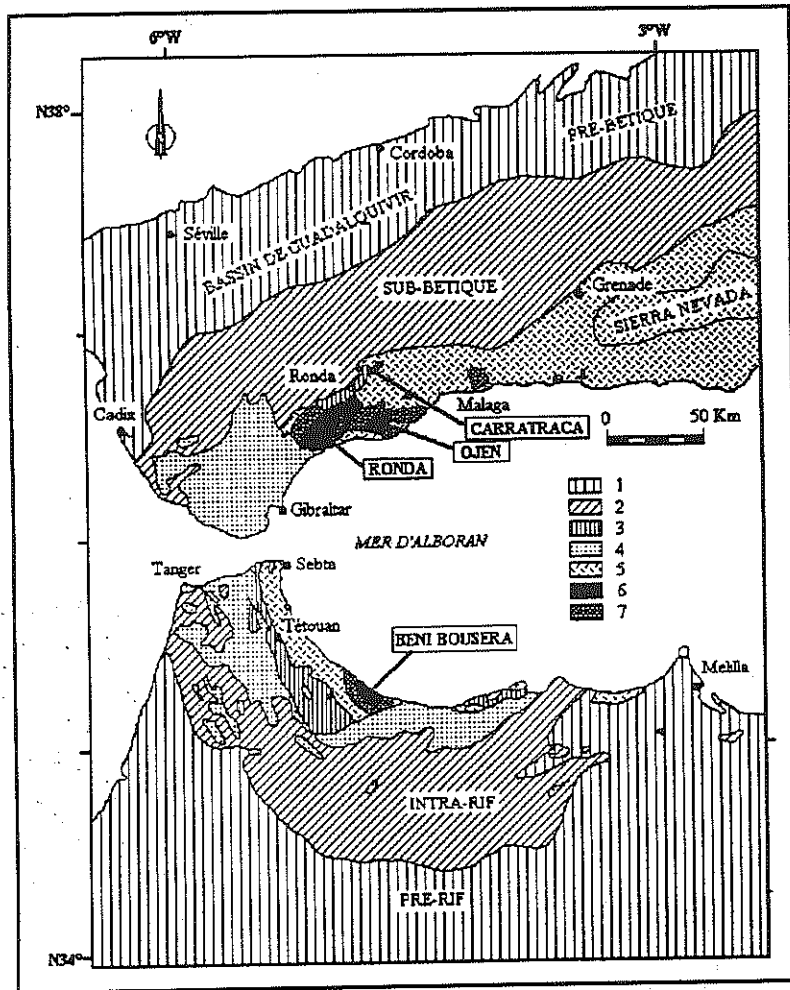


Figure 13 : Carte géologique régionale de la chaîne bético-rifaine (in Loomis, 1972a).

- 1 : Dépôts carbonatés et clastiques (Mésozoïque et Tertiaire).
- 2 : Dépôts carbonatés profonds et roches volcaniques sub-bétiques, flysch intra-rif.
- 3 : Dorsale calcaire. 4 : Flysch (Crétacé et Tertiaire). 5 : Zones paléozoïques (Ghomarides/Malaguides). 6 : Métamorphisme HP et massifs ultrabasiques.
- 7 : Séquences métamorphiques BP.

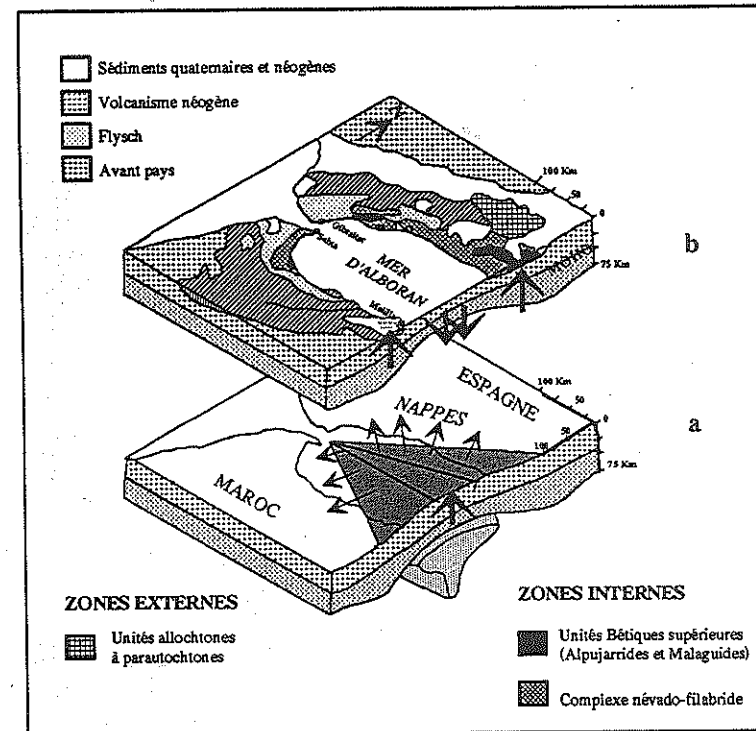


Figure 14 : Evolution néogène simplifiée du bassin d'Alboran et de la chaîne bético-rifaine (Weijermars, 1987, modifié).

a : Déversement de nappes suite à un diapir mantellique (20-25 Ma).

b : Subsidence du bassin d'Alboran.

Ce schéma d'évolution est simpliste, pour plus de détail voir par exemple Michard et al. (1991 et références citées) et Paragraphe V.

La chaîne bético-rifaine peut être subdivisée en deux domaines structuraux distincts, externe et interne. Le premier comprend les zones pré-bétique et sub-bétique en Espagne, et la zone du Rif externe au Maroc (fig. 13). Il est formé essentiellement de terrains sédimentaires non métamorphisés d'âge Mésozoïque à Tertiaire chevauchant l'avant-pays : Méséta Ibérique et Méséta Marocaine (fig. 12). Le second domaine (interne) correspondant à la zone bétique (Espagne) et au Rif interne (Maroc) est formé d'un ensemble d'unités méta-sédimentaires et de roches paléozoïques (fig. 13). Il serait le résultat d'un déversement de nappes (fig. 14) entre 20 et 25 Ma lié à l'évolution du bassin d'Alboran (Weijermars, 1987). En fait, ce scénario simpliste paraît beaucoup plus complexe. Le déversement envisagé semble être lié à l'ouverture et l'évolution de la Téthys. Michard et al. (1991 et références citées) par exemple montrent l'analogie tectonique et paléogéographique qui existe entre les zones internes bético-rifaines et les zones internes des Alpes.

Le domaine interne de la chaîne bético-rifaine comprend trois ensembles structuraux, présents dans les deux chaînes (fig. 13 et 15) (Dürr, 1967; Didon et al., 1973; Kornprobst, 1974; Bourgois, 1978; Michard et al., 1983, 1991; Chalouan, 1986; Saddiqi, 1988) :

1) *la dorsale calcaire* (appelée aussi Rhondaïdes dans la chaîne bétique) : elle se présente en écaillés constituées de séries carbonatées mésozoïques ainsi que de formations tertiaires terrigènes, flyscho-molassiques.

2) *les nappes cristallophylliennes [Sebtides (Rif)-Alpujarrides (chaîne bétique)]* : elles sont formées d'un socle de terrains cristallophylliens et ultrabasiques découpé en deux unités (Didon et al., 1973; Bourgois, 1978) :

a - unité Beni Bousera (Maroc) - Los Reales (Espagne) : elle comporte quatre séries différentes qui sont de haut en bas :

- * micaschistes,
- * gneiss à sillimanite,
- * kinzigites à disthène et sillimanite-cordiérite secondaires,
- * péridotites avec des intercalations de pyroxénites (Ronda et Beni Bousera).

b - unité inférieure ou unité "Monte Hacho (Maroc)-Blanca (Espagne)" : de haut en bas, on distingue :

- * marbres calcaires et dolomitiques avec des intercalations de gneiss et d'amphibolites,
- * micaschistes à andalousite et gneiss à cordiérite-sillimanite,
- * péridotites comportant des bancs de pyroxénites (massif d'Ojen et serpentinites de Sebta).

Ces deux unités présentent une couverture méta-sédimentaire permo-triasique métamorphisée sous les conditions du faciès schistes verts. Cette couverture est connue sous le nom d'*unité Federico-Cassares* (Federico : Maroc; Cassares : Espagne).

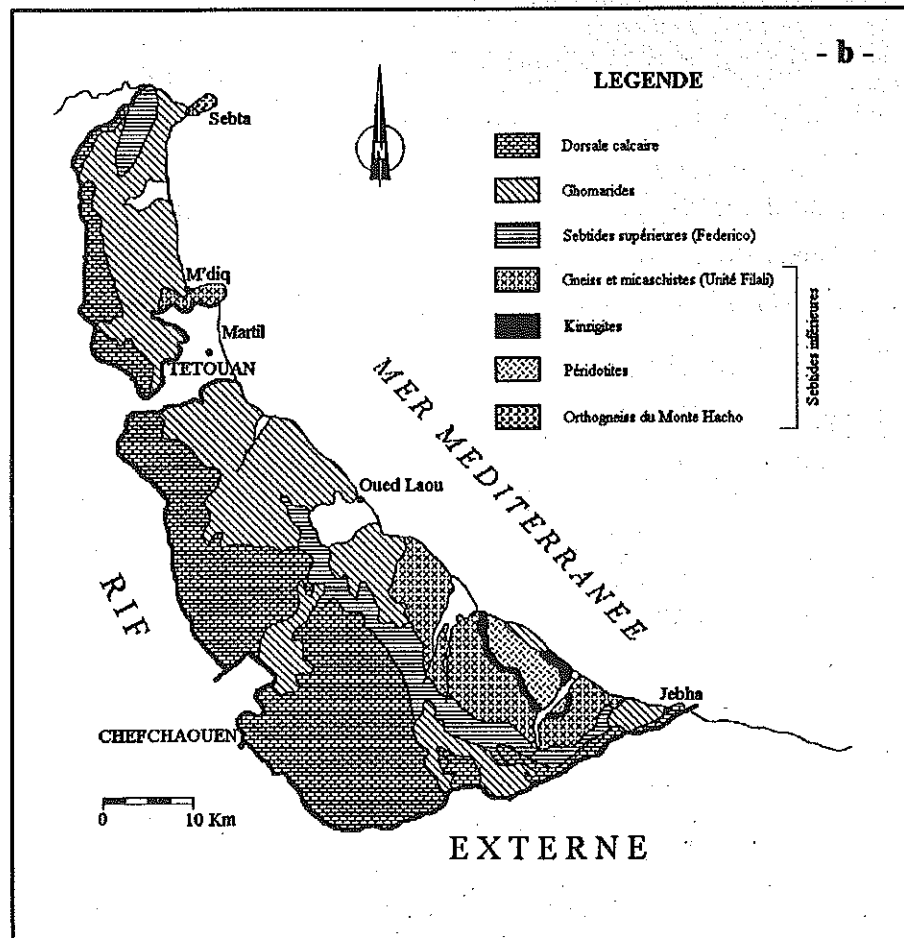
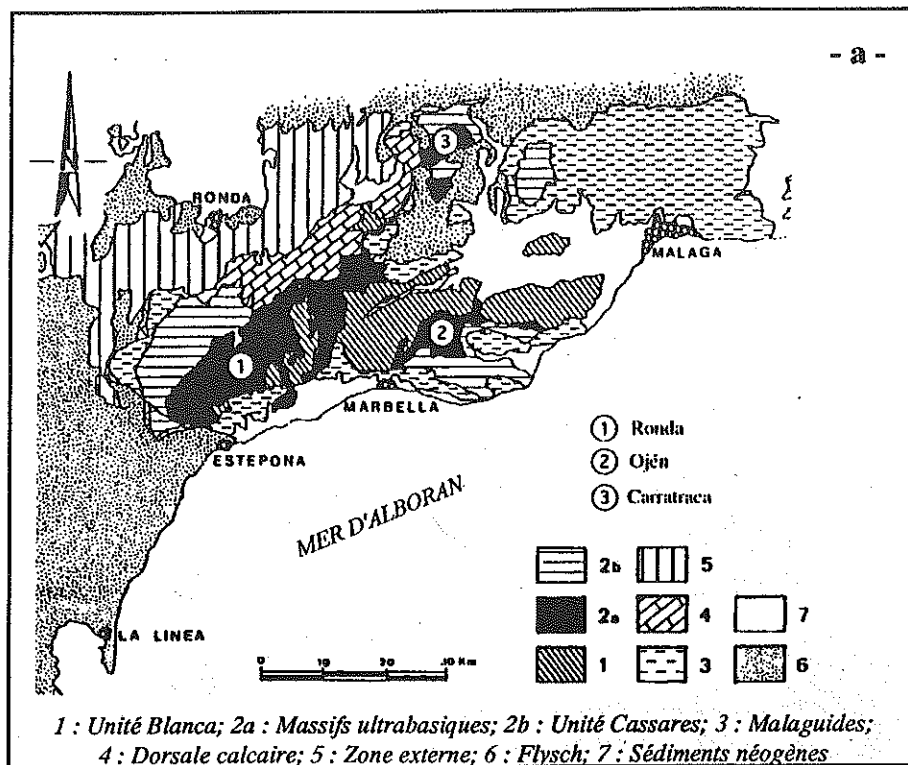


Figure 15 : Carte des principales unités structurales du domaine interne de la chaîne bético-rifaine.
a : Zone interne de la chaîne bétique, Sud de l'Espagne (in Garrido et Van der Wal, 1995).
b : Zone interne de la chaîne rifaine, Nord du Maroc (Kornprobst, 1974).

3) les nappes paléozoïques [Ghomarides (Rif)-Malaguides (chaîne bétique)] : elles sont peu ou pas métamorphisées et recouvrent anormalement la dorsale calcaire et les nappes cristallophylliennes.

I-2. - Les massifs ultrabasiques de Ronda et des Beni Bousera

Les affleurements de complexes mantelliques apparaissent dans les zones internes (fig. 13). Les massifs ultrabasiques de Ronda et des Beni Bousera, objets de ce travail, affleurent respectivement dans les Alpujarrides (fig. 15a) et dans les Sebtides (fig. 15b) et sont allongés parallèlement à la mer Méditerranée.

Dans la zone interne bétique, on reconnaît trois ensembles mantelliques : les massifs de Ronda, d'Ojen et de Carratraca (fig. 13 et 15a). Le massif de Ronda est le plus grand et le mieux exposé. Il se présente comme un corps elliptique d'environ 300 Km² (30 x 10 Km) situé à 60 Km à l'Ouest de Malaga. Il est formé d'une masse péridotitique d'environ 1.5 Km de puissance culminant à 1419 m (Los Reales), intercalée entre les unités Blanca à la base et Casares au sommet.

Le massif des Beni Bousera apparaît de l'autre côté de la mer d'Alboran à 60 Km de Tetouan. Epais de 2 Km, il affleure sous forme d'un anticlinal allongé (15 x 5 Km) d'orientation NO-SE et culmine à 1176 m (Jbel Kardous).

II - PETROLOGIE ET ZONATION DES FACIES DES MASSIFS ULTRABASIQUES

II-1. - Faciès lithologiques principaux

Les massifs de Ronda et des Beni Bousera sont considérés comme des portions mantelliques d'une lithosphère sub-continentale (Nicolas et Jackson, 1972), rapportés au type des "péridotites de haute-température" de Green (1967). Ils sont constitués principalement de lherzolites ainsi que de harzburgites et de quelques dunités. A ces matériaux est associée une faible proportion (inférieure à 5%) de pyroxénites et quelques rares gabbros. L'ensemble est parcouru par un réseau de dykes de granites leucocrates lié à la mise en place tectonique des massifs (Zeck et al., 1989).

19 AOÛT 2003

- 57 -

Univ. J. Fourier - O.S.U.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

II-1.1. - Les péridotites et leur auréole métamorphique

Les péridotites (à grenat, spinelle ou plagioclase) sont interprétées comme des résidus d'un ou plusieurs épisodes de fusion partielle à taux variables (Kornprobst, 1974; Loubet, 1976; Frey et al., 1985; Pearson et al., 1993). Elles montrent généralement une texture porphyroclastique et une paragenèse constituée, par ordre d'abondance, d'olivine, d'orthopyroxène (Opx), de clinopyroxène (Cpx) et de phases alumineuses (grenat, spinelle ou plagioclase). Ces dernières phases déterminent trois types de péridotites disposées selon une certaine zonation (paragraphe II-2). Les masses péridotitiques sont entourées d'une "auréole" métamorphique de haute pression [kinzigites^(*)]. Ces kinzigites montrent des assemblages minéralogiques évoluant depuis un faciès granulite de haute pression - haute température (P = 11 à 13 Kb, T ≈ 800°C) vers celui de basse pression - haute température (P = 5 à 7 Kb, T = 850°C) (Saddiqi, 1988).

II-1.2 - Les pyroxénites

Malgré leur faible abondance (< 5%), les pyroxénites présentent de grandes variations pétrographique et géochimique. Elles apparaissent au sein des masses péridotitiques sous forme de bancs d'épaisseur variable (< 1 cm à 3 m), parallèles à la foliation des péridotites. Elles possèdent généralement des limites nettes avec les péridotites encaissantes. Leur fréquence augmente vers les parties externes des massifs (Reuber et al., 1982).

A Ronda, les pyroxénites se classent en deux grands types pétrographiques selon leur assemblage minéralogique (Obata, 1980) :

* pyroxénites à grenat : [Gt-Cpx-Plag, Gt-Cpx-Opx, Gt-Cpx, Gt-Cpx-Plag-Qtz, Gt-Cpx-Opx-Sp (vert)]^(**),

* pyroxénites à spinelle : [Cpx-Opx-Sp (vert), Cpx-Opx-Plag-Sp (vert)]^(**).

A ces pyroxénites s'ajoutent des gabbros à olivine d'assemblage Cpx-Opx-Plag-Ol-Sp (brun à opaque)^(**).

(*) Le terme de kinzigite a été utilisé pour la première fois par Fischer (1860) dans la vallée de Kinzig en Forêt Noire pour définir des paragneiss constitués d'oligoclase, de grenat et de mica noir et dépourvus de feldspath potassique. Ce terme a été repris par Kornprobst (1974) dans les Sebtides et Westerhof (1977) dans les Alpujarrides pour désigner des faciès alumineux, catazonaux, à grenat, sillimanite prismatique, biotite, cordièrite et graphite, liés à des migmatites.

(**) Gt : grenat, Cpx : clinopyroxène, Opx : orthopyroxène, Plag : plagioclase, Qtz : quartz, Sp : spinelle, Ol : olivine.

A Beni Bousera, Kornprobst (1969, 1974) distingue, selon leurs structures, deux types de bancs de pyroxénites (fig. 16) :

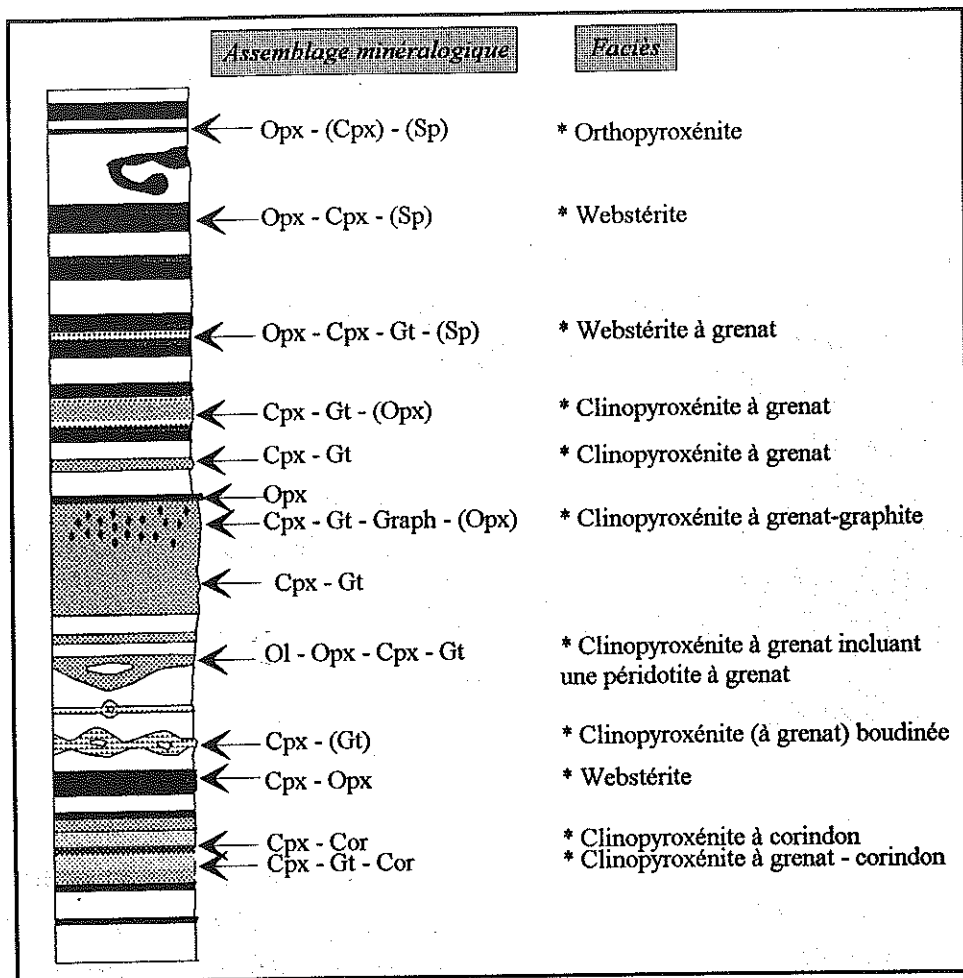


Figure 16 : Différents types de bancs pyroxénitiques observés dans le massif des Beni Bousera. D'après Kornprobst (1974), complété par Nixon et al. (1991) et Pearson et al. (1993). Les zones en blanc correspondent aux péridotites encaissantes. Les épaisseurs et les abondances ne sont pas représentatives.

* des bancs simples : composés uniquement d'orthopyroxénites ou de clinopyroxénites à grenat (fig. 16),

* des bancs composites : montrant plusieurs assemblages minéralogiques disposés symétriquement (fig. 16). La zonation la plus fréquemment observée s'organise depuis le contact avec les péridotites jusqu'au centre selon la séquence : orthopyroxénite-webstérite-webstérite à grenat-clinopyroxénite à grenat.

La présence d'exsolutions largement développées de grenat, spinelle ou d'Opx dans et/ou autour du Cpx indique une paragenèse antérieure primaire ayant cristallisé à une température de l'ordre de 1400 °C et une pression de 25 Kb (Kornprobst, 1969).

Certaines pyroxénites à grenat renfermant jusqu'à 15% de graphite (fig. 16) ont été décrites à Beni Bousera par Pearson et al. (1989, 1993). De même, Coffrant et Piboule (1973) et Kornprobst et al. (1982, 1987, 1990) ont signalé à Beni Bousera, l'existence de pyroxénites zonées à grenat-corindon (fig. 16), faciès que nous avons également trouvé et échantillonné à Beni Bousera et à Ronda (Chapitre IV).

Ces différentes pyroxénites sont disposées dans un ordre bien défini (paragraphe II-2) en fonction de la zonation des péridotites. Elles sont caractérisées par une extrême diversité pétrographique et géochimique qui reste difficile à cerner : sont-elles le résultat d'une cristallisation fractionnée d'un liquide issu des lherzolites encaissantes par fusion partielle (Dickey, 1970; Kornprobst, 1974) ? d'une ségrégation magmatique avec fractionnement solide-liquide à haute pression (Loubet et Allègre, 1982; Kornprobst et al., 1987; Suen et Frey, 1987; Bodinier., 1989) ? ou d'une croûte océanique subductée et laminée par convection (Polvé, 1983; Pearson et al., 1989, 1991, 1993; Kornprobst et al., 1990; Nixon et al., 1991; Reisberg et al., 1991) ?

II-2. - Disposition et zonation des faciès lherzolite

II-2.1. - Massif de Ronda

Une étude des assemblages minéralogiques rencontrés à Ronda a permis à Obata (1980) d'établir une zonation pétrographique incomplète en 4 faciès et sous-faciès métamorphiques (fig. 17) :

- 1) **Faciès lherzolite à grenat** : il se situe dans une zone de cisaillement ductile à l'extrémité NO et présente une épaisseur inférieure à 1 Km. Il est défini par la stabilité de l'olivine riche en forstérite coexistant avec un grenat riche en pyrope.
- 2) **Faciès lherzolite à spinelle** : en fonction de la nature minéralogique des lits basiques, ce faciès se subdivise en deux sous-faciès :
 - a - sous-faciès Ariégite : défini par des pyroxénites à grenat,
 - b - sous-faciès Seiland : défini par des pyroxénites à spinelle-plagioclase.
- 3) **Faciès lherzolite à plagioclase** : il se localise dans les parties SE et E et comprend des péridotites dont la phase alumineuse est un plagioclase riche en anorthite (An_{60-80}). Les roches basiques rencontrées ont une paragenèse de gabbro à olivine.

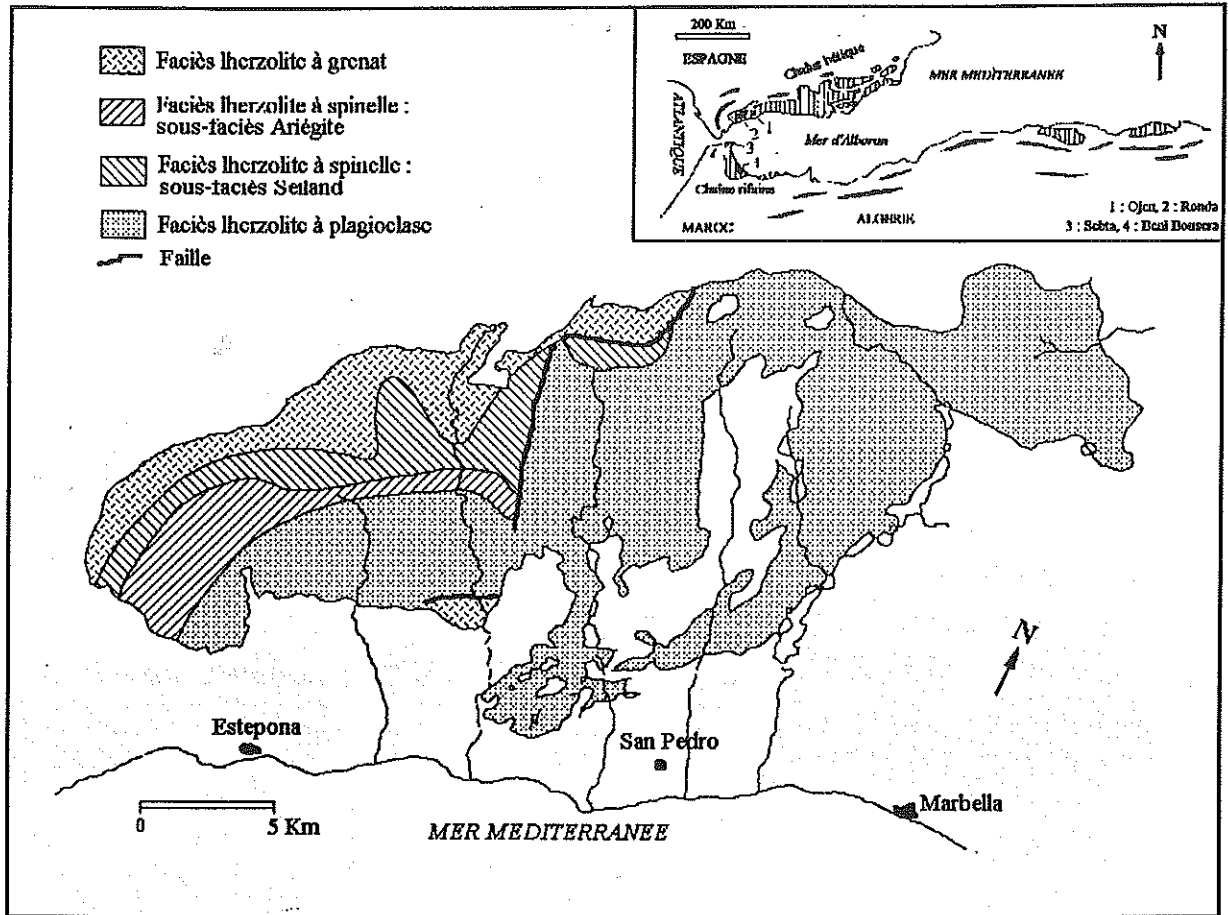


Figure 17 : Carte du massif de Ronda montrant les limites des faciès et sous-faciès définis par Obata (1980).

Les paragenèses d'un faciès donné peuvent se rencontrer fréquemment dans le champ d'un autre faciès. Le passage entre les faciès est graduel et se traduit également par des transformations réactionnelles à doubles paragenèses relictuelles et rétro-morphiques associées (grenat \rightarrow spinelle et spinelle \rightarrow plagioclase) donnant des lherzolites "transitionnelles".

II-2.2. - Massif des Beni Bousera

Le massif des Beni Bousera se distingue de celui de Ronda par l'absence de péridotites à plagioclase. A l'exception d'une fine bande externe de péridotites à grenat, le massif est formé essentiellement d'une masse de péridotites à spinelle renfermant des bancs de pyroxénites à grenat et de pyroxénites à spinelle (Kornprobst, 1969, 1974).

Pour Reuber et al. (1982), au contraire, le massif des Beni Bousera montre une zonation grossière, comprenant du contact avec les kinzigites jusqu'au coeur (fig. 18) :

- * une bande de dunités à grenat notablement serpentinisées,
- * une zone de harzburgites à spinelle où s'intercalent des pyroxénites à grenat,
- * des lherzolites à spinelle avec des intercalations de bancs de pyroxénites à spinelle.

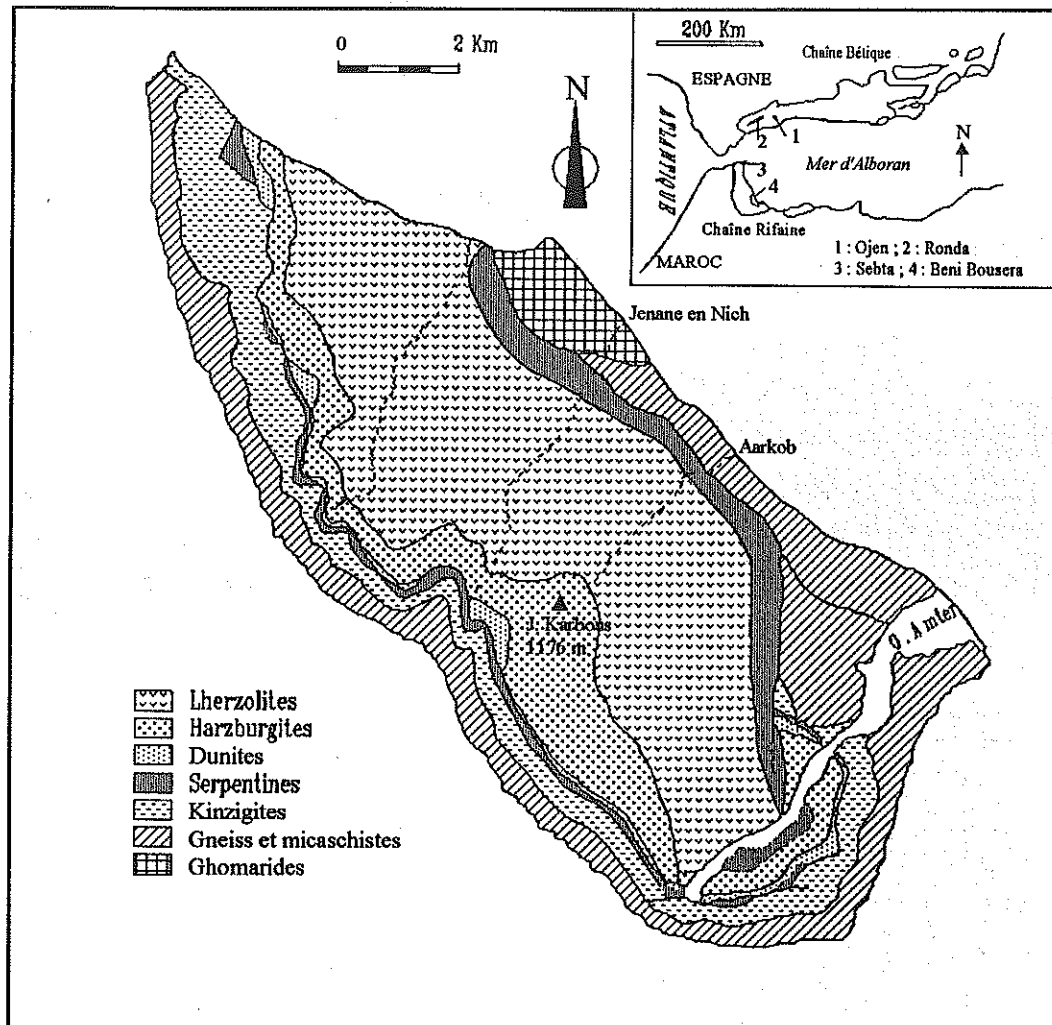


Figure 18 : Disposition des roches ultrabasiques dans le massif des Beni Bousera (Reuber et al., 1982, modifié).

Cette évolution lherzolites-harzburgites-dunités suppose un taux de fusion partielle et d'extraction qui augmente vers la périphérie du massif. En effet, Reuber et al. (1982) suggèrent une fusion partielle beaucoup plus prononcée dans les zones externes (niveaux à harzburgites et à dunités) en liaison avec un échauffement tectonique dans la zone de cisaillement péridotites/kinzigites.

Indépendamment, les péridotites à grenat ont été soumises à de puissantes déformations.

III - ORIGINE, TRAJECTOIRES P-T ET EVOLUTION TARDIVE

III-1. - Origine et évolution pétrologique

III-1.1. - Ronda

Obata (1980) considère la zonation des faciès à Ronda comme une conséquence d'une remontée diapirique rapide et d'une différence dans la vitesse de refroidissement. Le centre du diapir plus chaud s'est refroidi lentement et s'est équilibré à des profondeurs faibles contrairement à la partie externe (fig. 19). Le refroidissement polybarique, depuis la bordure jusqu'au centre de la masse péridotitique, a entraîné le développement successif des assemblages minéralogiques haute pression représenté par des péridotites à grenat et des lits de pyroxénites à grenat, et de ceux basse pression représenté par des péridotites à plagioclase et des lits de "gabbro à olivine" (fig. 20). Ce ré-équilibrage sub-solidus est postérieur aux conditions primaires d'équilibre de 1100 à 1200 °C et de 20 à 25 Kb (fig. 20).

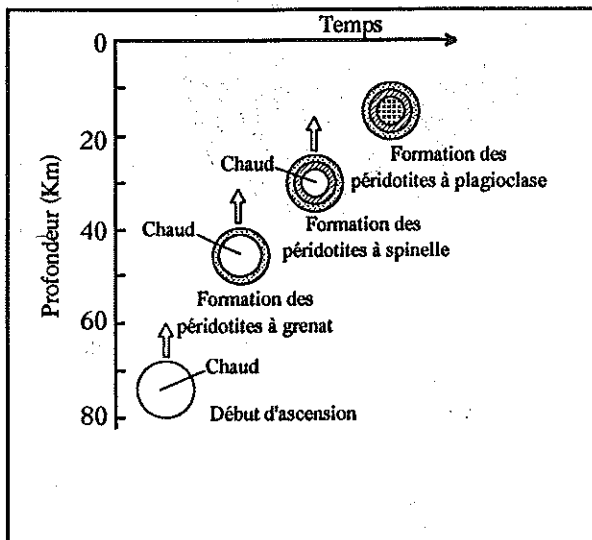


Figure 19 : Développement de la zonation minéralogique lors de la remontée du massif de Ronda (Obata, 1980).

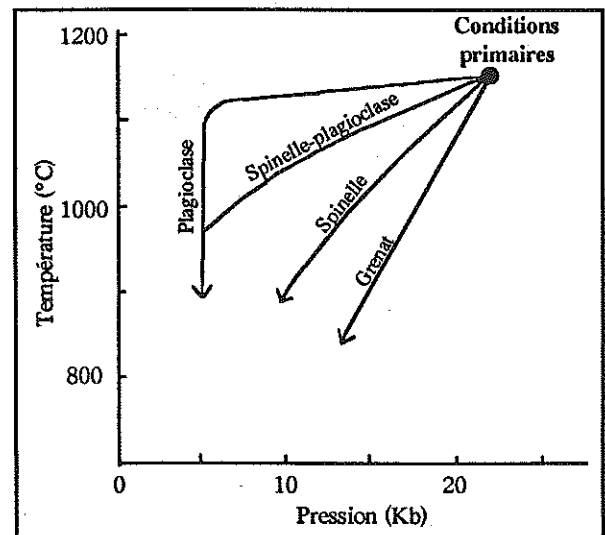


Figure 20 : Trajectoires P-T d'évolution finale du massif de Ronda pour les péridotites à grenat, à spinelle, à spinelle-plagioclase (transitionnelles) et à plagioclase (Obata, 1980).

Frey et al. (1985) attribuent des trajectoires P-T variables, pour les différents faciès rencontrés à Ronda, liées au contraste thermique du diapir ascendant évoqué par Obata (1980). Ces auteurs suggèrent que les péridotites de Ronda proviennent d'une source homogène à composition de lherzolites à grenat (fig. 21). Suite à une **décompression adiabatique**, cette source a fondu au dessus de 30 Kb. Dans les parties internes (fig. 21: trajectoire A-B), cette **fusion** a été plus précoce et s'est maintenue plus longtemps, jusqu'à la disparition du grenat, contrairement aux zones externes des péridotites ascendantes (fig. 21: trajectoire A-C).

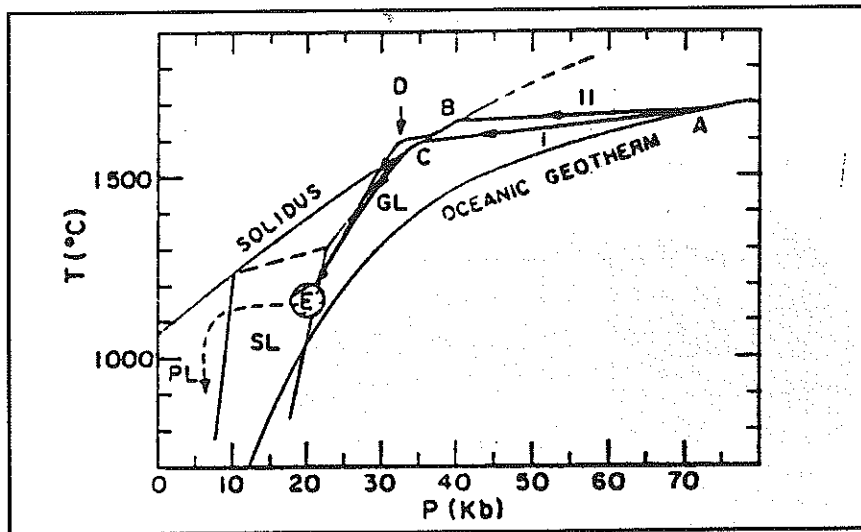


Figure 21 : Trajectoires P-T d'évolution du massif ultrabasique de Ronda (Frey et al., 1985)

I représente la partie extérieure du corps péridotitique ascendant et *II* sa partie intérieure. *GL*, *SL* et *PL* correspondent respectivement aux champs des faciès lherzolite à grenat, lherzolite à spinelle et lherzolite à plagioclase. *A*, *B*, *C* et *D* : Voir texte. *E* : Conditions primaires d'équilibre de Obata (1980).

Sur la base de données structurales et thermo-barométriques, Van der Wal (1993) considère la zonation des faciès lherzolite comme une conséquence de l'évolution du massif en contexte de subduction. Après une remontée diapirique du massif, celui-ci a évolué à l'aplomb d'une plaque océanique subductée. L'enfoncement de la plaque est tenu responsable de la formation des péridotites à grenat déformées. Son détachement et la remontée asthénosphérique qui en résulte ont entraîné un réchauffement et une recristallisation des péridotites à grenat/spinelle déformées en péridotites à spinelle. La transition entre ces deux domaines, marquant la limite des sous-faciès Ariégite et Seiland, est interprétée comme un front de recristallisation thermique. Le faciès lherzolite à plagioclase est attribué à une recristallisation dans des conditions de pression inférieures à 10 Kb lors de la montée finale du massif.

Au niveau de la transition faciès lherzolite à spinelle-faciès lherzolite à plagioclase, la zone

SO du massif de Ronda (secteur de l'Arroyo de la Cala d'environ 2 Km² de superficie) est marquée par la présence d'une très grande variété de faciès basiques (pyroxénites de différente nature) et ultrabasiques (lherzolites, harzburgites et dunités). L'étude récente de ce secteur (Remaïdi, 1993; Gervilla et Remaïdi, 1993) a permis de mettre en évidence un processus de percolation impliquant des réactions liquides-péridotites au cours des stades tardifs de l'évolution du massif.

III-1.2. - Beni Bousera

Kornprobst (1969, 1970, 1974) propose que les péridotites des Beni Bousera dérivent initialement d'un manteau type péridotites à grenat à partir d'environ 150 Km dont l'évolution est représentée dans la figure 22 :

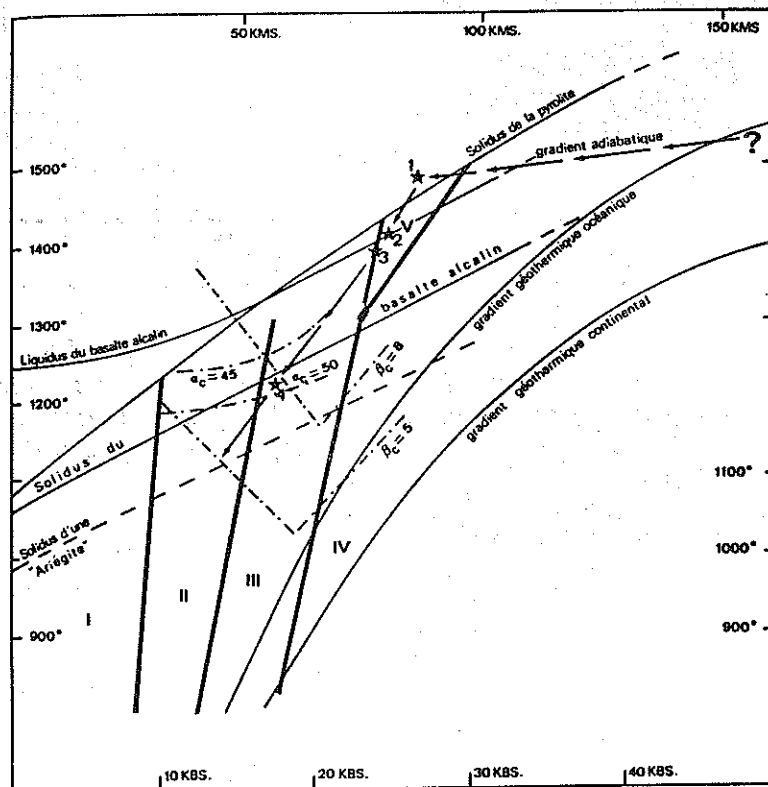


Figure 22 : Evolution P-T du massif ultrabasique des Beni Bousera (Kornprobst, 1969).
 I : Faciès lherzolite à plagioclase. II et III : Sous-faciès Seiland et Ariégite du faciès lherzolite à spinelle.
 IV : Faciès lherzolite à grenat. V : Faciès lherzolite à pyroxènes alumineux sans spinelle.
 L'évolution débute par une fusion partielle suite à une ascension adiabatique (1) suivie d'une cristallisation des pyroxènes précoces de HT à partir du liquide anatectique (2). (3) Exsudation du spinelle par les minéraux des péridotites. (4) Cristallisation des assemblages actuels puis évolution vers le champ du sous-faciès Seiland.

* une ascension adiabatique des péridotites a entraîné leur fusion partielle vers 80

Km (entre 1400-1500 °C et environ 25 Kb) et la formation de liquides basaltiques légèrement picritiques qui se sont accumulés dans des lentilles au sein des péridotites. Le résidu de fusion a recristallisé à l'état solide en forstérite, Opx alumineux et Cpx alumineux voire probablement en une faible proportion de spinelle.

* une diminution conjointe de P et de T a induit ensuite le fractionnement des pyroxènes précoces à partir des liquides anatectiques depuis les parois des lentilles.

* les pyroxènes alumineux des péridotites ont exsudé du spinelle; de même, les Cpx des pyroxénites ont exsolvé de l'Opx et du grenat. Ces Cpx riches en exsolutions sont les traces d'un assemblage ancien précoce ayant cristallisé à des températures supérieures à 1400 °C et des pressions de l'ordre de 25 Kb. La cristallisation finale s'est déroulée dans le champ de stabilité du sous-faciès Ariégite du faciès Iherzolites à spinelle entre 15 et 25 Kb et à 1100-1200 °C. Elle est à l'origine des paragenèses principales actuelles.

* à P et T toujours décroissantes, les conditions d'équilibre des minéraux des pyroxénites sont modifiées. Il en résulte des réactions **sub-solidus tardives** et une transformation en assemblages beaucoup plus stables se rapportant au sous-faciès Seiland.

III-2. - Evolution tardive des massifs : déformation, kélyphitisation et serpentinitisation

L'ensemble péridotites-pyroxénites est fracturé et montre les traces d'une déformation plastique caractérisée par l'aplatissement et l'orientation préférentielle de certains minéraux. Les bancs de pyroxénites peuvent offrir des structures plissées et boudinées. Les linéations d'étirement sont grossièrement orientées NNO-SSE à Beni Bousera et OSO-ENE à Ronda (Reuber et al., 1982; Tubia et Cuevas, 1987). La déformation est généralement inhomogène avec un degré croissant du centre vers la bordure des massifs (Darot, 1973; Reuber et al., 1982; Tubia et Cuevas, 1987; Saddiqi, 1988). Tubia et Cuevas (1987) ont montré que le massif de Ronda porte les empreintes d'une déformation à haute température (environ 1100 °C) dans son coeur et à "basse" température (environ 800 °C) à sa périphérie.

Des réactions rétrogrades tardives se manifestent essentiellement par la démiction (exsolutions) des pyroxènes et par la kélyphitisation du grenat. Celle-ci engendre des symplectites fibreuses autour du grenat ou dans ses fractures. Elle semble s'être produite au cours de l'ascension finale des péridotites comme le suggère ses conditions de formation : 620-700 °C et 4-8 Kb (Obata, 1994).

Une serpentinitisation tardive des ultrabasites s'observe nettement au contact péridotites-kinzigites et dans les zones cataclasées des massifs. Cette serpentinitisation est liée à des circulations hydrothermales.

IV - SIGNIFICATION DES PERIDOTITES A GRENAT

La signification pétrogénétique des péridotites à grenat, localisées dans les parties périphériques des massifs, est encore discutée.

Kornprobst (1966, 1969, 1974) qualifie ce faciès de "pseudo-péridotite à grenat" en raison de son origine par simple mélange mécanique entre les lits de pyroxénites à grenat et les péridotites à spinelle encaissantes. Une origine similaire est admise par Dikey (1970), Darot (1973) et Schubert (1977, 1982) pour les péridotites à grenat de Ronda. Nos observations de terrain à Ronda n'excluent pas cette hypothèse et montrent, en effet, un boudinage intense des pyroxénites à grenat s.l. et une incorporation mécanique de leur grenat dans les péridotites encaissantes.

Toutefois, l'existence d'inclusions d'olivine dans le grenat a conduit Obata (1980, 1982) à considérer ces matériaux comme de "vraies péridotites à grenat" refroidies à la bordure d'un diapir mantellique.

La présence de ces inclusions combinée au caractère ultramylonitique des péridotites à grenat ont amené Kornprobst et al. (1995) à envisager les deux hypothèses (dilacération tectonique des bancs de pyroxénites à grenat et recristallisation dans des conditions P-T du faciès lherzolite à grenat). Cette double origine s'appuie aussi sur les compositions transitionnelles du grenat des péridotites entre un grenat pauvre en Cr (issu des pyroxénites) et un riche en Cr (recristallisé à partir d'un assemblage Opx + Cpx + spinelle) (Kornprobst et al., 1995).

Une troisième hypothèse relie plutôt le faciès lherzolite à grenat à une phase de subduction (Van der Wal, 1993). Elle considère ces péridotites comme étant le résultat d'une évolution incomplète d'anciennes péridotites à spinelle suite à l'enfouissement d'une plaque subductée.

V - LES MODELES DE MISE EN PLACE PROPOSES

De nombreuses controverses et divergences existent quant à l'âge et à la mise en place des péridotites orogéniques de Ronda et des Beni Bousera dans le domaine d'Alboran.

V-1. - Age

Plusieurs datations isotopiques convergent vers un âge alpin (environ 21 Ma) pour la mise en place finale des complexes mantelliques bético-rifains (tableau 12). Le

métamorphisme de haut degré des Septides voire des Alpujarrides, développé autour de ces massifs, ne semble pas Précambrien ou Paléozoïque (Kornprobst, 1974) mais également d'âge alpin (Michard et al., 1983) (tableau 12).

Massif	Référence	Méthode	Faciès daté	Age (Ma)
Beni Bousera	Loomis (1975)	K-Ar	Mica d'un gneiss à grenat-sillimanite au contact avec les péridotites	20.7
	Polvé (1983)	Sm-Nd	Clinopyroxénite à grenat	19.6 ± 2.6
	Michard et al. (1983)	K-Ar	Biotite de kinzigite	22.5 - 24.6
			Biotite de gneiss	20.5 ± 0.7
Biotite de micaschiste			21.3 ± 0.7	
Pearson et al. (1993)	K-Ar ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Feltspaths potassiques d'un gneiss au contact avec les péridotites	25.7 ± 2	
			21.5	
Ronda	Zindler et al. (1983)	Sm-Nd	Pyroxénite	21.5 ± 1.8

Tableau 12 : Datation de quelques pyroxénites et roches métamorphiques associées aux massifs ultrabasiques bético-rifains.

V-2. - Mise en place

Les modèles anciens considèrent les massifs péridotitiques comme des diapirs mantelliques remontés verticalement suite à une extension Oligocène (Loomis, 1972a) et ayant induit un métamorphisme de la croûte continentale encaissante (Loomis, 1972 a et b).

Pour Kornprobst (1969, 1974), la mise en place s'est faite sous forme de grands écaillages anté-carbonifère du manteau supérieur (fig. 23), réactivés et repris dans l'orogénèse alpine.

La position actuelle des péridotites, éloignée des zones à fortes anomalies gravimétriques positives (Bonini et al., 1973), a conduit Darot (1973) et Lundeen (1978) à rajouter au scénario diapirique de Loomis une phase de transport latéral au sein des unités internes de l'arc de Gibraltar.

Les modalités d'une telle mise en place sont en réalité plus complexes et soulèvent un problème géodynamique loin d'être résolu. Les hypothèses émises dans ce sens sont très variées; nous en citerons ici quelques unes.

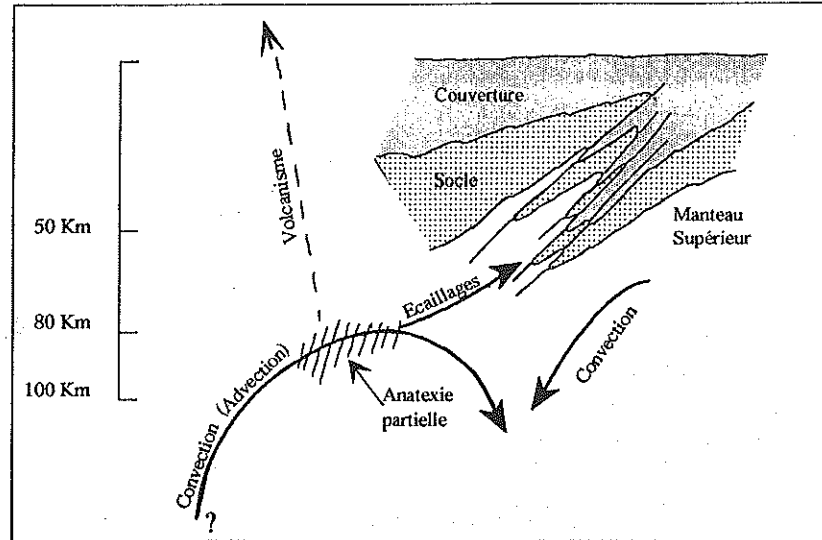


Figure 23 : Représentation schématique de l'incorporation d'écaillages issues du manteau supérieur dans des séries métamorphiques (Kornprobst, 1974).

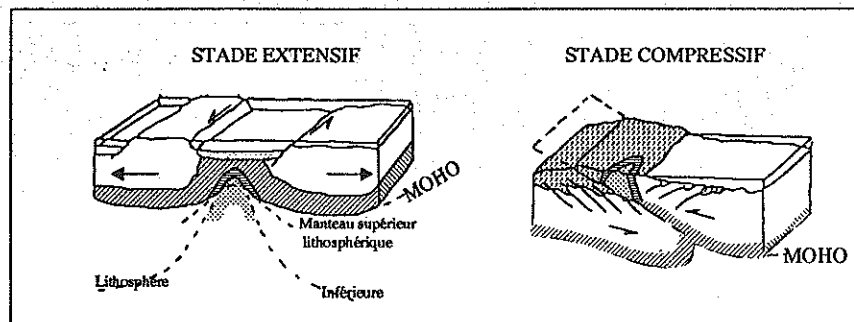


Figure 24 : Modèle interprétatif de mise en place des péridotites de la chaîne bético-rifaine (Kornprobst et Vielzeuf, 1984).

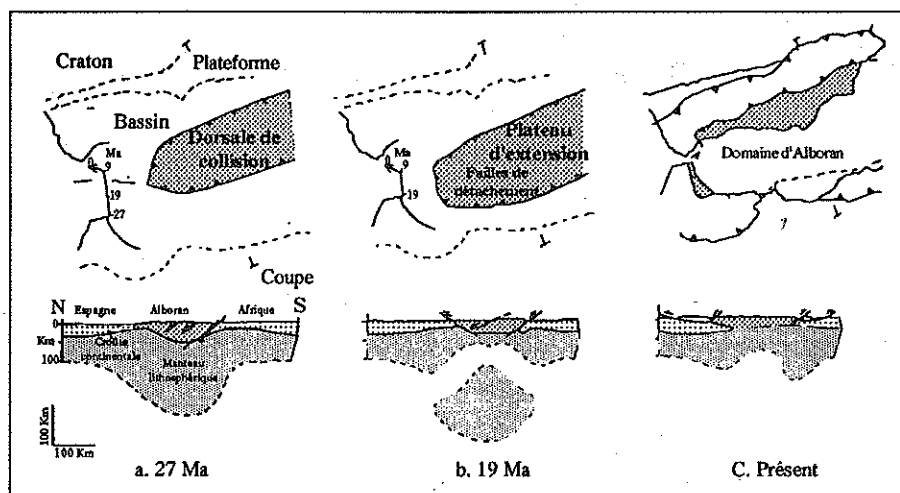


Figure 25 : Evolution tectonique du domaine d'Alboran (Platt et Visser, 1989).
 a : Collision par convergence N-S des plaques Africaine et Ibérique et formation d'une dorsale de collision.
 b : Délamination de la lithosphère et effondrement entraînant un charriage radial et l'exhumation des roches métamorphiques et ultrabasiqes.
 c : Subsidence du domaine d'Alboran.

De nombreux travaux (Bonini et al., 1973; Westerhof, 1977; Lundeen, 1978) suggèrent l'existence d'une phase de rifting antérieure à la mise en place des nappes. Selon Kornprobst et Vielzeuf (1984), Reuber et al. (1982), Tubia et Cuevas (1987) et Saddiqi et al. (1988), les péridotites et leur auréole métamorphique ont subi une ascension lors d'un amincissement crustal avant la collision alpine. Leur incorporation dans la croûte s'est effectuée par le biais de cisaillements intra-lithosphériques lors d'une phase compressive postérieure (fig. 24).

Michard et al. (1991), qui ont établi des corrélations entre la chaîne bético-rifaine et les Alpes, considèrent aussi que la mise en place des massifs péridotitiques dans la croûte supérieure s'est initiée durant l'ouverture téthysienne sans toutefois avoir un rôle important dans le métamorphisme. A la subduction dans les deux chaînes (alpine et bético-rifaine), débutée au Crétacé, fait suite une collision Eocène à Oligocène. Celle-ci est suivie par une extension Oligo-Miocène.

Platt et Vissers (1989) évoquent un modèle orogénique (fig. 25) avec une convergence Nord-Sud des plaques Africaine et Européenne (fin Crétacé-Paléogène). Il en résulte une dorsale de collision au niveau de la mer d'Alboran qui, par délamination de la lithosphère (fin Oligocène), a subi un effondrement entraînant un charriage radial autour de l'arc de Gibraltar (Miocène) et l'exhumation des roches métamorphiques et des péridotites le long de failles normales.

Torres Roldan (1979) propose pour le massif de Ronda une évolution en contexte compressif (fin Crétacé) à l'origine de l'ascension d'un diapir mantellique au dessus d'une plaque subductive vers le Sud (à proximité de la zone Nevado-Fillabrides).

Ces modèles compressifs et extensifs tiennent compte des épisodes alpins de charriage pour expliquer la mise en place des péridotites en écaillage. Néanmoins, Doblaz et Oyarzun (1989 a et b) soulignent qu'ils sont en désaccord avec les données gravimétriques de Bonini et al. (1973) qui montrent l'enracinement profond des massifs péridotitiques dans le manteau. Ces auteurs ont élaboré un modèle faisant intervenir une extension majeure au cours du Néogène (du Serravallian au Tortonian à l'Est jusqu'au Messinian à l'Ouest). Après les phases alpines compressives, la chaîne bético-rifaine a connu un effondrement par détachement extensionnel (Néogène) (fig. 26). L'évolution de ce système par bombement de la croûte et réajustement isostatique a provoqué la dénudation des péridotites. Ce régime d'extension semble être croissant de l'Est vers l'Ouest comme en témoignent les bassins occidentaux néogènes [Guadalquivir (Espagne) et Sebou (Maroc)] et le fort amincissement crustal dans la partie Ouest indiqué par les profils sismiques obtenus le long de la cordillère bétique (Doblaz et Oyarzun, 1989 a et b).

Toutefois, Frizon de Lamotte et al. (1990) ont contesté ce modèle qui, selon eux, est en contradiction avec certaines données structurales et métamorphiques. Ils considèrent, contrairement à Doblás et Oyarzun (1989 a et b, 1990), que les péridotites sont des corps allochtones déracinés dont la remontée précède le charriage. Cette remontée s'accomplit antérieurement à l'épisode d'extension tardive responsable de l'ouverture de la mer d'Alboran.

Des études géophysiques récentes (Torné et al., 1992) militent cependant en la faveur d'un amincissement crustal dans la mer d'Alboran et d'un déracinement des péridotites bético-rifaines. Ce déracinement serait une des conséquences d'une extension contemporaine à l'édification de l'arc de Gibraltar.

Morley (1992) confirme, à partir de données sismiques, l'amincissement crustal sous la mer d'Alboran, et l'attribue soit à une phase extensive (pré-Miocène) soit à une délamination de la croûte inférieure probablement par une subduction (Oligocène). Le scénario proposé par cet auteur comprend :

- * un charriage vers l'Ouest et le Sud-Ouest à la suite d'une collision entre les plaques d'Alboran et d'Afrique qui sont à leur tour entrées en collision avec la plaque Ibérique,

- * une délamination complète de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique sous la plaque d'Alboran (Oligocène moyen-Miocène supérieur). La mise en place postérieure de l'asthénosphère chaude sous cette plaque amincie a entraîné une remontée du manteau et un métamorphisme haute température-basse pression,

- * le refroidissement de ce manteau asthénosphérique est à l'origine d'un bassin lié à l'affaissement dans la partie occidentale d'Alboran et d'un charriage intense (Miocène moyen-Pliocène).

Des études pétrologiques et géochimiques (Kornprobst et al., 1987, 1989; Pearson et al., 1989, 1991, 1993; Davies et al., 1993) montrent que certaines pyroxénites à grenat intercalées dans les péridotites bético-rifaines héritent d'une étape océanique ancienne et témoignent d'une histoire profonde (présence de diamant graphitisé dans l'auréole kinzigitique des péridotites et dans certaines pyroxénites à grenat; anomalie en Eu; données de $\delta^{18}O$; estimations thermo-barométriques; ...). Un modèle a été proposé dans ce sens par Davies et al. (1993) qui suggèrent une remontée initiale des péridotites à partir du champ de stabilité du diamant (environ 150 Km).

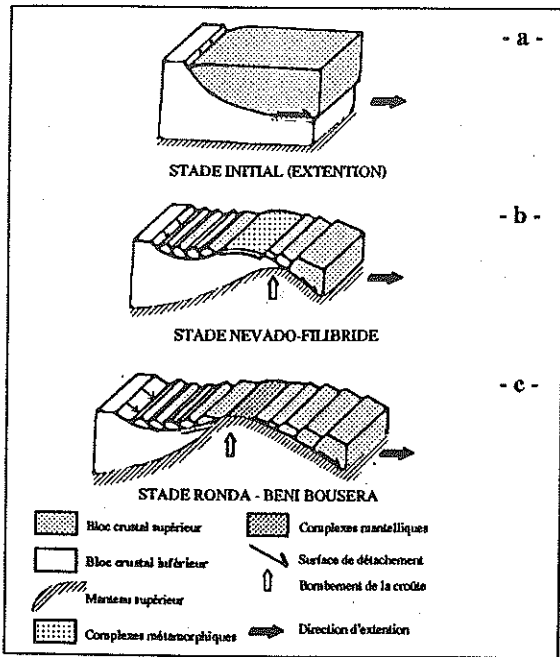
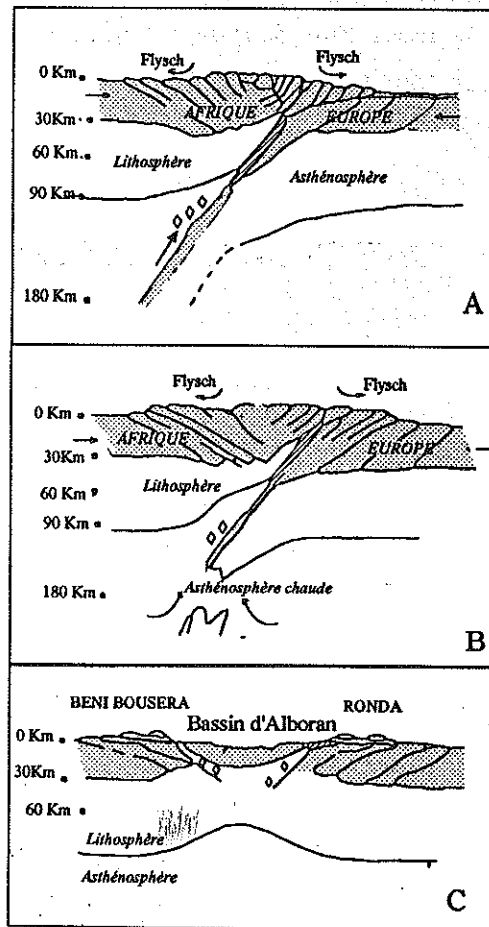


Figure 26 : Schéma d'évolution d'un système de détachement extensionnel (Doblas et Oyarzun, 1989a)

- a : Dénudation tectonique, réajustement isostatique.
- b : Exhumation de complexes métamorphiques.
- c : Exhumation des complexes mantelliques

Figure 27 : Schéma d'évolution de la partie occidentale de la Méditerranée (Davies et al., 1993).

- A : Formation des faciès métamorphiques HP-BT durant la collision continentale à ~ 85 Ma et mise en place des nappes.
- B : Détachement de la plaque subductée à ~ 20 Ma.
- C : Refroidissement et subsidence. Retour vers un équilibre isostatique et dénudation des massifs ultrabasiques.



Le scénario envisagé (fig. 27) débute par la collision entre l'Europe et l'Afrique vers 85 Ma. Cette collision est à l'origine des faciès métamorphiques haute pression-basse température et de la mise en place tardive des nappes (fig. 27A). Cette évolution s'est poursuivie par le détachement de la plaque subductée (Zeck et al., 1992) à environ 20 Ma comme conséquence d'un second déversement des nappes et d'une remontée rapide de l'asthénosphère chaude (fig. 27B). Le refroidissement et la subsidence de la lithosphère ont provoqué la formation du bassin d'Alboran (fig. 27C). Le retour vers un équilibre isostatique des bordures de ce bassin a permis la remontée finale et la dénudation des massifs ultrabasiques.

La découverte des roches métamorphiques HP-BT dans les Alpujarrides (par ex. Goffé et al., 1989; Tubias et Gil Ibarguchi, 1991) et récemment dans les Sébides (Bouybaouene, 1993; Bouybaouene et al., 1995), témoignant de conditions de métamorphisme correspondant à celles des faciès schistes bleus et éclogites, conforte l'idée de subduction. Ces roches reflètent, selon Bouybaouene (1993), un épisode de collision continent-continent avec enfouissement à des profondeurs variables lors de la subduction.

VI - ASPECT METALLOGENIQUE

VI-1. - Description

La nature et les caractéristiques des minéralisations associées aux massifs ultrabasiques bético-rifains sont résumées dans le tableau 13, d'après l'étude détaillée de Gervilla (1990). Les descriptions de ces minéralisations découlent du travail de cet auteur.

Type	Minéralisations de chromite	Minéralisations de chromite et d'arséniures de Ni	Minéralisations de sulfures et de graphite
Paragénèse principale des minerais	* chromites * faible proportion (< 2%) arséniures de Ni (mauchérite)	* chromites * arséniures de Ni (nickeline ± mauchérite ± loellingite riche en Ni)	* sulfures de Fe-Cu-Ni * ± graphite * rares chromites (10%) * quelques traces d'arséniures et de sulfo-arséniures de Ni et/ou de Co et d'oxydes de Ti
Gangue	Opx et/ou Cpx	pyroxènes et/ou cordiérite localement plagioclase-phlogopite	pyroxènes, plagioclase et phlogopite
Gisement	"pods" ou filons (épaisseur < 1.5 m)	filons ou couches de faible dimension (< 0.5 cm d'épaisseur et 20-50 cm d'extension latérale)	filons, masses irrégulières ou lenticulaires liés aux zones de fractures
Localisation	faciès lherzolite à plagioclase	faciès lherzolite à spinelle et faciès lherzolite à grenat	
Conditions P-T	10 Kb, 1200 °C	< 7-8 Kb, 800 °C	400-500 °C

Tableau 13 : Caractéristiques pétrographiques des minéralisations associées aux massifs ultrabasiques bético-rifains.

* *Minéralisations de chromite* : elles s'observent uniquement dans le faciès lherzolite à plagioclase du massif de Ronda. Elles sont souvent parallèles à la foliation des péridotites, déformées et entourées d'une fine bande dunitique (20-30 cm). Localement, elles peuvent s'associer à des bancs d'orthopyroxénites. Leur paragénèse comprend de la chromite magnésienne et chromifère, de l'Opx riche en Mg et pauvre en Al (En_{95} - En_{84}) et/ou du diopside chromifère et de rares grains d'olivine. Ces minéraux montrent une texture cumulative avec une syn-cristallisation de la chromite et de l'Opx.

* *Minéralisations de chromite et d'arséniures de Ni* : elles montrent une association minéralogique particulière à chromite vanadifère et zincifère et nickelite (± mauchérite, loellingite,...) dans des proportions variables. Ces minéraux offrent une texture affectée par une déformation à haute température concordante ou discordante par rapport à la foliation.

* *Minéralisations de sulfures et graphite* : elles sont surtout liées aux zones cataclasiques. Les sulfures sont constitués essentiellement de pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite et cubanite auxquels s'associent du graphite et de la chromite accessoire. Depuis le faciès lherzolite à spinelle jusqu'au faciès lherzolite à grenat, on assiste à une croissance du rapport (sulfures/graphite) et à une diminution des teneurs en Mg de la chromite.

VI-2. - Origine et évolution magmatique

La distribution de ces trois types de minéralisations est liée à la répartition des différents faciès lherzolitiques observés à Ronda et à Beni Bousera : les minéralisations de chromite se rencontrent dans le faciès lherzolite à plagioclase alors que les deux autres sont associées aux faciès lherzolite à spinelle et lherzolite à grenat avec toutefois une évolution minéralogique et chimique en allant du sous-faciès Seiland au sous-faciès Ariégite. Beaucoup d'auteurs attribuent une origine magmatique à ces minéralisations en relation pétrogénétique avec les roches mantelliques encaissantes (Leblanc, 1986; Leblanc et Johan, 1986; Lorand, 1987a; Leblanc et Gervilla, 1988; Gervilla, 1990; Gervilla et Leblanc, 1990; Leblanc et al., 1990). Les modèles s'intègrent dans l'histoire diapirique proposée par Obata (1980). L'évolution pétro-géochimique et spatiale des différents minerais arséniés et sulfurés reflète la ségrégation magmatique à haute température ($> 1300\text{ }^{\circ}\text{C}$) d'un liquide immiscible complexe, riche en As-S-Fe-Ni-Cu, durant la différenciation du liquide parental à l'origine de certaines pyroxénites (Gervilla, 1990). Au cours de la migration de ce liquide du centre vers la périphérie du diapir mantellique, les minerais ont précipité progressivement de la manière suivante :

- * la chromite et les pyroxènes (Opx et Cpx) sont les premières phases à cristalliser au coeur du diapir à environ $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ et 10 Kb,

- * un liquide riche en As et S est à l'origine des arséniures de Ni qui ont précipité avec la chromite à environ $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ et 7-8 Kb,

- * les minerais tardifs à sulfures se sont déposés avec le graphite, après la mise en place des massifs, à partir d'un liquide résiduel sulfuré ($400\text{-}500\text{ }^{\circ}\text{C}$).

CHAPITRE II :

PETROGRAPHIE DES PERIDOTITES DES MASSIFS
ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS (RONDA, BENI
BOUSERA)

Les échantillons de péridotites appartenant au massif des Beni Bousera sélectionnés pour cette étude proviennent, dans leur quasi-totalité, de la zone Nord du massif à proximité du village de Sidi Yaya Arab et accessoirement de la piste du bord de la mer Méditerranée (fig. 28). A Ronda, l'échantillonnage a été réalisé selon une coupe grossièrement N-S le long de la route C557 entre Estepona et Jubrique (fig. 29).

Les péridotites constituent le faciès pétrographique dominant (plus de 95 %) des massifs bético-rifains. Elles montrent un litage défini par l'intercalation de bancs parallèles de pyroxénites variées. Nous avons regroupé les péridotites des Beni Bousera et celles de Ronda dans un descriptif global en raison de leurs caractéristiques minéralogiques communes et relativement constantes. Les caractéristiques pétrographiques de l'ensemble de ces péridotites sont données dans l'annexe ①. On trouvera également des descriptions détaillées des faciès ultrabasiques dans Kornprobst (1969, 1974), Obata (1980), Frey et al., (1985) Saddiqi (1988) et Gueddari (1991).

I - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Les péridotites sont d'aspect variable à cassure vert olive à vert sombre voire noire selon leur degré de serpentinisation. Elles représentent un faciès à grains fins à moyens, rarement grossiers, généralement formé d'une matrice fine. Cette matrice comporte occasionnellement des gros clastes de pyroxène pouvant atteindre 9 mm et montrant parfois une nette déformation. Les quelques grains d'olivine visibles à l'oeil nu sont altérés. Le spinelle est facilement identifiable par sa couleur sombre. La serpentinisation est plus ou moins visible et affecte préférentiellement l'olivine. Elle peut envahir toute la roche sous la forme de nombreux filonnets anastomosés bruns et/ou noirs.

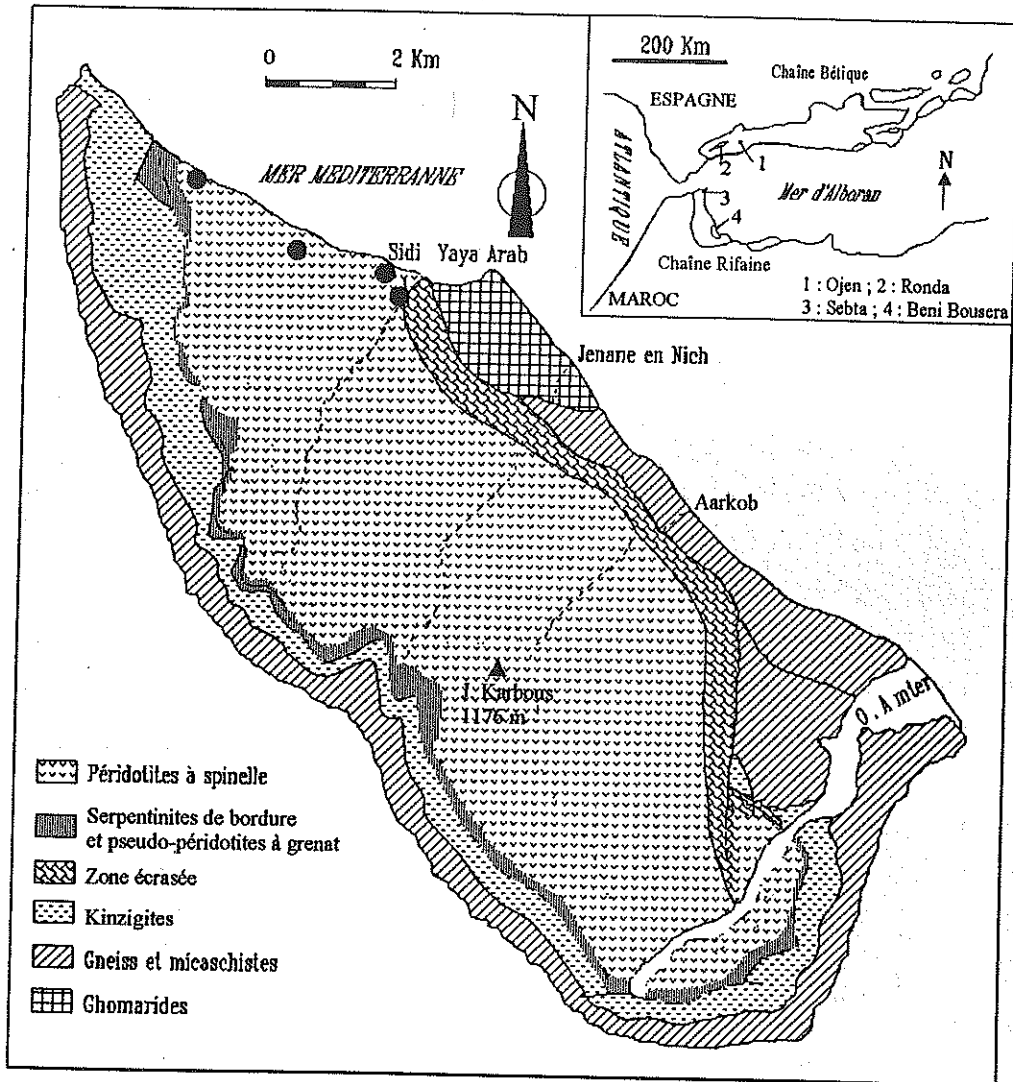


Figure 28 : Carte des Beni Bousera (Kornprobst, 1974; modifié) montrant les zones de prélèvement des différentes péridotites et pyroxénites étudiées. Les cercles correspondent aux zones d'échantillonnage. Les échantillons ont été prélevés sur place ou correspondent à des blocs éboulés. La majorité provient de zones à proximité du village de Sidi Yaya Arab.

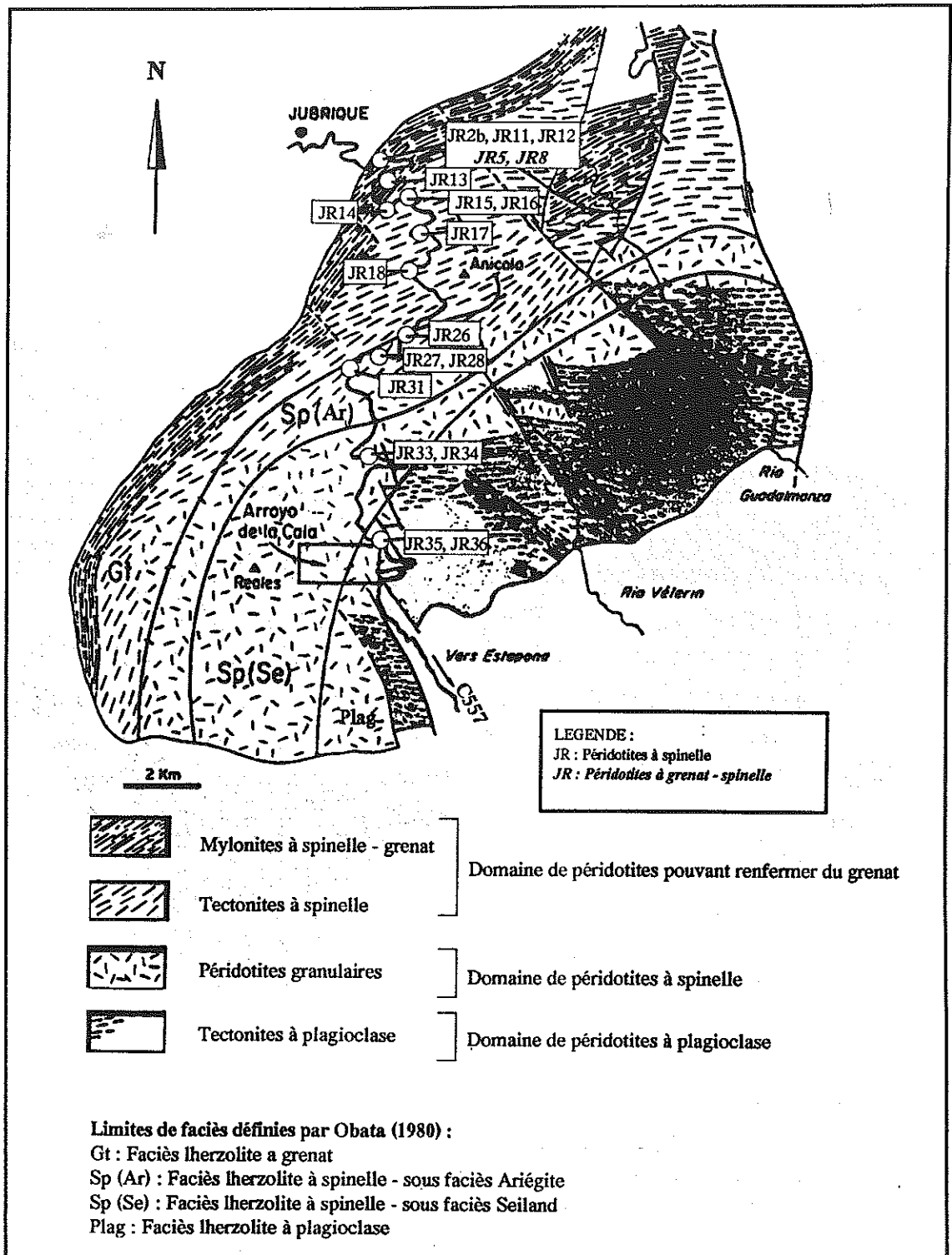


Figure 29 : Carte de Ronda (Van der Wal, 1993) montrant la localisation des différentes péridotites étudiées.

II - ASSEMBLAGE MINERALOGIQUE

Les péridotites des Beni Bousera et de Ronda sont formées des quatre phases minérales usuelles : olivine, orthopyroxène (Opx), clinopyroxène (Cpx) et spinelle. Les minéraux accessoires sont volumétriquement négligeables et comprennent du grenat, des minéraux opaques, des serpentines, et plus rarement des carbonates. A Ronda, bien que l'échantillonnage ait été réalisé dans les trois faciès de lherzolite (à grenat, à spinelle et à plagioclase) (fig. 29), la quasi-totalité des roches ultrabasiqes prélevées est de type péridotite à spinelle. La zonation définie par Obata (1980) ne semble donc qu'approximative et ne correspond pas à nos observations de terrain comme le montre d'ailleurs la carte structurale récente du massif (fig. 29) établie par Van der Wal (1993).

II-1. - Phases principales

Les grains d'olivine sont volumétriquement les plus abondants. Leur proportion diffère d'un échantillon à l'autre (grossièrement de 60 à 95 %). Ils sont de dimension variable (environ 1-5 mm), xénomorphes à joints souvent irréguliers. Exceptionnellement l'olivine peut englober quelques rares plages de spinelle. Les extinctions onduleuses et les macles mécaniques, fréquentes et bien marquées, témoignent d'une phase de déformation haute température intense. L'olivine est modérément à fortement fragmentée. La fracturation peut découper les clastes en plusieurs îlots armés de néoblastes polygonaux. La serpentinitisation tardive se manifeste à la périphérie de l'olivine ou dans son réseau de fractures.

D'après leur morphologie, les grains d'orthopyroxène (enstatite) sont de deux types. Le premier regroupe des clastes plurimillimétriques xénomorphes voire subautomorphes. Certains de ces porphyroclastes ont eu un développement poecilitique et renferment des inclusions subautomorphes de clinopyroxène, d'olivine, de spinelle et plus rarement de minéraux opaques. Ils peuvent présenter des exsolutions de clinopyroxène en bandes fines continues ou discontinues. Leur déformation est matérialisée par la présence quasi-constante d'une extinction onduleuse et de macles secondaires. Quelques clastes offrent des structures extrêmement étirées en forme cornue. Ils peuvent aussi être affectés par une fracturation tardive et une légère altération (bastitisation). La deuxième génération d'Opx, postérieure à la déformation précédente, est constituée par des néoblastes en petits grains polygonaux,

dépourvus d'inclusions. Ces néoblastes sont peu abondants et sont issus de la recristallisation des gros clastes précédents.

Les cristaux de clinopyroxène (diopside à endiopside) sont de fréquence variable selon les échantillons avec toutefois une proportion inférieure à celle de l'olivine et de l'Opx. Ils sont en petits grains, pouvant atteindre 4 mm, généralement xénomorphes. Les plus gros présentent des inclusions d'olivine, d'Opx et de spinelle ainsi que des exsolutions d'Opx en lamelles mal individualisées. Leur déformation est matérialisée par la présence d'extinctions roulantes. Les petits grains de Cpx (néoblastes) s'associent aux néoblastes d'Opx sous la forme d'une mosaïque fine dans les échantillons les plus déformés. Ces néoblastes ont des contours réguliers et sont généralement dépourvus d'inclusions et de traces de déformation.

II-2. - Phases mineures

Le spinelle existe en faible pourcentage (généralement inférieur à 3 %) mais de manière ubiquiste dans les péridotites étudiées sous forme de grains souvent inférieurs à 1 mm mais parfois plurimillimétriques. Il appartient à la paragenèse "primaire" de la roche. Il est caractérisé par une forme et une couleur variable. Il est généralement brun clair à brun sombre (picotite) voire beaucoup plus rarement noir (chromite). Le spinelle s'insère dans la paragenèse des minéraux silicatés en plages interstitielles, rarement en inclusion. Il est xénomorphe à amiboïde et arrive à englober poecilitiquement les pyroxènes et l'olivine. Il est moins affecté par la fracturation et l'altération que les autres phases minérales.

Malgré leur rareté, les phases opaques s'observent souvent dans les échantillons étudiés. Elles sont surtout en inclusion ou à la jonction des pyroxènes et de l'olivine et correspondraient à des phases précoces ("primaires"). Il s'agit de divers sulfures composés principalement de pyrrhotite, pentlandite et chalcopyrite (Kornprobst, 1974; Lorand, 1983, 1985). Une faible fraction de phases opaques peut s'associer au spinelle ou se concentrer dans les niveaux serpentinisés sous forme de grains ou de fines ponctuations (magnétite secondaire liée à la serpentinitisation, quelques sulfures "primaires" remobilisés).

La serpentinitisation engendre des minéraux du groupe des serpentines dont l'identification est délicate par voie optique. On rencontre beaucoup plus rarement des carbonates et du talc dans certaines fissures et occasionnellement des amphiboles en grains inframillimétriques au voisinage des pyroxènes.

En plus des phases minérales que l'on vient de décrire, un échantillon des Beni Bousera (BS16) et deux de Ronda (JR5, JR8) montrent du grenat en quantité très restreinte (< 2 %). Ces échantillons ont été prélevés à la bordure des deux massifs. Le grenat apparaît parfois macroscopiquement dessinant des structures "oeillées". Il se présente sous deux formes :

- en petits grains ovoïdes parfois totalement kélyphitisés et remplacés par une masse symplectitique fibro-radiée où un spinelle secondaire prend naissance,
- en gros grains (3 à 5 mm) fracturés et parcourus ou entourés d'auréoles kélyphitiques ainsi que d'une mosaïque à pyroxènes et olivine.

Du spinelle brun se développe à la faveur de la kélyphitisation et a parfois tendance à remplacer le grenat.

Certains grains de grenat peuvent se présenter en coronite autour du spinelle, ce qui suppose une origine tardive par rapport à celui-ci.

III - CONCLUSION

Les péridotites des Beni Bousera et celles de Ronda montrent des caractères pétrographiques, structuraux et texturaux communs. La paragenèse minérale "primaire", représentée par olivine-Opx-Cpx-spinelle rattache ces roches au faciès lherzolite à spinelle. On peut noter par ailleurs que le plagioclase n'a cependant pas été observé dans les quelques péridotites de Ronda échantillonnées dans la zone du faciès lherzolite à plagioclase (fig. 29) définie par Obata (1980). De même, les ultrabasites prélevées dans la zone du faciès lherzolite à grenat contiennent souvent du spinelle. Ces observations indiquent que la cartographie du massif de Ronda établie par Obata (1980) est approximative et doit être prise avec précaution.

L'analyse microscopique montre l'existence de fortes variations de composition modale d'un échantillon à l'autre (annexe ①). Ces variations permettent de définir une évolution pétrographique lherzolite-harzburgite-dunite caractérisée par une augmentation de la proportion de l'olivine au dépens de celle des pyroxènes. Une paragenèse à sulfures primaires de fréquence mineure (≈ 0.03 % en moyenne) fait partie de l'assemblage à olivine-Opx-Cpx-spinelle (Lorand, 1983).

L'ensemble des péridotites offre une texture porphyroclastique grossière pouvant évoluer vers une texture granoblastique (texture granoporphyroclastique). Le passage progressif d'une texture porphyroclastique à une texture granoblastique est matérialisé par le développement d'une mosaïque entre les porphyroclastes. En effet, les gros clastes d'olivine et de pyroxène baignent dans un fond finement recristallisé. Les fréquentes exsolutions, essentiellement lamellaires, des porphyroclastes de pyroxène témoignent d'une instabilité au cours de leur

évolution. Beaucoup plus tardivement, les péridotites ont subi des phases de déformation (orientation de certains clastes, extinctions roulantes, macles mécaniques) et de fracturation (fragmentation et morcellement des clastes).

L'altération et la serpentinitisation débutantes ont engendré tardivement le développement de minéraux des serpentines et, plus rarement, de carbonates dans le réseau de fractures.

CHAPITRE III :

DIFFERENCIATION DES PGE ET DE L'OR AU COURS DE LA FUSION PARTIELLE DU MANTEAU : EXEMPLE DES MASSIFS ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS (RONDA, BENI BOUSERA)

I - NATURE RESIDUELLE DES PERIDOTITES

I-1. - Eléments majeurs

Les analyses des éléments majeurs des péridotites étudiées ont été effectuées par fluorescence X (XEDS) au Laboratoire de Géochimie de Grenoble. Les concentrations obtenues et le rapport $[Mg] [= (100 \times Mg)/(Mg + Fe^{2+})]$ ont été calculés sur base anhydre et sont donnés dans l'annexe ②. Les valeurs de perte au feu varient de 0 à 13.7 %. Elles montrent que les péridotites sont altérées de façon hétérogène. Cette altération se manifeste essentiellement par la serpentinitisation de l'olivine. De prime abord, elle n'affecte pas de façon apparente les teneurs en éléments majeurs de l'ensemble des péridotites (absence de corrélation entre les éléments majeurs et la perte au feu).

Les péridotites offrent une large fourchette de composition comparable entre les roches de Ronda et celles des Beni Bousera (tableau 14).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOtot	MgO	CaO	Na ₂ O	TiO ₂
Ronda	43.86-47.32	0.88-4.71	7.06-8.81	37.01-46.21	0.34-3.65	0.02-0.38	0-0.19
Beni Bousera	43.61-46.1	0.73-4.44	7.23-8.58	37.12-47.4	0.48-3.19	0.03-0.25	0.01-0.2

Tableau 14 : Gamme de composition en éléments majeurs (en %) (base anhydre) des péridotites de Ronda et des Beni Bousera étudiées.

Les variations des abondances en oxydes reflètent les proportions modales en pyroxènes et olivine des échantillons. En effet, l'examen minéralogique et les analyses des majeurs montrent l'existence d'une séquence évolutive lherzolite-harzburgite-dunite s.l. qui se traduit pétrographiquement par l'augmentation du rapport olivine/Cpx et géochimiquement par une élévation des teneurs en MgO et une diminution de celles en Al_2O_3 , CaO, TiO_2 et Na_2O .

Ces observations permettent de distinguer grossièrement trois types pétrographiques de péridotites (tableau 15) :

	type 1		type 2	type 3	Estimation du manteau primitif		
	Lherzolites à spinelle	Lherzolites à spinelle-grenat	Harzburgites à spinelle s.l.	Dunites à spinelle s.l.	Ronda*	Xénolites**	Pyrolite***
Echantillon	8 échantillons	3 échantillons	5 échantillons	11 échantillons			
Al_2O_3 (%)	2.55-4.44	2.76-4.71	1.5-2.62	0.73-1.77 (1)	3.91	3.97	4.45
MgO (%)	37.12-42.68	37.01-41	40.39-43.38	43.01-47.42 (2)	37.97	38.3	37.8
CaO (%)	2.5-3.44	2.55-3.65	1.98-2.49	0.34-1.66	3.51	3.5	3.55
MgO/Al_2O_3	8.37-16.76	7.85-14.86	16.32-26.84	25.09-65.04 (1)	9.71	9.64	8.49
[Mg]	88.52-90.18	88.79-89.83	89.73-90.67	89.37-92.11	89.1	89.72	89.32

Tableau 15 : Fourchette de variation de la composition dans les différents termes péridotitiques étudiés (les analyses sont données en annexe ②).

(1) : JR2b et JR33 ne sont pas considérés; (2) JR2b n'est pas considéré; * : Lherzolite à spinelle R 717 de Ronda (Frey et al., 1985); ** : Xénolites de lherzolite à spinelle (Jagoutz et al., 1979); *** : Modèle de pyrolite de McDonough et Sun (1995).

* les lherzolites à spinelle, ou à spinelle-grenat ($CaO \geq 2.5 \%$), sont marquées par une composition en éléments majeurs relativement proche de celle estimée pour le manteau supérieur primitif à partir des lherzolites à spinelle "fertiles" de Ronda ou des xénolites de lherzolite à spinelle des basaltes alcalins (tableau 15),

* les harzburgites à spinelle s.l. ($1.9 \% < CaO < 2.5 \%$) montrent des teneurs faibles en alumine et en chaux et relativement élevées en magnésie,

* les dunites à spinelle s.l. ($CaO < 1.7 \%$) constituent les roches les plus magnésiennes (jusqu'à 47.42 %) et les moins alumino-calciques des péridotites échantillonnées.

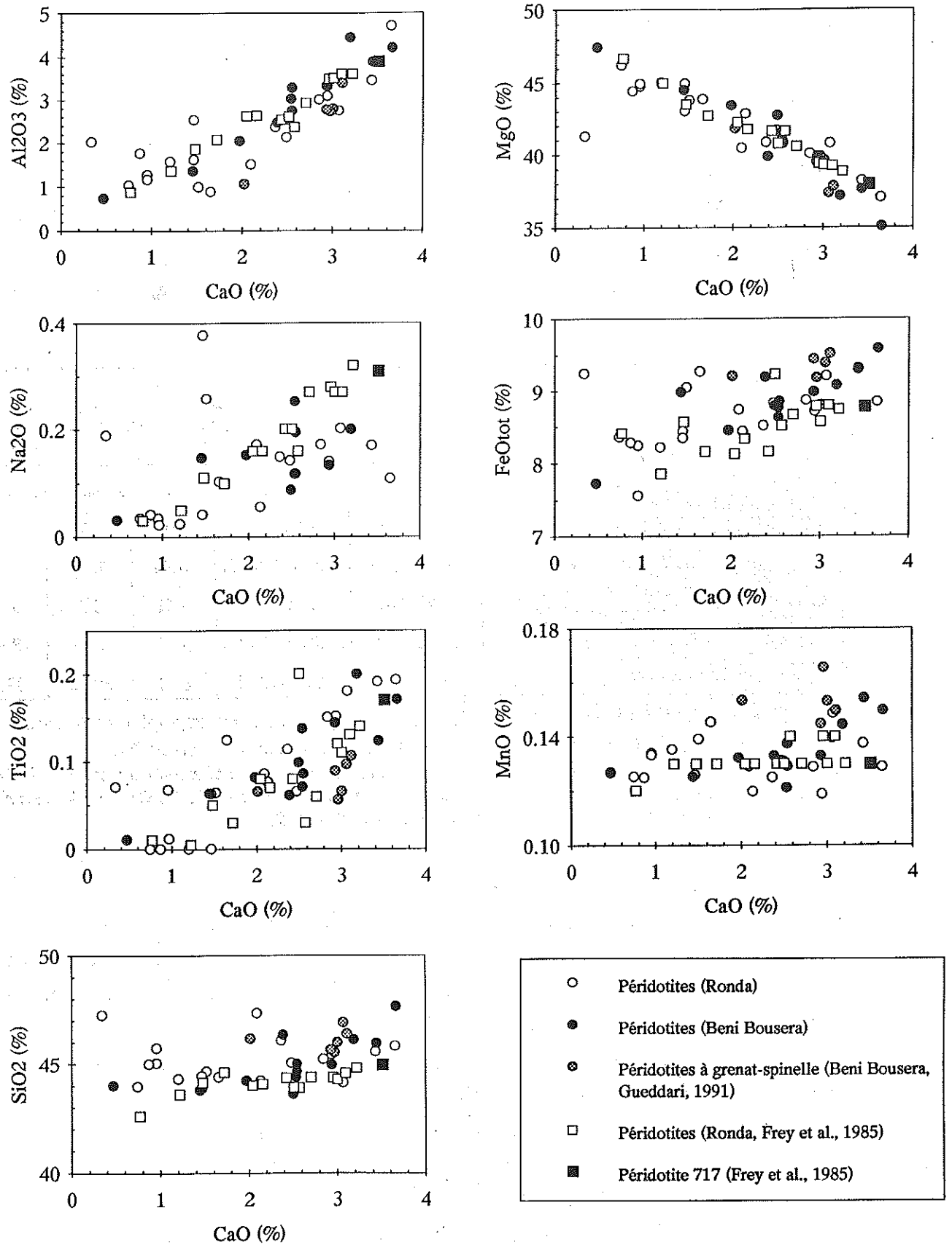


Figure 30 : Diagrammes de variation des teneurs en oxydes en fonction des teneurs en CaO dans les péridotites de Ronda (Frey et al., 1985 et ce travail) et des Beni Bousera (Gueddari, 1991 et ce travail).

Cette évolution pétro-géochimique des péridotites est illustrée par les diagrammes multi-éléments de la figure 30. Dans ces diagrammes, la chaux^(*) offre une corrélation positive avec Al_2O_3 , Na_2O et TiO_2 et négative avec MgO . On note un passage progressif des péridotites relativement fertiles aux péridotites réfractaires pauvres en Cpx. Ceci se traduit chimiquement par une évolution depuis les compositions les plus alumino-calciques et les moins magnésiennes vers celles les plus appauvries en CaO et en Al_2O_3 mais riches en MgO . Une corrélation positive sub-linéaire est aussi remarquée pour les teneurs en FeO_{tot} .

SiO_2 et MnO montrent des concentrations indépendantes de celles en CaO (fig. 30). Ces oxydes offrent des concentrations sensiblement constantes et ne semblent donc pas très sensibles à l'extraction basaltique.

Le rapport $[\text{Mg}]$ défini précédemment varie entre 88.5 et 92.1 et montre une évolution caractérisée - à quelques rares exceptions près - par des valeurs de plus en plus grandes en allant des lherzolites peu différenciées aux dunités s.l. (tableau 15). Les valeurs de $[\text{Mg}]$ sont proportionnelles à l'abondance de l'olivine dans les péridotites et seraient presque similaires à la composition Fo de ce minéral selon Frey et al. (1985). Une évolution similaire est illustrée par le rapport $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ dont les valeurs sont largement supérieures au rapport $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ d'un manteau primitif (tableau 15).

La corrélation linéaire négative entre le rapport $[\text{Mg}]$ et les teneurs en chaux (fig. 31) est en accord avec le modèle de l'extraction magmatique, en raison de la grande sensibilité du Cpx au processus de fusion mantellaire contrairement à l'olivine qui se concentre dans le résidu. Il en résulte des résidus réfractaires pauvres en Cpx et riches en olivine dont le rapport $[\text{Mg}]$ croît parallèlement au taux de fusion.

Le caractère géochimique des péridotites bético-rifaines concorde avec une ou plusieurs phases de fusion partielle à taux variables. Les concentrations en éléments majeurs et le rapport $[\text{Mg}]$ sont des indicateurs qualitatifs des degrés de fusion : les teneurs en CaO , Al_2O_3 , Na_2O et TiO_2 des péridotites diminuent en allant des faciès peu déprimés aux faciès réfractaires par opposition aux concentrations en MgO et au rapport $[\text{Mg}]$.

^(*)On a choisi ici volontairement le CaO étant donné que le Cpx est la phase minérale calcique des assemblages minéralogiques de nos échantillons. Or, les travaux de pétrologie expérimentale (Green et Ringwood, 1967; Kushiro, 1969 par exemple), ont montré qu'au cours de la fusion d'une péridotite, le Cpx est la première phase à disparaître. Le CaO peut donc être pris comme indicateur qualitatif de la progression de la fusion (ses concentrations diminuent quand le taux de fusion augmente).

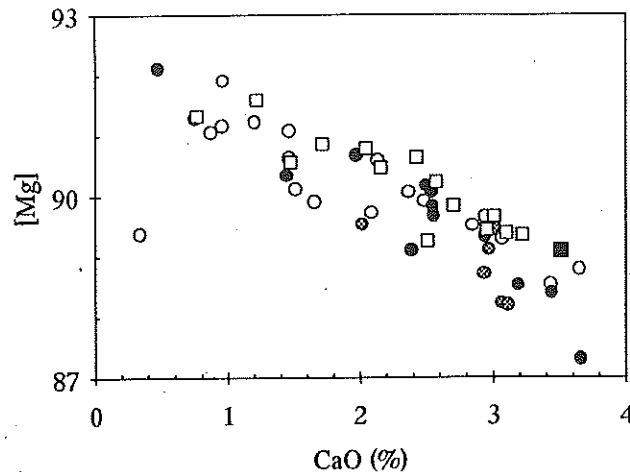


Figure 31 : Evolution du rapport [Mg] en fonction des teneurs en CaO.
La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

Pour plus de commodité, et en raison de l'existence d'un continuum géochimique dans la composition des échantillons sélectionnés, nous avons préféré utiliser ici une "typologie géochimique", basée sur les teneurs en CaO (tableau 15), plus adaptée à l'étude des PGE. Nous avons donc choisi pour la suite de ce travail les termes de lherzolites peu ou pas déprimées pour les péridotites riches en CaO et Al_2O_3 ($CaO \geq 2.5 \%$). Par opposition, les péridotites déprimées (dunites s.l.) correspondent aux échantillons les plus appauvris en ces oxydes ($CaO < 1.7 \%$) mais les plus riches en MgO. Les péridotites modérément déprimées (harzburgites s.l.) ont une composition en éléments majeurs intermédiaire entre ces deux termes ($1.9 \% < CaO < 2.5 \%$).

I-2. - Eléments traces

Les éléments traces de l'ensemble des péridotites étudiées ont été dosés par fluorescence X (XRF) à l'Université Claude Bernard (Lyon). Les concentrations sont présentées dans l'annexe ②.

Comme pour les éléments majeurs, les concentrations en éléments traces sont portées en fonction des abondances en CaO (fig. 32 et 33). Les abondances en Ni et Co sont assez variables et montrent généralement une tendance évolutive à pente négative avec le CaO (fig. 32). Les teneurs en Ni sont supérieures à celle de la lherzolite "primitive" R717 (1920 ppm) de Frey et al. (1985) et croissent généralement dans les péridotites déprimées. La variation des concentrations en Ni parallèlement aux valeurs du rapport [Mg] (fig. 32) suggère un piégeage du Ni dans les résidus mantelliques et un fort partage de cet élément dans l'olivine.

Le Co présente des concentrations qui oscillent autour de la valeur de la lherzolite R717 avec néanmoins une tendance évolutive à pente négative en fonction de CaO (fig. 32). Ce comportement de Ni et Co dans l'ensemble des péridotites confirme leur caractère compatible avec un coefficient de partage péridotite/liquide silicaté supérieur à 1 (tableau 16).

Élément	Co	Cr	Cu	Sr	Zr
Coefficient de partage	1.2	2.2	0.05	0.02	≈ 0.03

Tableau 16 : Coefficients de partage péridotite/liquide silicaté proposés par Frey et al. (1985) pour les péridotites de Ronda.

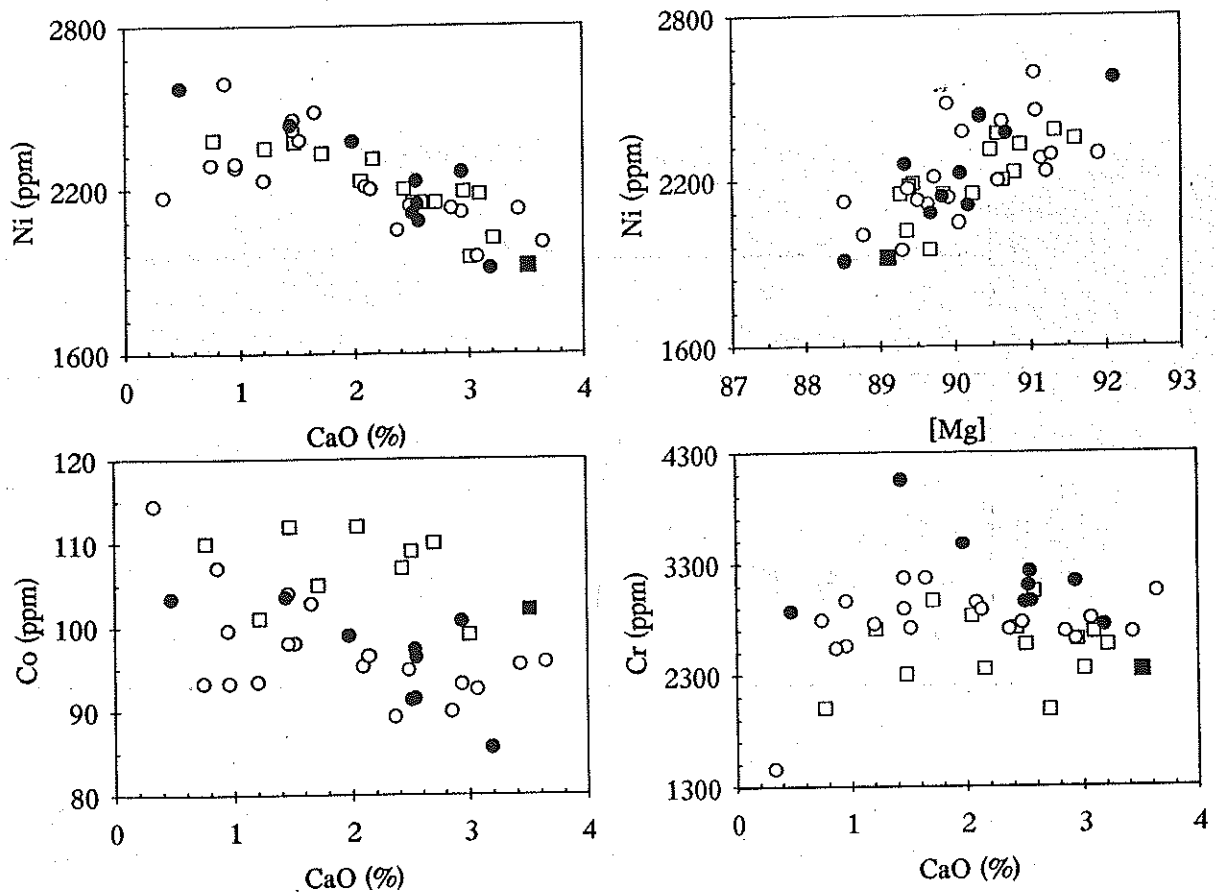


Figure 32 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Ni, Co et Cr) en fonction des teneurs en CaO et des teneurs en Ni en fonction du rapport [Mg] dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera. La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

En revanche, malgré sa nature réfractaire, le Cr montre une dispersion indépendante des teneurs en CaO (fig. 32). L'absence de linéarité entre Cr et CaO est vraisemblablement liée aux compositions modales et/ou à la distribution hétérogène, selon les roches, des spinelles voire des Cpx, minéraux qui concentrent préférentiellement le Cr.

Kurat et al. (1980) soulignent la nature plutôt magmaphile du Cr et expliquent les faibles concentrations trouvées dans les basaltes par une précipitation précoce du Cr à partir des liquides anatectiques. Cette hypothèse est aussi admise pour expliquer les minéralisations de chromite décrites à Ronda (Gervilla, 1990; Leblanc et al., 1990). Cependant, les concentrations en Cr généralement supérieures à celle du manteau primitif et le grand coefficient de partage péridotite/liquide silicaté du Cr (tableau 16), ainsi que la nature chromifère des spinelles dans les péridotites déprimées, penchent vers une rétention de cet élément au cours de la fusion partielle.

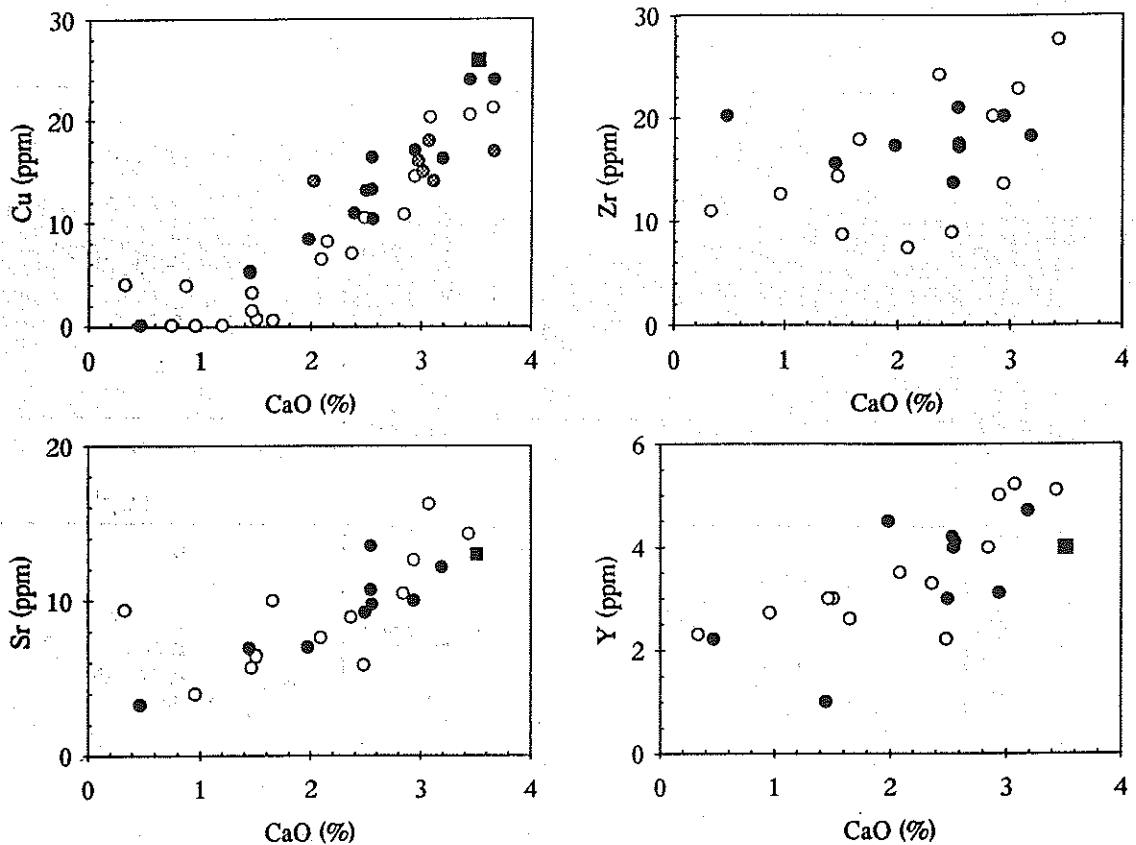


Figure 33 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Cu, Zr, Sr et Y) en fonction des teneurs en CaO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera. La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

Contrairement au Ni et Co, le Cu, le Sr et l'Y offrent des corrélations positives avec le CaO (fig. 33). Dans le cas du Zr, la corrélation est beaucoup moins nette en raison des concentrations disparates dans certaines péridotites. A l'exception de quelques rares échantillons, les concentrations les plus faibles en ces éléments s'observent dans les échantillons les plus magnésiens et les moins aluminocalciques. Cette évolution s'accorde avec le comportement incompatible réputé de ces éléments (tableau 16).

Les teneurs en Rb et en Nb sont trop basses (≤ 2 ppm) pour prétendre à une bonne précision analytique. Elles sont données dans l'annexe ② à titre indicatif.

I-3. - Conclusion

L'ensemble des corrélations établies ci-dessus est attribué classiquement à une **origine résiduelle des péridotites suite à un ou plusieurs épisodes de fusion partielle** (Loubet et al., 1975; Loubet, 1976; Loubet et Allègre, 1982; Frey et al., 1985; Bodinier, 1989; Reisberg et al., 1991; Pearson et al., 1993,...). Antérieurement à cet (ces) épisode(s) de fusion, la source mantellique primitive dont dérive les péridotites bético-rifaines, est supposée de composition homogène et similaire à la lherzolite R717 (fig. 30 et tableau 15) de Frey et al. (1985). La gamme de composition observée pour les péridotites bético-rifaines peut être expliquée par un simple modèle de fusion partielle. Elle reflète l'existence d'une série résiduelle continue ayant subi une (des) extraction(s) basaltique(s) à taux variables. Toutefois, celle-ci ne semble pas uniforme et ubiquiste. Certaines zones des massifs ultrabasiques de Ronda et des Beni Bousera ont pu échapper à l'extraction basaltique et garder ainsi une composition proche de celle d'un manteau peu différencié. En effet, des taux de fusion entre 0 et 30 % et 5 et 35 % ont été estimés respectivement pour les péridotites de Ronda (Frey et al., 1985) et des Beni Bousera (Pearson et al., 1993).

Nous nous proposons ici de voir comment évoluent les teneurs en PGE et en Au dans les différentes péridotites au cours de ce processus de fusion.

II - DISTRIBUTION DES PGE ET DE L'OR DANS LES PERIDOTITES

II-1. - Présentation des résultats

Les PGE et l'Au ont été extraits par mes soins selon la procédure analytique décrite dans la Partie A - Chapitre II. Les concentrations ont été déterminées par ICP-MS au Service Central d'Analyse (Solaize) puis au Laboratoire de Géochimie de Grenoble et sont présentées dans l'annexe ②.

Les données de la littérature sur les concentrations en PGE et en Au dans les massifs de Ronda et des Beni Bousera sont fragmentaires. Hormis 8 péridotites de Ronda analysées par Stockman (1982), il n'existe pas, à notre connaissance, d'autres analyses sur les péridotites

bético-rifaines. Ce travail se heurte à l'absence de données comparatives; il constitue donc une référence quant à la distribution des PGE et de l'Au dans le manteau du bassin d'Alboran.

Les teneurs en PGE et en Au des péridotites bético-rifaines sont généralement de l'ordre de 10^{-3} fois celles de la Chondrite C1 (Naldrett et Duke, 1980). Les péridotites de Ronda ont une somme totale de PGE (Σ PGE) voisine de celle des Beni Bousera (13.7 à 39.5 ppb et 17.2 à 32.5 ppb respectivement). De même, les concentrations en chaque élément du groupe du platine et en Au sont cohérentes et comparables entre les deux massifs et proches de celles en Pt et en Pd déterminées par Stockman (1982) dans les péridotites de Ronda.

Comme pour les éléments majeurs et les éléments traces, les teneurs en PGE et en Au offrent une grande gamme de composition. En effet, les spectres des teneurs normalisées au manteau (Barnes et al., 1988), tracés à partir des valeurs extrêmes, définissent un large champ et illustrent l'hétérogénéité des concentrations en PGE, Au et Cu dans l'ensemble des péridotites (fig. 34).

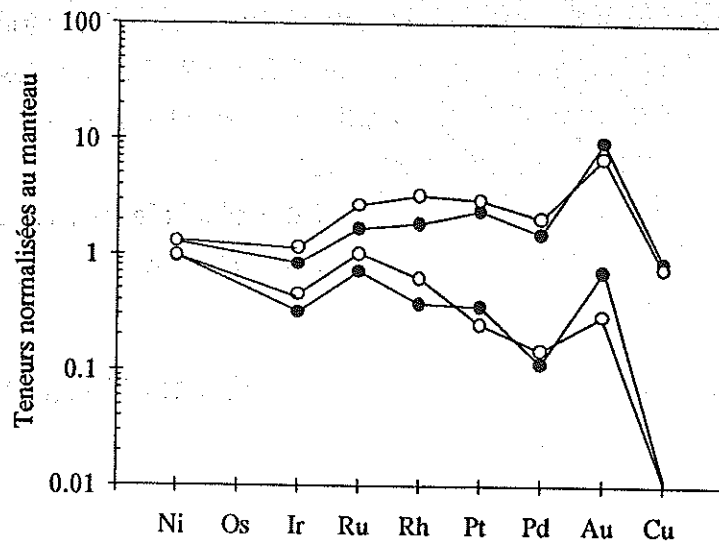


Figure 34 : Champs des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau (Barnes et al., 1988) des péridotites de Ronda (cercles blancs) et des Beni Bousera (cercles noirs).

Les abondances en Ir sont généralement deux fois moins élevées que la valeur mantellique de normalisation (4.4 ppb). Elles sont conjuguées à un enrichissement modéré en Ru. La fourchette de variation des IPGE (Ir et Ru) est, dans l'ensemble, plus restreinte que celle des PPGE (Rh, Pt, Pd) et de l'Au. La teneur en Ir normalisée au manteau $[(Ir)_{nm}]$ varie par exemple de 0.32 à 1.16 alors que $(Pd)_{nm}$ s'échelonne entre 0.11 et 2.07. Le Pt montre des concentrations contrastées qui se situent entre 2.1 et 24.8 ppb.

II-2. - Différents types de spectres

Afin de mieux visualiser l'évolution des concentrations en PGE et en Au, nous avons représenté les spectres des teneurs normalisées au manteau (Barnes et al., 1988) de l'ensemble des péridotites étudiées. Ces spectres sont représentés par groupe de péridotites dans les figures 35, 36 et 37 en fonction de la typologie établie sur la base des observations pétrographiques et des données des éléments majeurs et de certains éléments traces. Dans l'ensemble, on note une diversité morphologique des profils de distribution avec plusieurs tendances évolutives. Les spectres évoluent depuis des formes relativement plates dans les lherzolites peu ou pas déprimées, vers des formes appauvries en PPGE et en Cu dans les péridotites à caractère réfractaire.

II-2.1. - Péridotites à caractère peu ou pas déprimé ($CaO \geq 2.5 \%$)

Les lherzolites peu ou pas déprimées sont caractérisées par des spectres relativement plats et sans fractionnement notable (fig. 35). Ces spectres rappellent ceux des xénolites de lherzolite à spinelle du volcanisme intra-plaque (Jagoutz et al., 1979; Mitchell et Keays, 1981; Morgan et al., 1981; Morgan, 1986). Ils sont également comparables à ceux des lherzolites fertiles (fig. 35) de Ronda (Stockman, 1982). Cependant, l'examen des teneurs montre un léger appauvrissement systématique en Ir [(Ir)nm : 0.32-0.64]. Certains échantillons montrent parfois des valeurs anormales; ceci est le cas en particulier des péridotites JR16 et BS22 qui présentent respectivement des anomalies positive en Pt et négative en Rh. Les teneurs en Au varient du simple au triple (0.85-2.3 ppb) et sont dans l'ensemble supérieures ou proches de la valeur du manteau (1.2 ppb) de Barnes et al. (1988).

A l'exception de ces quelques rares valeurs anormales, les teneurs en PGE, Ni et Cu sont grossièrement homogènes. Elles fluctuent très peu et sont confinées autour des valeurs de normalisation.

Dans l'ensemble, la similitude des spectres de PGE de lherzolites avec ceux des lherzolites à spinelle primitives remontées en xénolites dans les basaltes alcalins (Jagoutz et al., 1979; Morgan, 1986) ou appartenant au massif de Ronda (Stockman, 1982) souligne le caractère "primitif" des lherzolites bético-rifaines. Une telle conclusion est soutenue d'une part, par un rapport (Pd/Ru)nm peu variable (0.4-1.2) avec une moyenne de 0.72 caractéristique du manteau théorique fertile (0.78) de Barnes et al. (1988) et d'autre part, par une composition en éléments majeurs voisine de celle d'un manteau non différencié.

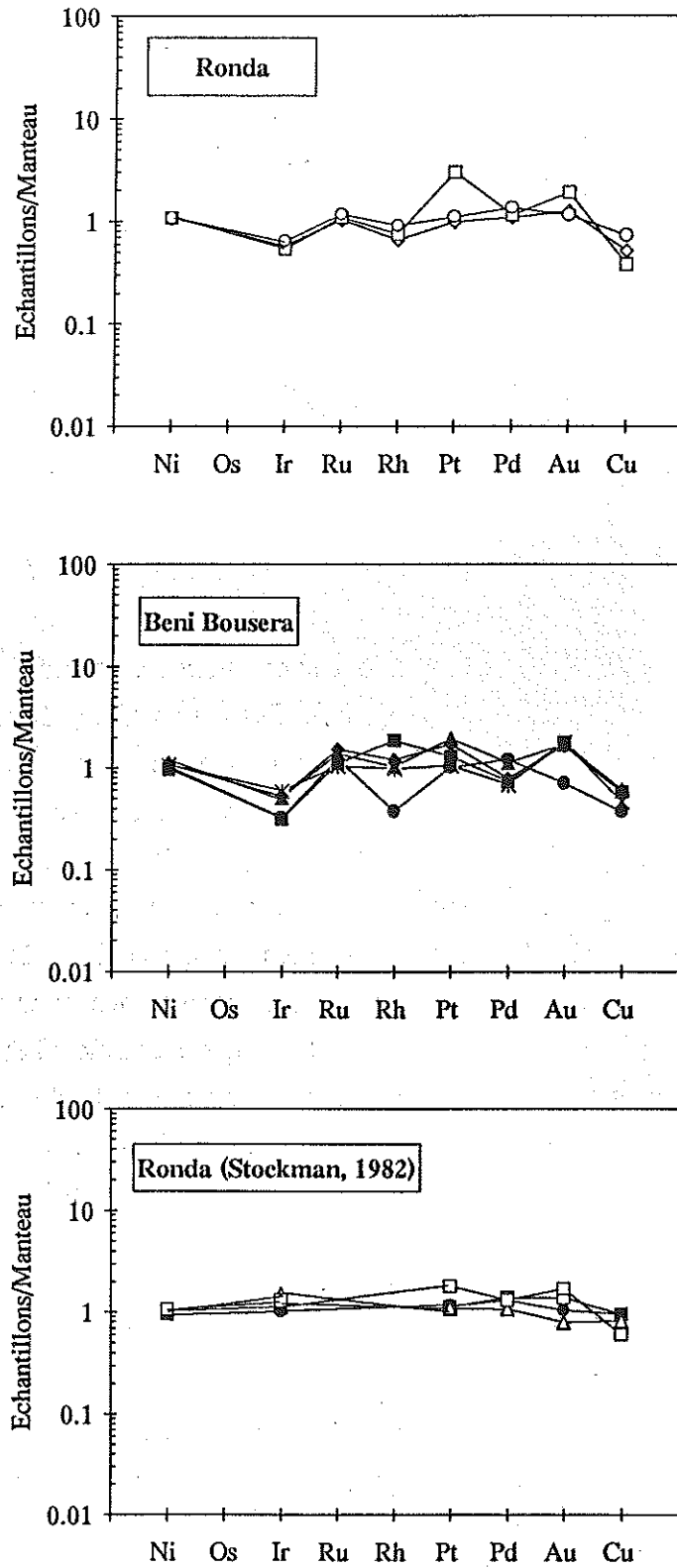


Figure 35 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des péridotites à spinelle ($\text{CaO} \geq 2.5\%$) de Ronda et des Beni Bousera comparés à ceux de Stockman (1982).

II-2.2. - Péridotites modérément déprimées (harzburgites s.l., $1.9\% < \text{CaO} < 2.5\%$)

Elles offrent des profils de distribution des PGE (fig. 36) comparables à ceux des lherzolites précédentes. Les concentrations en PGE et Ni sont assez voisines. Toutefois, on note un début d'appauvrissement en Cu. A Ronda, le Pt présente des teneurs variables qui sont parfois à l'origine de légères anomalies positives des spectres.

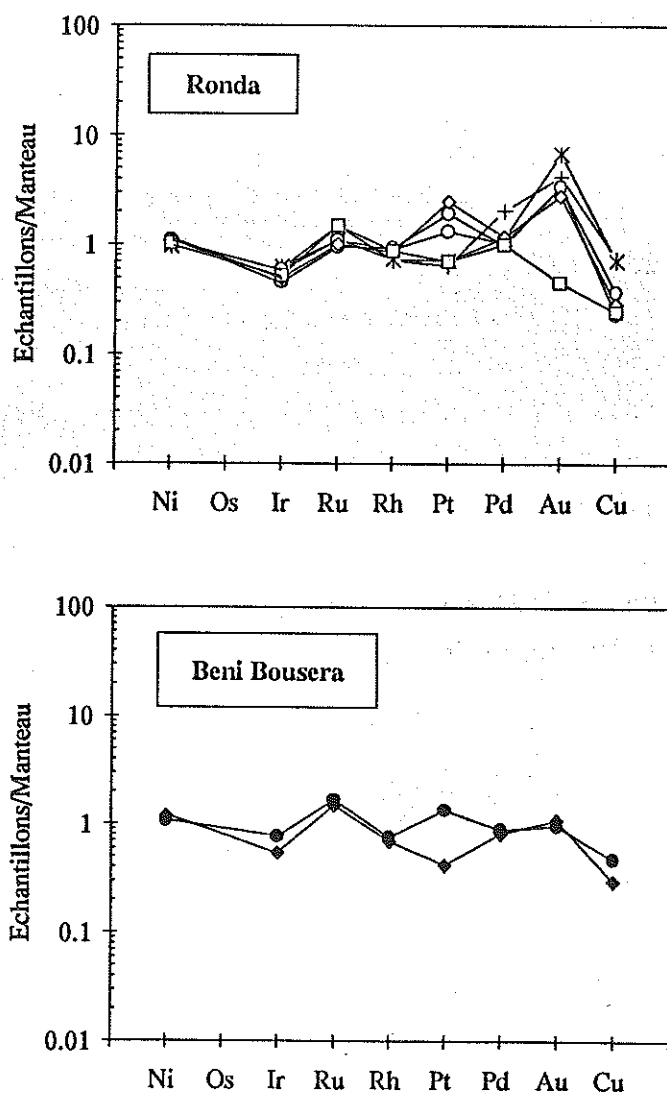


Figure 36 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des péridotites à spinelle ($1.9\% < \text{CaO} < 2.5\%$) de Ronda et des Beni Bousera.

Symboles * et + (Ronda) et * (Beni Bousera) correspondent à des péridotites à grenat-spinelle.

II-2.3. - Péridotites déprimées (*dunites s.l.*, $CaO < 1.7 \%$)

Les péridotites résiduelles montrent des spectres qui basculent vers les éléments dont les points de fusion sont les plus bas (fig. 37). Elles se différencient des autres péridotites par des teneurs en Pt, Pd et Cu basses. L'Au montre des concentrations variables et un comportement aléatoire. De même, le Rh est caractérisé par des abondances qui oscillent autour de la valeur mantellique de normalisation (1.6 ppb). Dans les deux échantillons des Beni Bousera, le Rh semble suivre la même évolution que le Pt et le Pd tandis que dans les péridotites de Ronda, cet élément semble avoir un comportement intermédiaire entre les deux sous-groupes de PGE.

II-2.4. - Conclusion

Les distributions des PGE des lherzolites fertiles et des péridotites à caractère résiduel sont parfaitement comparables à celles des xénolites de péridotite remontés par les basaltes alcalins ou des péridotites des massifs mantelliques. Quelques exemples de spectres des péridotites en xénolites et de celles des complexes alpins et ophiolitiques sont illustrés dans la figure 38. Ces données restent fragmentaires car elles ne concernent souvent que quelques éléments du groupe du platine.

La distribution des PGE et de l'Au observée dans l'ensemble des péridotites étudiées laisse supposer que l'évolution de leurs spectres est présidée par le processus de fusion partielle :

* l'évolution de la morphologie des spectres, depuis des spectres plats caractéristiques d'un manteau peu différencié vers ceux à pente négative, traduit la relation entre les teneurs en PGE, la minéralogie et la composition chimique des péridotites. L'allure des spectres dans les faciès réfractaires caractérise pétrographiquement des péridotites riches en olivine et pauvres en Cpx et à composition plus magnésienne et moins alumino-calcique.

* la nature "magnaphile" des PPGE et du Cu en fait des éléments très sensibles à l'extraction d'un liquide consécutif à la fusion partielle. Par contre, en raison de leur caractère réfractaire, l'Ir, le Ru et le Ni sont retenus dans les résidus mantelliques. Il en résulte un comportement contrasté et un découplage PPGE/IPGE à l'origine du fractionnement du rapport (Pd/Ir)_{nm}.

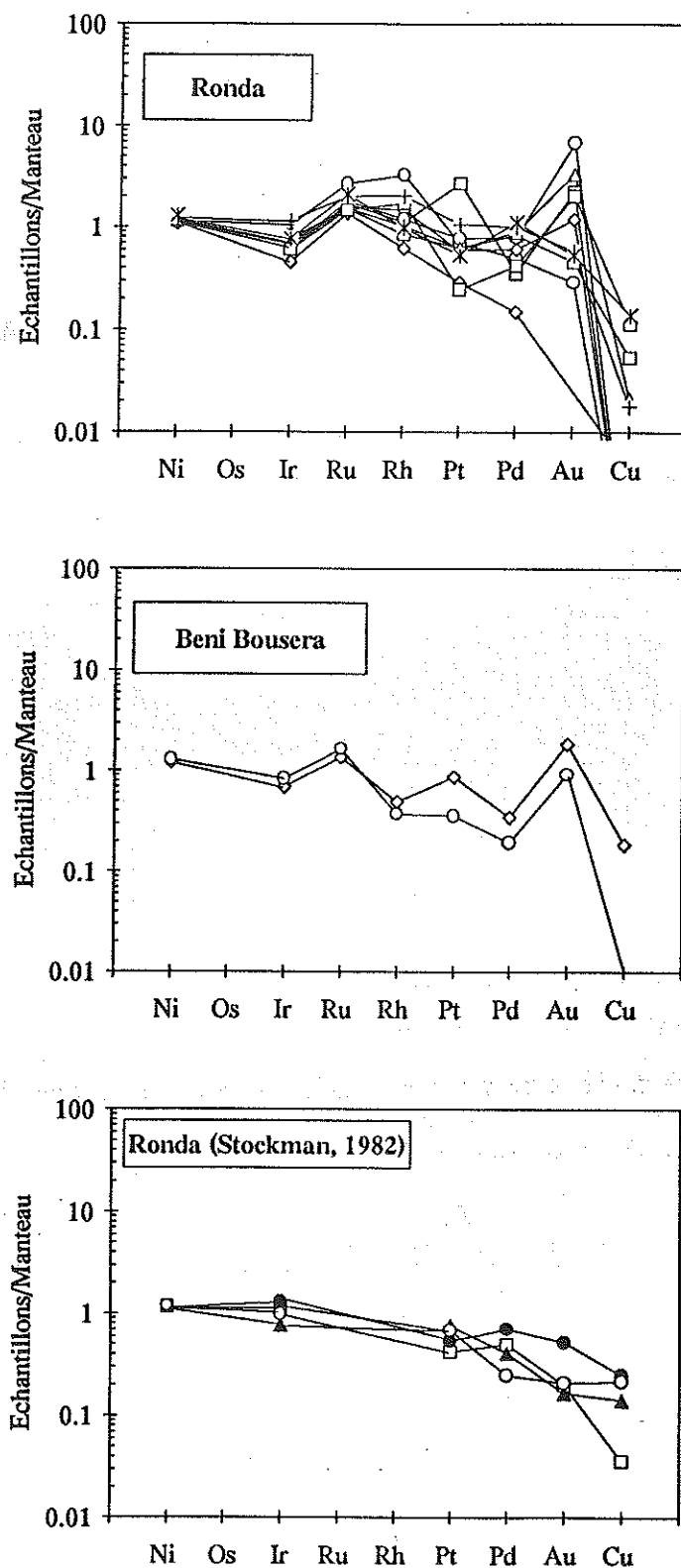


Figure 37 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des péridotites à spinelle ($\text{CaO} < 1.7\%$) de Ronda et des Beni Bousera comparés à ceux des péridotites déprimées de Stockman (1982).

*Symboles * et + correspondent aux deux péridotites JR35 et JR36 de Ronda (paragraphe III - 4).*

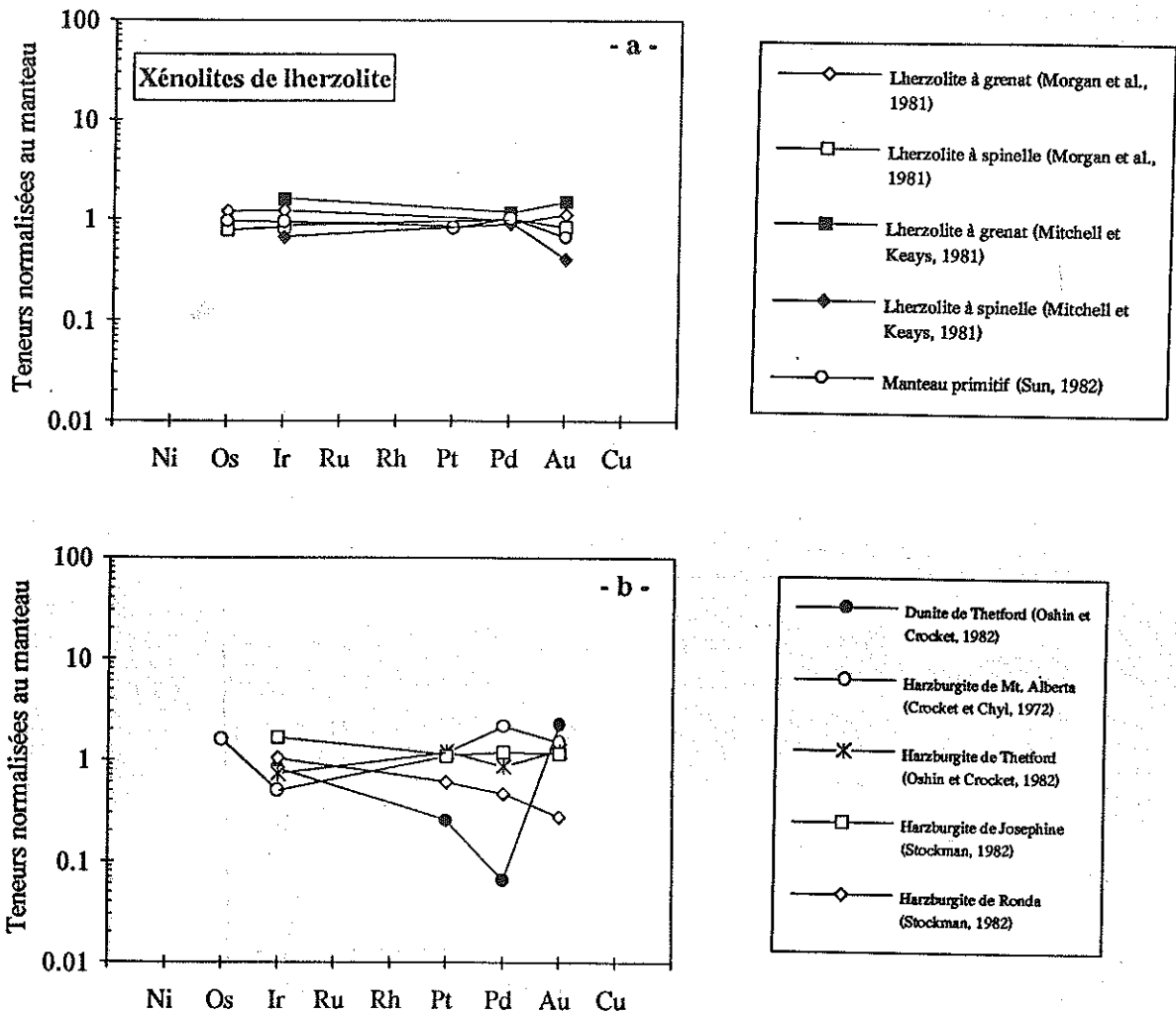


Figure 38 : Spectres des teneurs normalisées au manteau de quelques péridotites.
 a : Xénolites de lherzolite (à spinelle ou à grenat) et estimation du manteau supérieur primitif.
 b : Harzburgites et dunite des complexes alpins ou ophiolitiques (compilation de Barnes et al., 1985).

III - DISCUSSION : DIFFERENCIATION ET EVOLUTION DES PGE ET DE L'OR DANS LE MODELE DE LA FUSION PARTIELLE

La distribution des PGE et de l'Au dans les péridotites bético-rifaines étudiées montre l'existence de deux tendances évolutives :

* les spectres des péridotites fertiles ou modérément déprimées sont presque plats et s'apparentent à ceux considérés comme représentatifs d'un matériel mantellique primitif (xénolites de lherzolite à spinelle : Jagoutz et al., 1979, Mitchell et Keays, 1981; Morgan et al., 1981; lherzolites à spinelle de Ronda : Stockman, 1982),

* les spectres des péridotites déprimées sont marqués par un fractionnement lié au comportement contrasté IPGE/PPGE. Les PPGE et le Cu montrent des teneurs variables et

généralement basses. Par ailleurs, le Ni, le Ru et l'Ir sont sensiblement homogènes avec une tendance à l'enrichissement.

Cette variation de la morphologie des spectres se fait parallèlement au caractère résiduel des péridotites étudiées. Elle témoigne vraisemblablement d'un contrôle des PGE par un processus d'extraction basaltique, au même titre que les éléments majeurs et certains éléments traces. Les concentrations peu élevées en Pt, Pd et Cu dans les ultrabasites réfractaires permettent de supposer une déperdition de ces éléments par une ou plusieurs fusions partielles d'une source géochimiquement homogène. Une telle hypothèse est soutenue par le comportement réfractaire de Ni, Ir et Ru. Ces éléments ont en effet tendance à se concentrer dans les reliquats mantelliques. Ce fractionnement IPGE/PPGE semble d'autant plus accentué que le taux de fusion est élevé comme en atteste, indirectement, la bonne corrélation positive Pd/Ir-CaO (fig. 39).

Il est intéressant de noter que Reisberg et al. (1991) ont établi le rôle de la fusion partielle dans le comportement Os-Re dans le massif de Ronda. Ces auteurs ont en effet observé une forte corrélation entre les rapports $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ et [Mg] dans les péridotites. Ils mettent ainsi en évidence le comportement compatible de Os et incompatible de Re durant le processus de fusion.

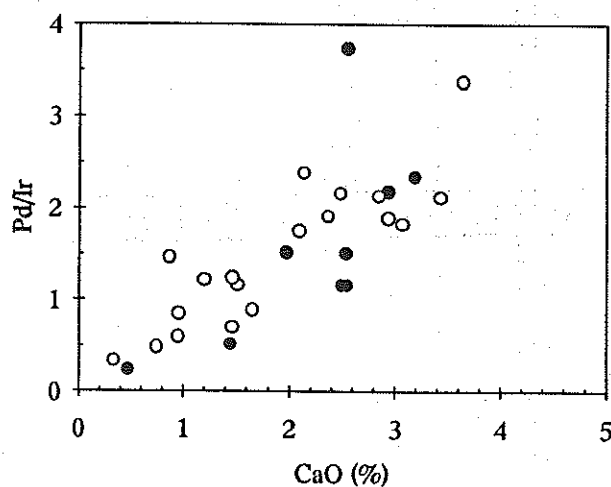


Figure 39 : Evolution du rapport Pd/Ir en fonction des teneurs en CaO des différentes péridotites de Ronda et des Beni Bousera.

La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

Cependant, si l'extraction basaltique paraît le processus fondamental gérant la distribution des PGE dans le manteau bético-rifain, les modalités de différenciation de ces éléments devront être précisées en tenant compte de la nature chalcophile des PPGE, de l'influence des conditions physico-chimiques et thermodynamiques ($f\text{S}_2$, $f\text{O}_2$, P, T) et du partage des PGE dans les différentes phases minérales. Par ailleurs, d'autres paramètres

doivent être pris en compte pour expliquer certaines variations observées. C'est notamment le cas du Rh et du Pt à Ronda et de l'Au qui paraissent se comporter de façon erratique.

Afin de cerner le rôle de chaque phase minérale des péridotites dans la distribution des PGE, nous avons effectué une séparation des minéraux sur trois échantillons [un de Beni Bousera (BS17) et deux de Ronda (JR34 et JR35)]. Cette séparation a été faite sur la fraction granulométrique 100-125 µm par des liqueurs denses puis par séparateur magnétique Frantz. Le tri final a été réalisé sous la loupe binoculaire. Les procédures d'attaque et d'analyse des PGE sont celles décrites dans la Partie A - Chapitres II et III. Les concentrations en PGE ont été déterminées par ICP-MS à Grenoble. Elles sont présentées dans le tableau 17 avec celles d'autres matériaux ultrabasiques et seront exploitées lors de la discussion.

Phase minérale	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
Péridotite à spinelle (BS17) ; Massif des Beni Bousera (ce travail)					
Olivine	0.73	0.41	n.d.	0.07	n.d.
Cpx	n.d.	n.d.	n.d.	234	n.d.
Spinelle	4.1	n.d.	n.d.	23.6	2.6
Roche totale	3	7.7	0.79	7.2	1.5
Deux péridotites à spinelle (JR34, JR35) ; Massif de Ronda (ce travail)					
Olivine (JR34)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Olivine (JR35)	0.76	n.d.	n.d.	0.53	n.d.
Opx (JR35)	6.1	1.4	1.5	92	3.3
Cpx (JR35)	3.5	n.d.	1.5	5.2	7.8
Spinelle (JR34)	0.55	n.d.	n.d.	5.1	0.35
Spinelle (JR35)	6.8	n.d.	33	27.3	32.1
Roche totale (JR34)	2.7	8.2	2.8	2.1	1.9
Roche totale (JR35)	5.1	11.3	3.3	8.9	4.5
Une péridotite à spinelle ; Massif de Lherz (Bégou, 1989)					
Olivine	< 1	< 0.5	< 0.1	< 0.5	4
Opx	< 4	< 2	< 0.5	< 0.2	67
Cpx	< 4	< 2	< 0.5	30.8	176
Spinelle	18.5	< 2	17	16.5	8
Roche totale	n. a.	5.6	1.3	< 0.5	10.5
Trois xénolites de péridotite à spinelle ; Mt Porndon (Victoria) (Mitchell et Keays, 1981)					
Olivine	0.07-0.5	n. a.	n. a.	n. a.	0.2-1
Opx	0.7-1.8	n. a.	n. a.	n. a.	2.1-2.8
Cpx	0.4-3.4	n. a.	n. a.	n. a.	1.7-6.7
Spinelle	1.1-6.3	n. a.	n. a.	n. a.	8.1-9
Roche totale	2.6-6.1	n. a.	n. a.	n. a.	4.4-7.8
Trois xénolites de péridotite à spinelle ; Kilbourne Hole (New Mexico) (Mitchell et Keays, 1981)					
Olivine	0.07-0.3	n. a.	n. a.	n. a.	0.02-0.1
Opx	0.4-0.7	n. a.	n. a.	n. a.	0.1-0.4
Cpx	0.6-0.8	n. a.	n. a.	n. a.	0.6-1.1
Spinelle	2.1-3.1	n. a.	n. a.	n. a.	0.5-1.3
Roche totale	1.1-2.5	n. a.	n. a.	n. a.	1.3-2.7

Tableau 17 : Teneurs en PGE (ppb) des phases minérales de trois péridotites étudiées comparées à celles d'autres péridotites. n.d.: non détecté, n.a.: non analysé.

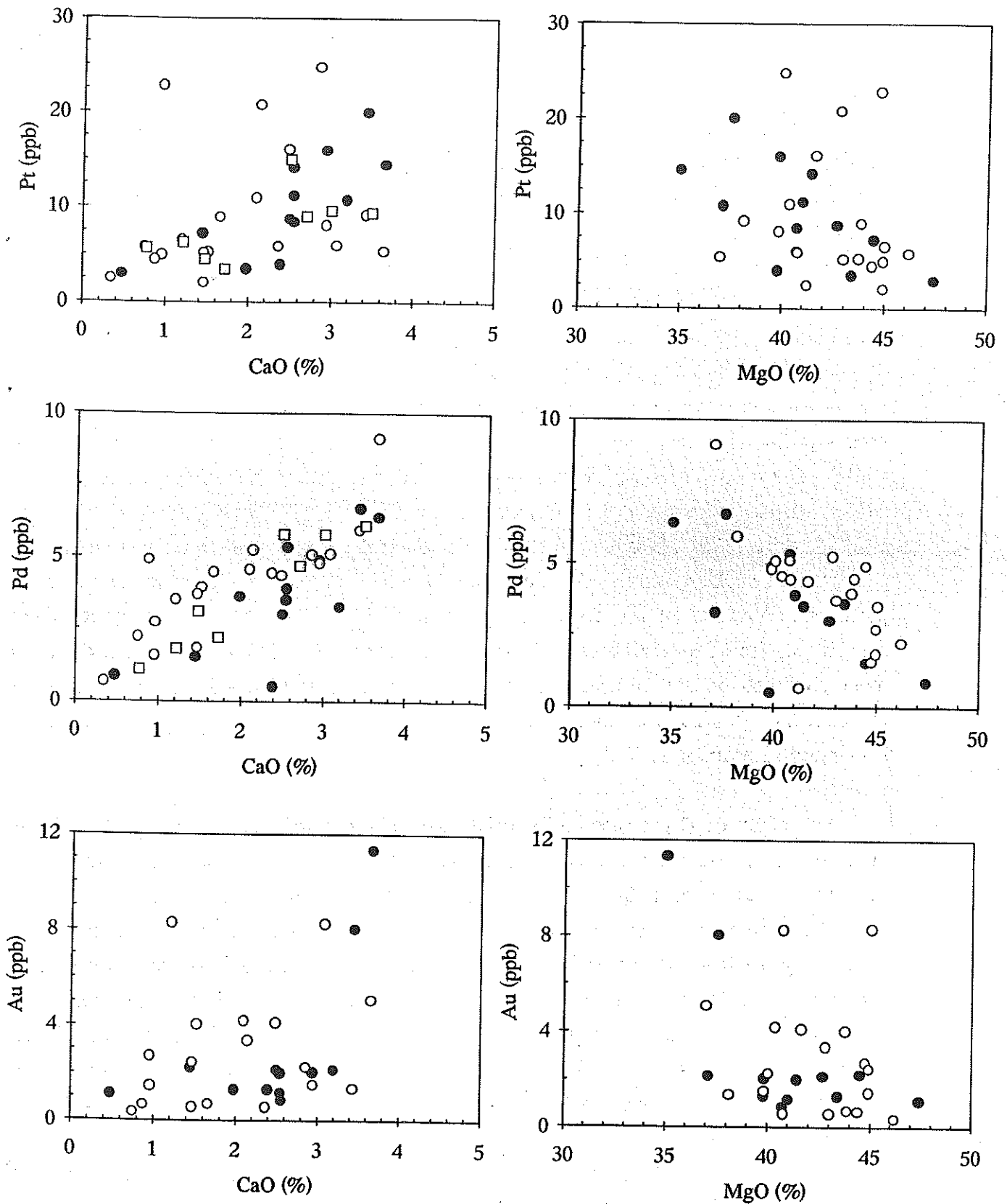


Figure 40 : Diagrammes de variation des teneurs en Pt, Pd et Au en fonction des teneurs en CaO et MgO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.

La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

III-1. - Comportement géochimique des PPGE (Pt, Pd) et de l'Au

La figure 40 représente les évolutions des teneurs en Pt, Pd et Au en fonction de CaO, et MgO. Dans ces diagrammes, les teneurs en Pt et en Pd se corrèlent positivement avec la chaux et négativement avec la magnésie. Elles sont d'autant plus élevées que les péridotites sont plus calciques et moins magnésiennes. Cette évolution linéaire et progressive des teneurs en PPGE témoigne de leur extraction suite à un ou plusieurs épisodes de fusion. Ainsi la fusion partielle semble jouer un rôle très important dans le contrôle des teneurs en PPGE dans les péridotites bético-rifaines.

De nombreux travaux ont établi le rôle des sulfures dans la collecte des PPGE. Dans les roches mantellaires, ces PGE se trouvent complexés par des sulfures de métaux de base (SMB) sous forme de minéraux du groupe du platine (PGM) (Crocket, 1981; Keays et al., 1981; Mitchell et Keays, 1981; Stockman, 1982; Garuti et al., 1984; Barnes et al., 1985, 1988; Gervilla, 1990). Keays et al. (1981) par exemple ont observé dans les xénolites de péridotite à spinelle des grains de Pt et/ou de Pd exsolvés à partir de la pentlandite et de la pyrrhotite. Stockman (1982) adopte une hypothèse similaire pour les péridotites de Ronda et suggère que les PPGE sont essentiellement concentrés par les sulfures de métaux dans ces roches. Le volume des sulfures présents dans les péridotites bético-rifaines représente en moyenne 0.03 % par rapport aux minéraux silicatés et est suffisant pour piéger les PGE dans le manteau (Stockman, 1982).

En partant de l'hypothèse de l'association classique et fréquente sulfures-PPGE, il est intéressant de tenter d'expliquer l'appauvrissement en ces éléments proportionnellement au taux de fusion partielle. Les études sur le comportement du soufre dans des roches mantellaires convergent vers une fusion très précoce des sulfures qui constituent les phases les plus fusibles (fig. 41) par rapport aux minéraux silicatés des péridotites. Plusieurs travaux ont montré que le composé sulfuré est très sensible à l'extraction basaltique comme en témoignent d'une part, les faibles teneurs en soufre dans les péridotites mantelliques résiduelles (Lorand, 1983, 1989; Garuti et al., 1984) et d'autre part, les travaux sur les conditions de stabilité thermique du système Cu-Fe-Ni-S (Naldrett, 1973; Lorand, 1983). Le lien, abondance en sulfures-taux d'extraction, a été établi par Garuti et al. (1984) dans les péridotites de la zone d'Ivrée et par Lorand (1989) dans celles des Pyrénées. Ces auteurs ont en effet démontré que les proportions en sulfures et par conséquent les teneurs en soufre évoluent positivement avec le degré de "fertilité" des péridotites. Ceci se traduit par une corrélation positive entre la proportion modale des Cpx et les concentrations en soufre (Lorand, 1989).

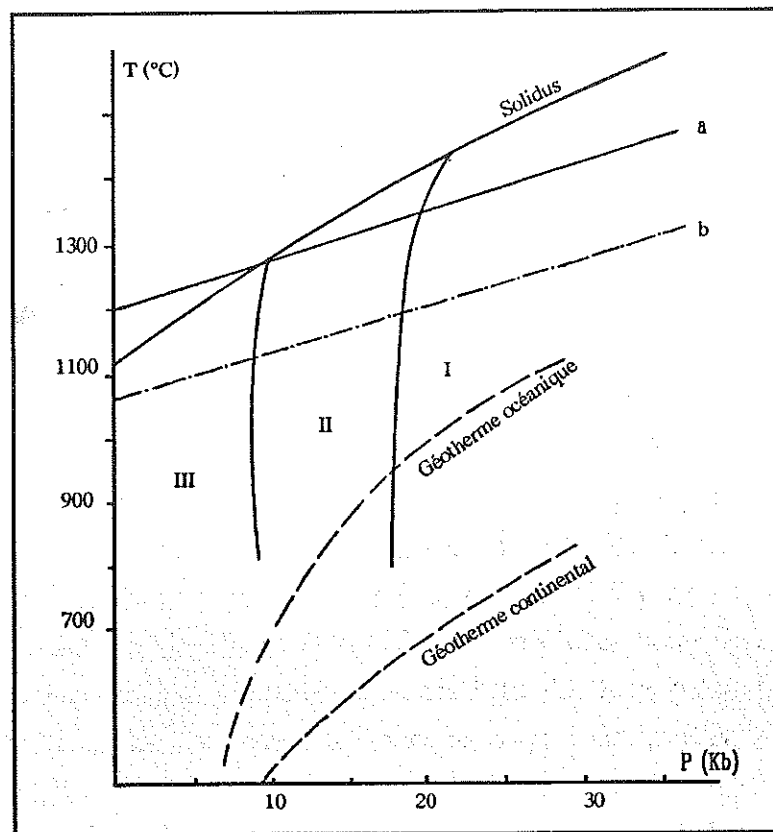


Figure 41 : Position du liquidus des sulfures dans les champs des faciès lherzolitiques (Lorand, 1983).

a : Liquidus de FeS_{10} (Sharp, 1969; Ryzenkho et Kennedy, 1973); b : Liquidus d'une SSM à 25 % de Ni et 38 % de S correspondant aux sulfures des péridotites à spinelle (Lorand, 1983);
I : faciès lherzolite à grenat; II : faciès lherzolite à spinelle; III : faciès lherzolite à plagioclase.

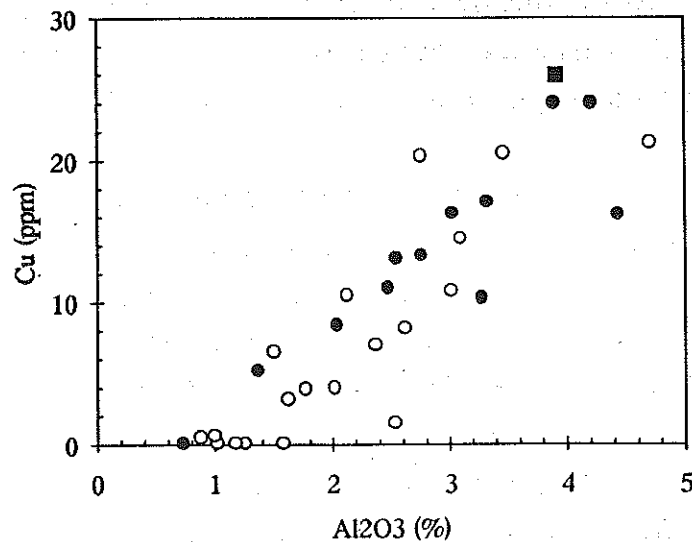


Figure 42 : Variation des teneurs en Cu en fonction des teneurs en Al_2O_3 dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.

La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

Nos observations pétrographiques révèlent, en effet, une relative abondance de la fraction sulfurée dans les péridotites fertiles par rapport à celle des péridotites réfractaires. Par ailleurs, les concentrations en Cu - élément à forte affinité pour le soufre et en association systématique avec celui-ci - sont corrélées positivement avec CaO (fig. 33) et Al₂O₃ (fig. 42). Ceci atteste, indirectement, de la nature non réfractaire des sulfures et de leur sensibilité au processus de l'extraction magmatique.

Les considérations thermo-barométriques de l'évolution des massifs mantelliques bético-rifains (Kornprobst, 1969, 1970, 1974; Kornprobst et al., 1990; Nixon et al., 1991; Davies et al., 1993; Pearson et al., 1993; Beni Bousera et Obata, 1980; Frey et al., 1985; Ronda) montrent que les péridotites proviendraient initialement d'un niveau profond du manteau d'environ 150 Km. L'ascension de ces péridotites et la décompression adiabatique qui en découle aurait entraîné leur fusion partielle à des températures de 1400-1500 °C et des pressions de 25 Kb pour Beni Bousera (Kornprobst, 1969, 1970, 1974) voire au-dessus de 30 Kb pour Ronda (Frey et al., 1985). Dans de telles conditions, et en raison de la position basse du liquidus des sulfures par rapport au solidus des minéraux silicatés des péridotites (fig. 41), la formation du liquide sulfuré précoce est antérieure à celle du liquide silicaté anatectique. Dès l'apparition des premiers liquides silicatés, les sulfures - déjà fondus pour la majorité - s'incorporeront facilement dans la fraction liquide. Avec la progression de la fusion, les résidus réfractaires seront déprimés en S, en Cu et en éléments chalcophiles (Pt, Pd) à la suite de la mobilisation de ces éléments par un liquide sulfuré. **Le large taux de fusion possible subi par les péridotites de Ronda et des Beni Bousera (0-30 % et 5-35 % respectivement) aurait comme résultat une "consommation" variable des phases sulfurées et des éléments chalcophiles associés, beaucoup plus marquée dans les résidus de fusion issus d'un taux très élevé.**

Par ailleurs, la tendance évolutive établie entre les concentrations en CaO et les teneurs en PPGE (fig. 40) met aussi en évidence l'affinité de ces platinoïdes pour les pyroxènes et notamment le Cpx qui est la phase la plus calcique des péridotites.

Les travaux de pétrologie expérimentale (Green et Ringwood, 1967; Kushiro, 1969; Kornprobst, 1970; Jaques et Green, 1980) montrent que, lors d'un processus de magmatogenèse, le Cpx participe fortement aux premiers liquides eutectiques et disparaît précocement. Ce résultat est compatible avec la diminution de la proportion modale du Cpx depuis les lherzolites "fertiles" jusqu'aux péridotites déprimées (harzburgites s.l. et dunités s.l.). Les liquides qui en résultent sont alumino-calciques et riches en éléments magmathiles et chalcophiles.

19 AOÛT 2003

Sur la base des remarques précédentes, on peut suggérer un lien entre le comportement des PPGE et la fusion des Cpx et des sulfures. L'association intime CaO-PPGE (fig. 40) et la nature très chalcophile de ces derniers permettent d'envisager une affinité géochimique des PPGE pour les Cpx par le biais des sulfures. En effet, les résultats expérimentaux de Saint-Jours (1988) montrent la forte dépendance entre la capacité en soufre d'un bain silicaté et sa teneur en calcium. D'une autre façon, lors d'une fusion mantellaire, l'élimination du calcium à la faveur de la phase liquide déclenche le départ des sulfures qui, à leur tour, libèrent leurs PPGE.

Ce scénario peut être interprété à l'inverse, c'est-à-dire en terme de pétrogenèse des péridotites. Lors d'un tel processus, la fraction sulfurée, même mineure, constitue la phase principale qui concentre les PPGE. Les minéraux réfractaires (olivine et alliages) sont les premiers à cristalliser suivis du spinelle et de l'Opx. Le Cpx est la phase de cristallisation tardive à partir d'un liquide calcique et relativement riche en soufre. La précipitation du calcium dans le Cpx provoque une diminution de la solubilité en soufre et par conséquent sa précipitation sous forme de sulfures. Ceci explique probablement la présence relativement fréquente de sulfures en inclusions ou à proximité des pyroxènes et notamment du Cpx. Les teneurs relativement importantes en Pt et en Pd observées dans l'Opx et le Cpx (tableau 17) pourraient être liées à l'existence d'inclusions sulfurées riches en ces deux éléments.

D'un autre côté, on pourra se poser la question sur l'origine de la fraction sulfurée responsable de la concentration des PPGE dans les péridotites bético-rifaines. Représente-t-elle un liquide sulfuré exogène et "étranger" aux péridotites encaissantes et incorporé tardivement ? ou une phase cogénétique de ces péridotites ? Une contamination des péridotites par un liquide sulfuré aurait entraîné une répartition hétérogène et un enrichissement en éléments chalcophiles, phénomène observé par exemple par Lorand et al. (1993) dans les péridotites de Lanzo. Par ailleurs, les corrélations positives établies entre les PPGE et les éléments majeurs ainsi que les concentrations en Cu inférieures à celle d'un manteau primitif (28 ppm) penchent vers un cogénétisme entre la fraction sulfurée primaire et les péridotites qui la renferment. Cette hypothèse est aussi soutenue par la présence d'inclusions de sulfures dans les minéraux silicatés.

Il faut signaler le comportement aléatoire de l'Au qui devrait montrer les mêmes tendances que le Pd en raison des comportements voisins de ces deux éléments. Les concentrations offertes par l'Au ne sont pas corrélables avec les éléments majeurs ni les traces dont on dispose (figure 40). Bien qu'il existe une corrélation positive discrète de Au avec CaO (fig. 40), on ne peut pas adopter une interprétation généralisée et similaire à celle du Pt et Pd.

L'Au pourrait, en effet, être concentré par des phases discrètes sous forme de complexes arseniés. L'affinité de cet élément pour les arséniures a été démontrée par les travaux sur les minéralisations rencontrées dans les massifs bético-rifains. Par ailleurs, la grande mobilité de l'Au sous l'action de fluides riches en Cl, F, As,... pourrait induire une redistribution postérieure. Notons à cet égard que ce comportement aléatoire de l'Au a été observé dans le massif de Lherz par Bégou (1989) et dans les massifs de la zone d'Ivrée par Garuti et al. (1984). Ces derniers ont suggéré la mobilité et le transport de l'Au par des fluides hydratés dépourvus de soufre. D'autre part, Leblanc (1986) n'exclut pas la possibilité d'une mobilisation et d'un transport de l'Au par des solutions riches en As et CO₂ lors de la serpentinisation des péridotites mantellaires.

III-2. - Comportement réfractaire des IPGE (Ir, Ru)

L'analyse des spectres des teneurs en PGE et en Au normalisées à celles du manteau (Barnes et al., 1988) corrobore le comportement contrasté entre les IPGE et les PPGE. En effet, dans les diagrammes Ir-(Al₂O₃, CaO) et Ru-(Al₂O₃, CaO) (fig. 43), l'Ir et le Ru suivent une tendance sub-linéaire inverse de celle trouvée pour le Pt et le Pd. Les IPGE ont tendance à s'enrichir dans les péridotites déprimées comme le montrent les corrélations positives avec MgO (fig. 43). Ces observations laissent supposer une rétention de l'Ir et du Ru dans les "restites" mantelliques et par conséquent leur comportement "inerte" au cours de la fusion. Les études Os-Re ont aussi conduit Reisberg et al. (1991) à suggérer une rétention de Os (qui est un IPGE) dans les résidus mantellaires. De nombreuses phases peuvent être considérées comme candidates au piégeage de l'Ir et du Ru à savoir l'olivine, le spinelle chromifère et/ou les grains réfractaires (alliages métalliques et/ou sulfures de haute température).

Un rôle des sulfures dans la collecte des IPGE est loin d'être envisageable dans la mesure où l'on retrouve des corrélations opposées à celles observées pour le Pt et le Pd. En admettant l'hypothèse d'un comportement chalcophile des IPGE, la fusion partielle aurait comme résultat le départ de ces éléments à la faveur de la phase liquide. Par suite les résidus seraient de plus en plus appauvris en Ir et en Ru comme c'est le cas pour les PPGE. Le découplage de comportement observé entre Ir et Ru et les éléments chalcophiles (Cu, Pt, Pd) suggère au contraire que les sulfures, du moins de basse température, ne semblent pas gouverner les teneurs en IPGE. Cette déduction rejoint la conclusion de Jagoutz et al. (1979) selon laquelle les sulfures des xénolites de péridotite à spinelle n'expliquent que 5 % de la teneur en Ir des roches totales.

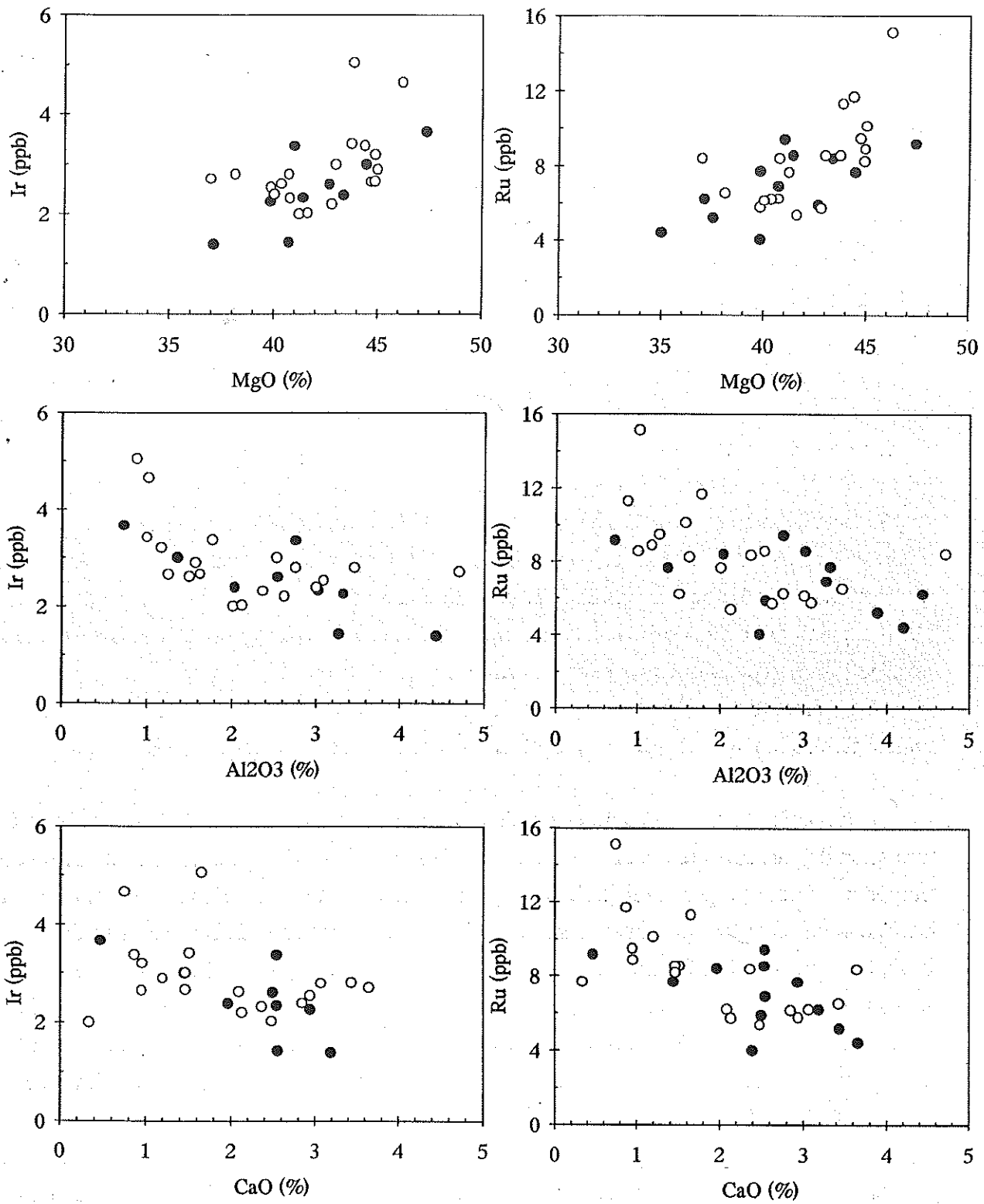


Figure 43 : Diagrammes de variation des teneurs en Ir et Ru en fonction de MgO, Al₂O₃ et CaO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.

En travaillant sur les séries komatiitiques de Kambalda, Ross et Keays (1979) ont trouvé des teneurs élevées en Ir (5.6 ppb) et basses en Pd (1.2 ppb) dans les olivines. Brüggmann et al. (1987) proposent un rôle capital de l'olivine des komatiites dans la concentration des IPGE avec un coefficient de partage olivine/liquide de 1.8. Cependant, comme le font remarquer ces auteurs, les olivines de ces séries komatiitiques ont fractionné à partir de liquides dépourvus de sulfures alors que les xénolites de lherzolite à spinelle et les péridotites des massifs ultrabasiques se sont équilibrés avec un liquide sulfuré (Stockman, 1982; Lorand, 1983, 1985; Garuti et al., 1984).

Les teneurs en Ir et en Ru déterminées sur des olivines séparées appartenant à trois échantillons (tableau 17) sont très basses (≤ 0.76 ppb pour Ir et 0.41 ppb pour Ru) ou même inférieures aux limites de détection montrant ainsi l'absence d'un pouvoir collecteur de ces minéraux. Ce résultat corrobore les observations de Mitchell et Keays (1981) sur les xénolites de péridotite à spinelle ou à grenat et de Bégou (1989) sur une péridotite à spinelle de l'Etang de Lherz (tableau 17). De même, Lorand et al. (1993) ont trouvé des teneurs en Ir très basses (0.4 ppb) dans les dunites du massif de Lanzo écartant tout rôle de l'olivine dans la collecte de l'Ir. Il apparaît donc que **l'olivine n'a aucune influence sur le partage de l'Ir et du Ru dans les péridotites orogéniques et celles en xénolites.**

De même, les IPGE ne peuvent pas s'incorporer dans le réseau cristallin de l'olivine par substitution solide mais forment souvent leurs phases propres (Barnes et al., 1985).

L'hypothèse la plus fréquemment émise concernant les porteurs des IPGE est celle de la formation de particules réfractaires notamment d'alliages Os-Ir-Ru et/ou de sulfures de haute température (laurite par exemple). Ces phases réfractaires sont souvent observées en inclusions ou en association avec le spinelle chromifère (Legendre, 1982; Oshin et Crocket, 1982; Stockman, 1982; Stockman et Hlava, 1984; Barnes et al., 1985, 1988; Fischer, 1988; Amossé et al., 1992) et seraient donc de cristallisation précoce. Cette association IPGE-spinelle chromifère est démontrée par les travaux expérimentaux de Capobianco et Drake (1990 a et b) et ceux effectués dans notre laboratoire (Amossé et al., 1987, 1990; Amossé et Allibert, 1992, 1993). Elle est confirmée par des spectres de chromitites à pente négative Pd/Ir $\ll 1$ (voir données compilées par Barnes et al., 1985). Un rôle probable du spinelle des péridotites bético-rifaines est difficile à mettre en évidence par un simple diagramme IPGE-Cr en raison du comportement irrégulier du Cr observé précédemment (fig. 32).

Sur la base de l'association fréquente des IPGE avec le spinelle et les résultats expérimentaux, on est en droit de penser que cette phase minérale est responsable du piégeage de ces éléments dans le manteau. Toutefois, **les grains de spinelle analysés (tableau 17) offrent des teneurs trop basses (0.55-6.8 ppb pour Ir et inférieures aux limites de détection pour Ru) pour suspecter un rôle capital du spinelle.**

L'ensemble de ces résultats montre qu'il est peu probable que les IPGE soient inclus dans l'olivine et/ou le spinelle sous forme de minéraux du groupe de platine ou incorporés dans leur réseau cristallin. Il suggère plutôt la présence de phases riches en IPGE en position intergranulaire dans les péridotites. La nature réfractaire de telles phases expliquerait le comportement compatible des IPGE au cours de la fusion. Par ailleurs, le faible fractionnement du rapport (Ru/Ir)_{nm} (1.75-3.78) et la bonne corrélation positive Ru-Ir (fig. 44) impliquent que ces deux éléments sont vraisemblablement contrôlés par une même phase minérale.

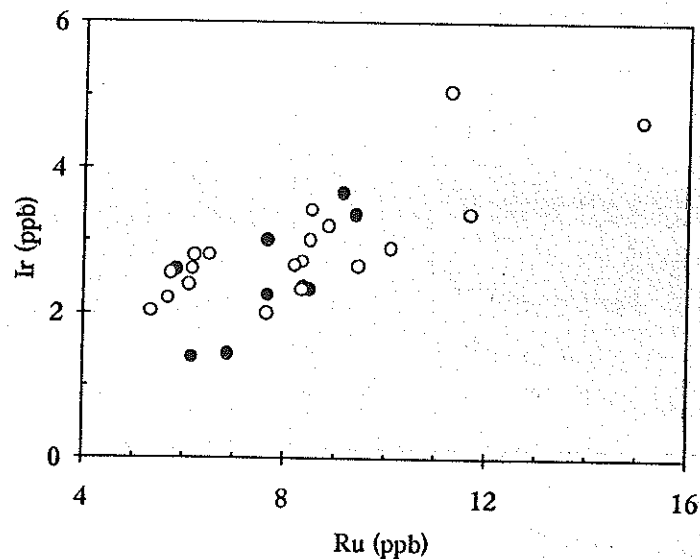


Figure 44 : Diagramme de corrélation entre les teneurs en Ir et celles en Ru dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera. La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

III-3. - Comportement spécifique du Rh

Sur la base de la classification établie par Barnes et al. (1985), le Rh est considéré comme un élément faisant partie du sous-groupe des PPGE (Pt, Pd) par opposition à celui des IPGE (Os, Ir, Ru). Cette subdivision adoptée par plusieurs auteurs suggère que le Rh se comporte en élément incompatible et chalcophile. Comme on vient de le voir, les mécanismes qui gèrent la distribution de Pt, Pd et Au d'une part et de l'Ir et Ru d'autre part semblent identiques dans les deux massifs ultrabasiques étudiés. Toutefois, une exception apparaît au niveau du Rh qui présente un comportement différent et contrasté entre les péridotites de Ronda et celles des Beni Bousera :

* A Beni Bousera, les teneurs en Rh montrent une corrélation positive assez bonne avec celles en CaO et Al_2O_3 (fig. 45). Cette évolution similaire à celle du Pt et du Pd s'accorde bien avec l'appartenance du Rh aux PPGE et avec l'extraction de cet élément à la faveur de la fusion partielle. Par conséquent, et comme pour les PPGE, la phase sulfurée paraît constituer un candidat favorable pour le piégeage du Rh. La linéarité entre les abondances en Rh et celles en Cu (fig. 46) confirme cette hypothèse et démontre le caractère incompatible et chalcophile de ce platinoïde.

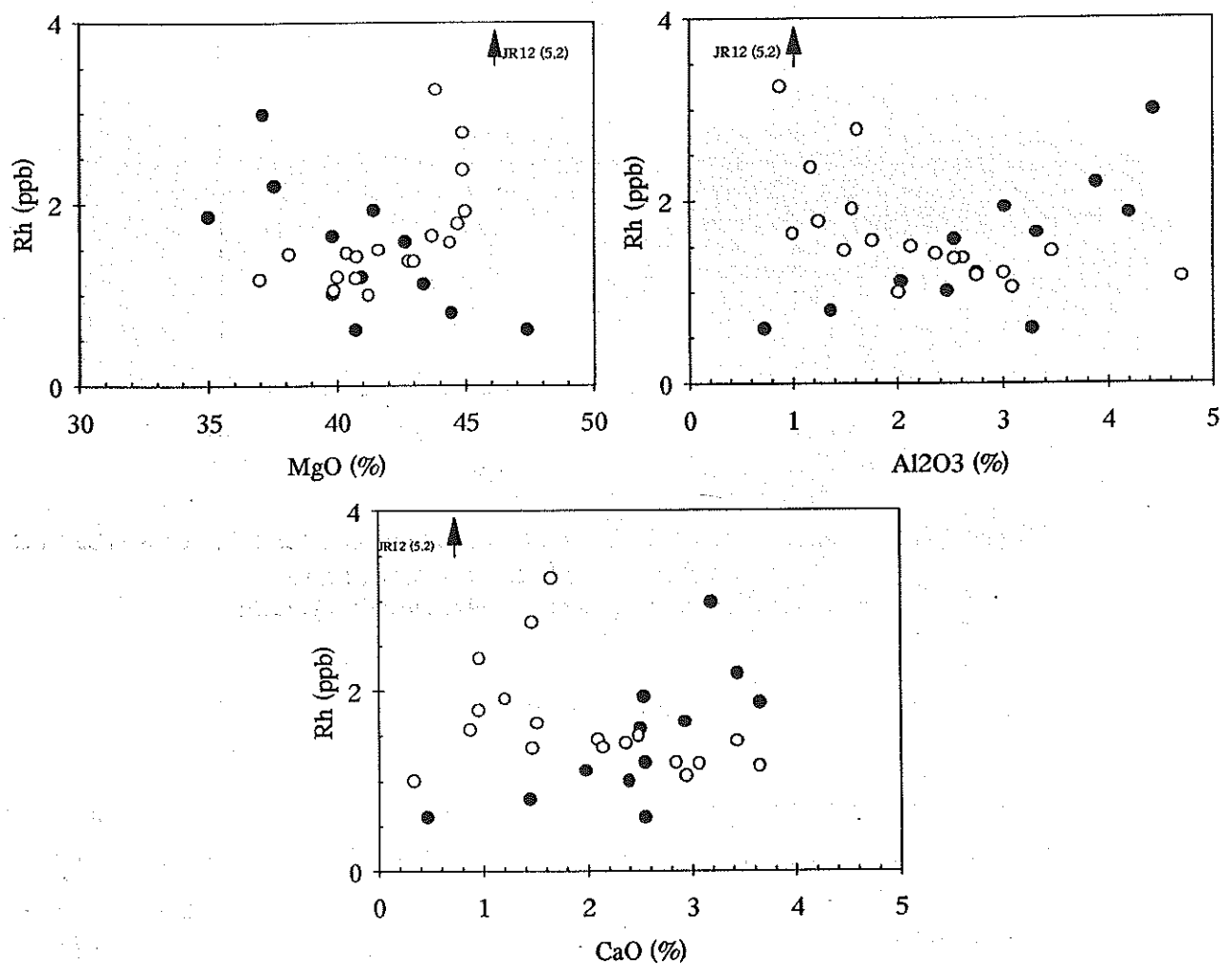


Figure 45 : Diagrammes de variation des teneurs en Rh en fonction des teneurs en MgO, Al_2O_3 et CaO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera. La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

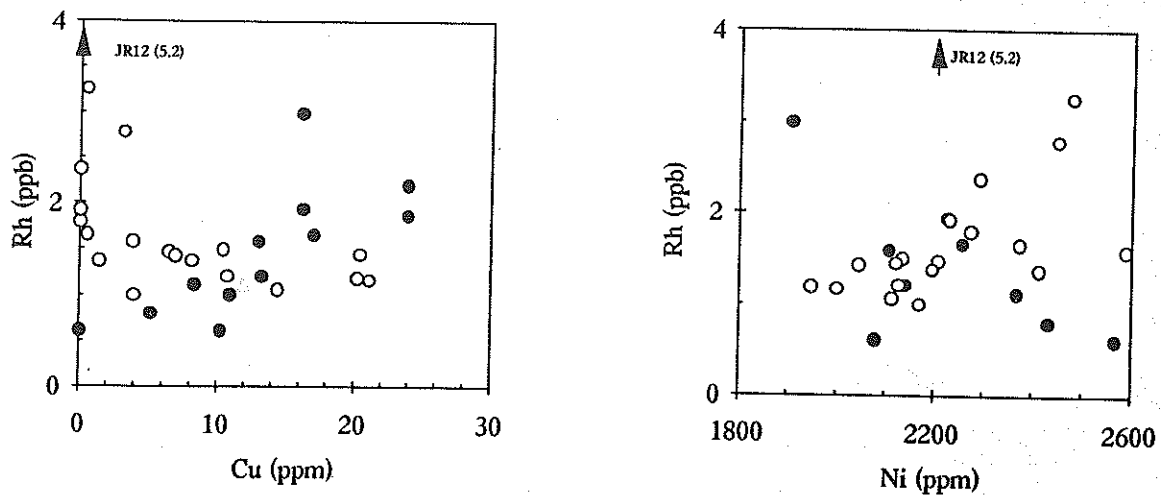


Figure 46 : Variation des teneurs en Rh en fonction des teneurs en Cu et Ni dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.
La signification des symboles est la même qu'en figure 30.

* Néanmoins, dans les péridotites de Ronda, les relations établies ci-dessus ne semblent pas se vérifier. En effet, les concentrations en Rh des péridotites de Ronda sont indépendantes ou tendent à augmenter dans les péridotites magnésiennes à caractère résiduel (fig. 45). Par ailleurs, dans la figure 46, les teneurs en Rh ne sont pas corrélables avec le Cu mais plutôt avec le Ni (fig. 46). L'ensemble de ces résultats permet d'attribuer au Rh un comportement compatible dans les péridotites de Ronda et soulève le problème de la définition et de la subdivision géochimique classique des PGE. Deux hypothèses peuvent être formulées pour tenir compte du comportement plus ou moins réfractaire du Rh :

- * l'association du Rh avec l'Ir et le Ru sous forme de grains réfractaires intergranulaires,
- * ou son piégeage par une phase oxyde ou silicatée résiduelle à la fusion partielle.

En étudiant l'évolution de la solubilité du Rh dans un bain silicaté, Amossé et Allibert (1992, 1993) ont montré le comportement ambivalent du Rh. Ce double comportement est étroitement lié aux conditions de fugacité en oxygène fO_2 (fig. 47). Les expériences effectuées par ces auteurs à 1430°C ont montré que sous des fugacités en oxygène inférieures à 10^{-7} bar, le Rh se comporte comme le Pt (équilibre $RhO - Rh_{(o)}$). A l'inverse, dépassant cette valeur de 10^{-7} bar, le Rh prend un état trivalent Rh^{3+} (fig. 47) et peut ainsi s'incorporer dans le réseau du spinelle. Ces résultats convergent avec les travaux expérimentaux de Capobianco et Drake (1990 a et b) qui montrent que le Rh a une grande affinité pour le spinelle avec un coefficient de partage (spinelle/liquide) de 90. Une telle incorporation a pu être mise en évidence dans les chromites d'un cumulat dunitique d'une ophiolite albanaise (Bregü i Bibes) qui accusaient des fO_2 élevées en accord avec les données thermodynamiques favorisant la formation de Rh^{3+} (Amossé et Allibert, 1992 et données non publiées).

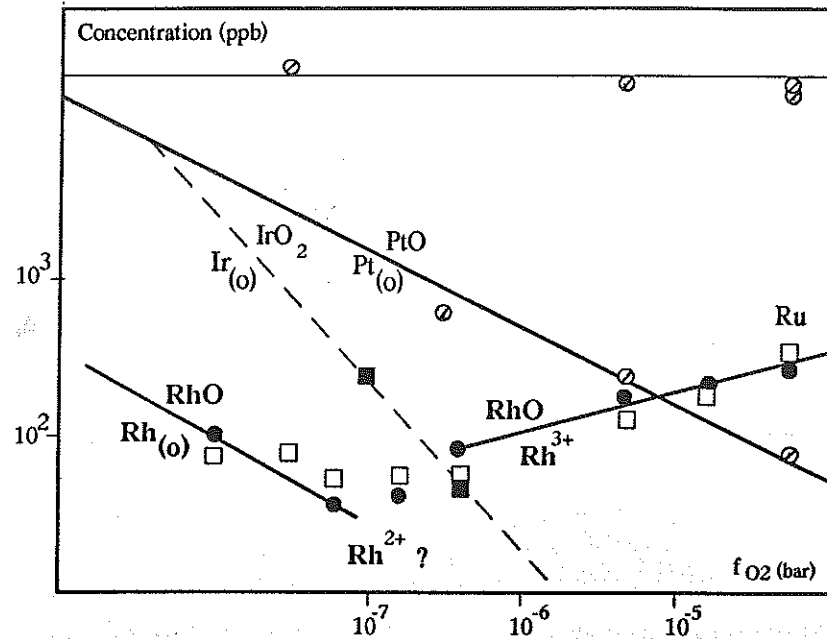


Figure 47 : Solubilité du Rh dans un liquide silicaté en fonction de la fugacité en oxygène à 1430 °C (d'après Amossé et Allibert, 1992; travaux en cours d'achèvement).

Afin de vérifier l'hypothèse d'une incorporation du Rh dans le spinelle, nous avons procédé à des mesures de f_{O_2} , sur des spinelles appartenant à trois échantillons, par pile à électrolyte solide selon le montage développé dans notre laboratoire et décrit dans la Partie A - Chapitre IV. Ces spinelles ont aussi fait l'objet d'une extraction des PGE (tableau 17). L'évolution de la fugacité intrinsèque en oxygène du spinelle en fonction de la température est illustrée dans la figure 48. Une température maximale de 1400°C peut être estimée pour l'apparition du spinelle dans les péridotites, marquant la transition des faciès lherzolite à grenat - lherzolite à spinelle au voisinage du solidus. Cette valeur s'accorde avec la trajectoire P-T proposée par Kornprobst (1969, 1970) (fig. 22). Pour cette température, les valeurs de f_{O_2} obtenues dans les spinelles sont de l'ordre de 2×10^{-11} à 10^{-12} à Ronda et d'environ 10^{-8} à Beni Bousera (fig. 48). On remarquera que les valeurs de f_{O_2} sont nettement plus faibles dans les deux échantillons de Ronda que dans l'échantillon des Beni Bousera. Il est à noter que pour des températures de ré-équilibre des péridotites (environ 800 à 1000 °C), les valeurs de fugacité mesurées ici sont légèrement différentes de celles calculées par Woodland et al. (1992) à Ronda et à Beni Bousera. Toutes ces valeurs sont "trop" faibles pour induire la formation de Rh^{3+} et par suite son incorporation dans le spinelle. Par ailleurs, les teneurs basses en Rh trouvées dans le spinelle et les minéraux silicatés (tableau 17) écartent tout rôle des minéraux constitutifs des péridotites dans la collecte du Rh. Par conséquent, la nature non chalcophile du Rh dans les péridotites de Ronda, contrairement à celles des Beni Bousera, ne peut pas être attribuée à des f_{O_2} fortes et une association du Rh avec le spinelle comme le suggèrent les données expérimentales de Amossé et Allibert (1992, 1993).

Elles impliqueraient plutôt des fugacités en soufre (fS_2) trop faibles à Ronda pour complexer le Rh avec le soufre, comme c'est probablement le cas dans les péridotites des Beni Bousera.

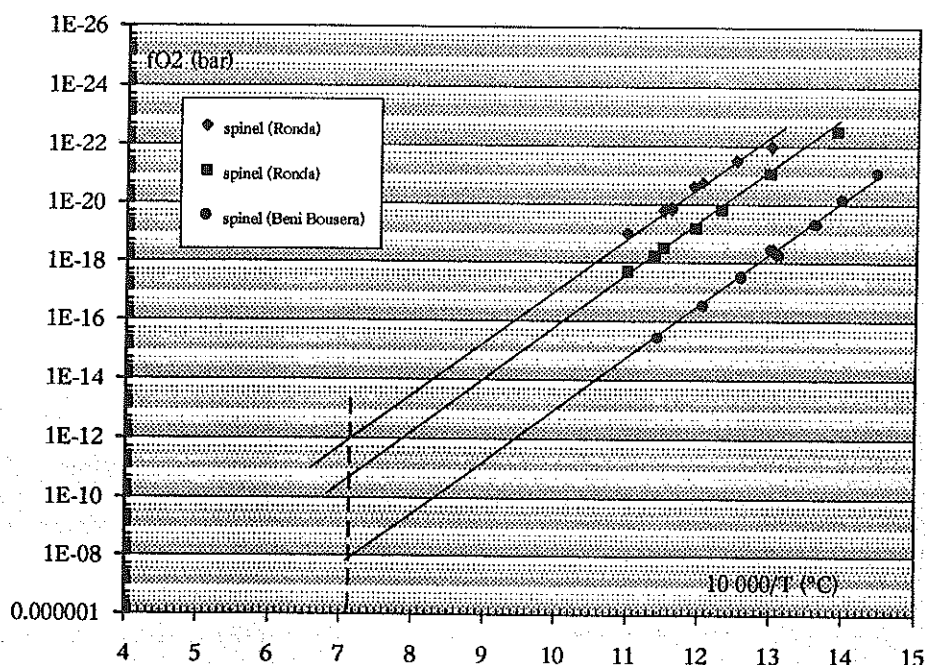


Figure 48 : Fugacités en oxygène mesurées expérimentalement par pile à électrolyte solide dans les spinelles de trois échantillons (deux de Ronda et un des Beni Bousera) en fonction de la température.

A la lumière de ces résultats, nous suggérons que le Rh se trouve probablement en particules réfractaires intergranulaires au même titre que l'Ir et le Ru dans les péridotites de Ronda.

D'un autre côté, le faible pouvoir collecteur du spinelle vis-à-vis des IPGE (Ir, Ru) et du Rh, en désaccord avec certains travaux antérieurs (Amossé et al., 1987, 1990; Capobianco et Drake, 1990 a et b; Amossé et Allibert, 1992, 1993; Hartmann, 1995 a et b), soulève un problème important quant à la signification pétrogénétique de ce spinelle. Ce minéral actuellement observé dans l'assemblage minéralogique des péridotites pourrait refléter une filiation d'un ancien grenat voire des phénomènes d'exsolution à partir des pyroxènes durant l'évolution rétrograde des massifs. L'analyse du grenat en mégacristaux ou appartenant à des xénolites de péridotite à grenat (Mitchell et Keays, 1981) a montré que ce minéral est très appauvri en Ir (≤ 0.1 ppb) et même en Pd (≤ 0.7 ppb). De même, les pyroxènes analysés ici ne montrent pas de concentrations importantes en IPGE et en Rh (tableau 17). De ce fait, il est envisageable que l'absence d'un "effet spinelle" sur la concentration des IPGE et du Rh

traduise un "héritage" de phases préexistantes (grenat et/ou pyroxènes ?) n'ayant aucun rôle dans le contrôle de la distribution de ces éléments dans le manteau.

Remarque sur les mesures de f_{O_2} dans les différentes phases minérales (spinelles, olivine et Cpx) : les résultats de f_{O_2} , obtenus sur trois échantillons (fig. 49), posent le problème de la notion d'équilibre entre les différentes phases minérales mesurées. La pente des droites expérimentales reflète la variation de l'entropie de la réaction $O_2 \rightleftharpoons O^{2-}$ dans les phases cristallines. Contrairement aux olivines des deux échantillons BS17 (Beni Bousera) et JR34 (Ronda), l'olivine de l'échantillon JR35 (Ronda) présente une pente supérieure à celle du spinelle. Ce résultat, en contradiction avec les considérations thermodynamiques, pourrait être relié à la présence de l'amphibole observée dans la roche et témoignerait d'une oxydation de l'olivine. Par ailleurs, le non recoupement des droites du spinelle, Cpx et olivine d'un même échantillon à une température et une f_{O_2} d'équilibre reflèterait un état de déséquilibre thermodynamique entre les phases minéralogiques. Ces résultats, pour l'instant préliminaires, sont signalés ici en raison des implications intéressantes quant à l'application de certains géothermomètres. Des travaux sont en cours sur ce problème.

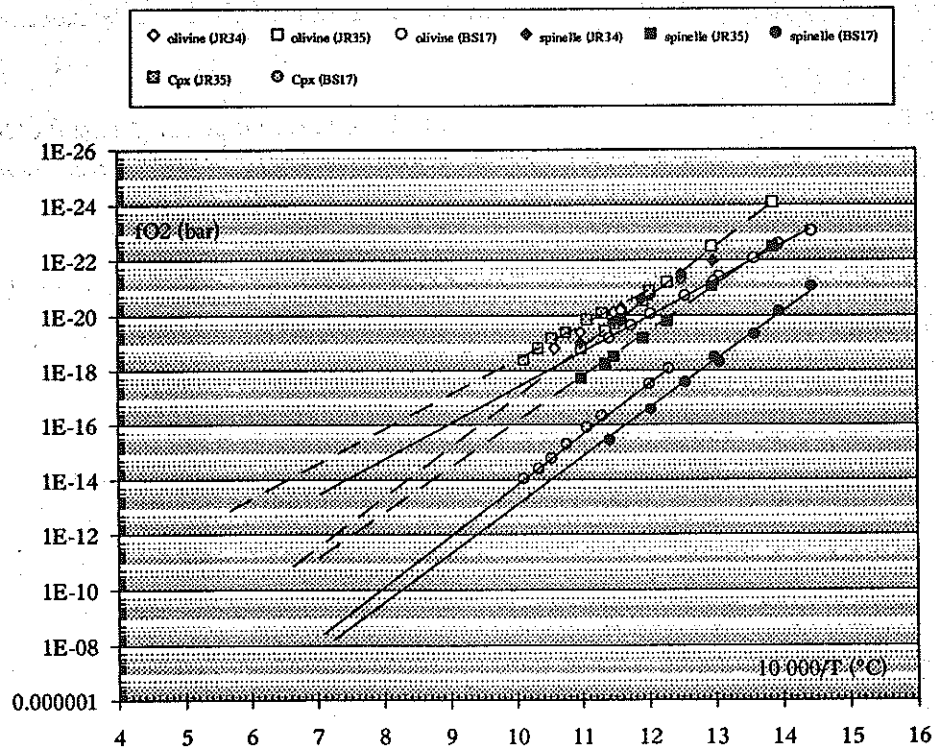


Figure 49 : Evolution des fugacités en oxygène mesurées par pile à électrolyte solide dans différents minéraux de trois échantillons (deux de Ronda et un des Beni Bousera) en fonction de la température.

III-4. - Percolation et serpentinisation

Deux péridotites de Ronda (JR35 et JR36) proviennent du voisinage du secteur de l'Arroyo de la Cala (SO du massif de Ronda, figure 29) où des phénomènes de percolation magmatique ont été mis en évidence par Remaïdi (1993).

Ces échantillons montrent une composition en éléments majeurs et traces qui s'insère bien dans les tendances évolutives établies sur l'ensemble des péridotites étudiées. Les similitudes de leurs spectres de PGE avec ceux des autres péridotites récoltées loin de la zone de percolation ou appartenant à Beni Bousera (fig. 37) suppose que ce processus n'agit pas de façon apparente sur la distribution des PGE. Celle-ci semble être conservée et gouvernée essentiellement par l'ancienne extraction magmatique subie par ces roches.

Par ailleurs, l'extrême hétérogénéité des données isotopiques Sr et Nd observée à Ronda est considérée par Reisberg et Zindler (1986/1987) et Reisberg et al. (1989) comme le résultat d'une métasomatose cryptique récente. Celle-ci s'exprime lors de la percolation de liquide(s) "exotique(s)" isotopiquement enrichi(s) dans les péridotites résiduelles. Toutefois, la forte corrélation entre les rapports $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ et [Mg] notée par Reisberg et al. (1991) a conduit ces auteurs à admettre que cette métasomatose est sans effet notable sur les compositions Os-Re.

Lorand (1983, 1985) a montré que la serpentinisation affecte partiellement les phases sulfurées primaires, notamment celles en position intergranulaire, et serait à l'origine de la mobilité de certains éléments (Ni, Cu,...). De plus, bien qu'ils soient réputés inertes, les PGE peuvent être mobiles sous certaines conditions hydrothermales (Barnes et al., 1985; Macdonald, 1987; Wood, 1987). Ces processus pourraient donc déclencher un départ ou un apport de certains PGE notamment ceux liés aux fractions sulfurées. Cependant, la linéarité observée entre le Cu et certains oxydes (CaO , Al_2O_3 , fig. 33 et 42) implique que la serpentinisation n'a qu'un effet très restreint et non significatif sur les phases sulfurées. Elle suggère que le Cu n'est pas largement affecté au cours de l'altération. Toutefois, le soufre peut être remobilisé à partir des sulfures magmatiques intergranulaires en formant des minéraux secondaires le long des fractures et des veines (Lorand, 1983, 1985). Les corrélations établies entre les éléments majeurs et les PGE d'une part, et l'homogénéité des spectres de PGE des péridotites d'un même type pétrographique mais de degré d'altération variable, d'autre part, écartent tout rôle important de la serpentinisation dans la distribution postérieure des PGE. Par ailleurs, on observe aucune relation entre les teneurs en PGE et la perte au feu.

IV - CONCLUSION

L'étude de la distribution des PGE et de l'Au dans les péridotites bético-rifaines (Ronda, Beni Bousera) a mis en évidence la différenciation de ces éléments lors de la fusion partielle du manteau. Les spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des lherzolites faiblement déprimées sont presque plats et s'apparentent à ceux des matériaux mantelliques primitifs. A l'inverse, les péridotites à cachet résiduel notable sont caractérisées par des profils déprimés en Pt, Pd et Cu par rapport à Ir, Ru et Ni.

L'évolution géochimique des teneurs en PGE dans l'ensemble des péridotites est essentiellement gouvernée par le processus de fusion partielle et témoigne de taux d'extraction différents subis par ces roches. Le fractionnement Ni-IPGE/PPGE-Cu est d'autant plus accentué que le taux de fusion est élevé. Ce comportement différentiel peut être relié à la mobilisation de Pt, Pd et Cu à la faveur d'un liquide magmatique. En raison de la forte dépendance de la capacité en soufre avec le calcium, l'augmentation de la teneur en calcium dans le liquide lors de la fusion progressive du Cpx augmente la solubilité du soufre. Ainsi, l'extraction de Pt, Pd et Cu de la source lherzolitique est privilégiée et favorisée par l'élimination d'un complexe sulfuré avec le liquide silicaté. Par contre, les IPGE (Ir et Ru) ne sont pas mobilisés et sont plutôt retenus dans les résidus de fusion. Les faibles concentrations en Ir et en Ru dans les phases silicatées et le spinelle suggèrent que ces éléments sont sous forme de grains réfractaires en position intergranulaire.

Le Rh se comporte d'une manière spécifique et différente dans les péridotites des deux massifs étudiés. A Beni Bousera, il montre un comportement chalcophile tout comme le Pt et le Pd et s'extrait avec les sulfures. Par contre, à Ronda, il a tendance à se concentrer dans les résidus de fusion. Les faibles valeurs de fugacité en oxygène (fO_2) déterminées par pile à électrolyte solide couplées aux basses teneurs en Rh dans le spinelle ne permettent pas d'envisager un rôle de ce minéral dans le piégeage du Rh comme le supposent certaines données thermodynamiques. Il est probable que le Rh existe en particules réfractaires intergranulaires dans les péridotites de Ronda.

A la lumière de ces résultats, il est donc envisageable que le comportement ambivalent du Rh (chalcophile à Beni Bousera et réfractaire à Ronda) soit contrôlé par un paramètre physico-chimique autre que la fO_2 . Il est possible d'émettre l'hypothèse selon laquelle la fugacité en soufre (fS_2) dans les péridotites de Ronda est relativement plus faible que celle existant dans les péridotites des Beni Bousera. Cette hypothèse mérite d'être vérifiée ultérieurement par détermination des conditions de fS_2 dans les péridotites des deux massifs.

Par ailleurs, le très faible pouvoir collecteur du spinelle vis-à-vis de l'Ir, du Ru et du Rh est un résultat en contradiction avec plusieurs travaux et mérite d'être souligné ici. L'absence d'un "effet spinelle" sur la concentration de ces éléments est à relier vraisemblablement avec l'histoire pétrogénétique de ce minéral. La "signature" géochimique de celui-ci quant à la distribution des PGE traduit probablement un "héritage" de phases préexistantes n'ayant aucun rôle dans le partage de ces éléments dans le manteau.

CHAPITRE IV :

PETROGRAPHIE DES PYROXENITES DES MASSIFS ULTRABASIQUES BETICO-RIFAINS (RONDA, BENI BOUSERA)

I - INTRODUCTION

Comme pour les péridotites, l'échantillonnage des pyroxénites a été effectué le long de la route entre Jubrique et Estepona (massif de Ronda) (fig. 50) et à proximité du village de Sidi Yaya Arab (massif des Beni Bousera) (fig. 28). Plusieurs types pyroxénitiques, variables par la nature et la proportion des assemblages minéralogiques peuvent être distingués. La pétrologie de ces matériaux est largement connue (Kornprobst, 1969, 1974; Dickey, 1970; Conquéré et Kornprobst, 1972; Obata, 1980; Suen et Frey, 1987; Kornprobst et al., 1987, 1990).

Si la pétrographie des péridotites a été relativement brève, l'accent sera, par contre, porté sur les pyroxénites en raison de leur très grande diversité pétrographique.

L'étude microscopique visera à typer et subdiviser ces pyroxénites dans des grands groupes lithologiques.

II - LES PYROXENITES DES BENI BOUSERA

Les pyroxénites apparaissent en lits généralement centimétriques à décimétriques. Elles sont caractérisées par une forte variabilité de leur composition minéralogique qui est à l'origine de plusieurs termes pétrographiques. Ces derniers sont soit associés entre eux dans un même banc (bancs complexes) ou une même roche (cas de certaines clinopyroxénites), soit individualisés et constitués d'un seul type de roche sans zonation minéralogique (bancs simples).

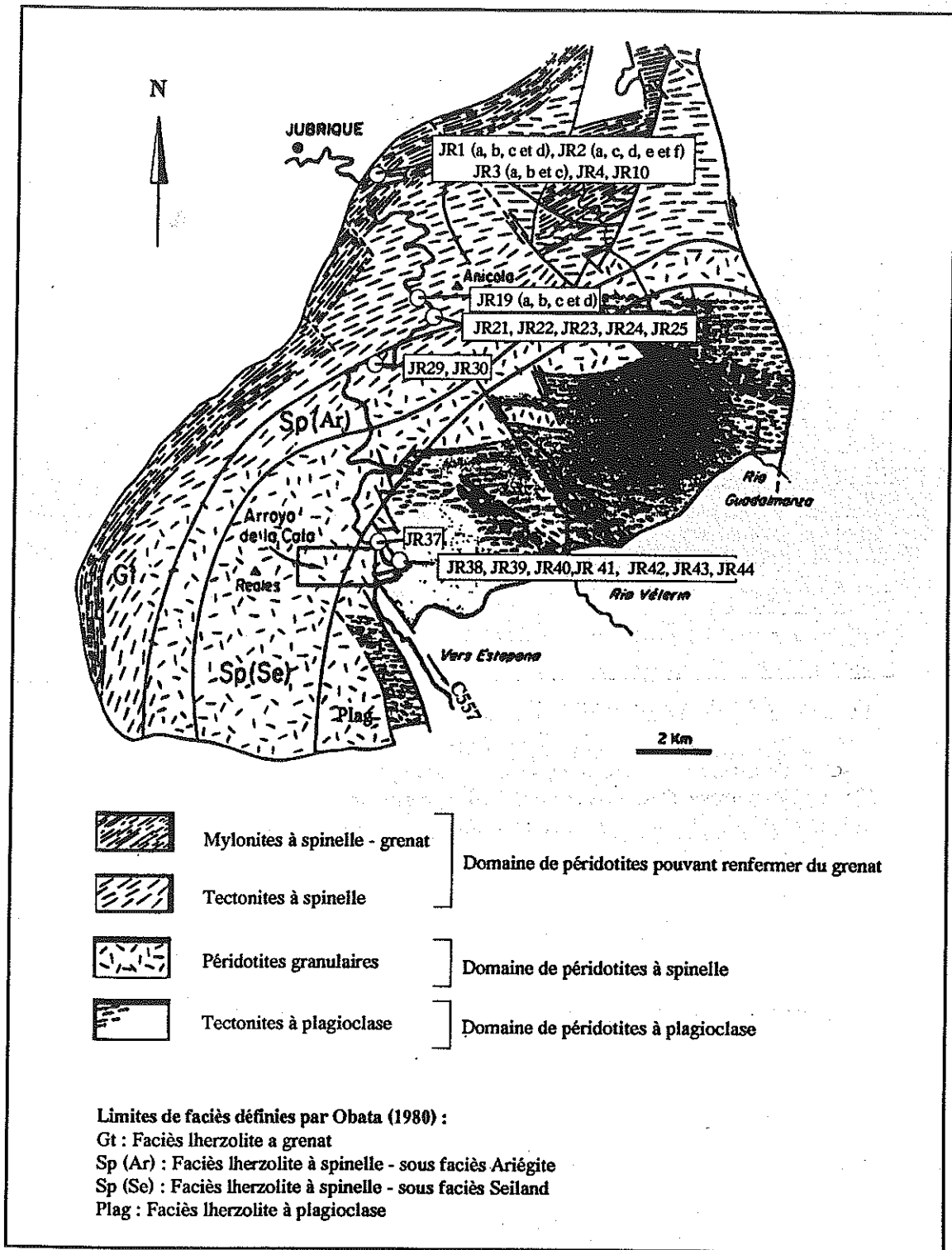


Figure 50 : Carte de Ronda (Van der Wal, 1993) montrant la localisation des pyroxénites étudiées. Pour la nature pétrographique de chaque échantillon, voir texte.

L'observation microscopique révèle l'existence de divers assemblages que l'on peut résumer dans le tableau suivant :

	Cpx	Opx	Gt	Sp	Ol	Amp	Op	Cor	Nature roche
BS10	++	+	++	-	-	((+))	((+))	-	Webstérite à Gt
BS11	+	+	++	-	((+))	((+))	((+))	-	Webstérite à Gt
BS12	++	(+)	++	-	-	-	((+))	-	Clinopyroxénite à Gt
BS14	++	(+)	++	-	-	((+))	((+))	-	Clinopyroxénite à Gt
BS21	++	(+)	++	-	-	-	((+))	-	Clinopyroxénite à Gt
BS13	+	++	-	(+)	(+)	((+))	((+))	-	Webstérite à Sp-Ol
BS9	+	++	-	-	-	-	((+))	-	Webstérite riche en Opx
BS8b	++	-	+	-	-	-	((+))	-	Grospydite (BS8t)
BS8c	++	((+))	+	((+))	-	-	((+))	((+))	
BS8d	++	-	+	(+)	-	-	((+))	((+))	
BS5-II	++	-	++	-	-	-	((+))	((+))	
BS5-3b	++	-	+	-	-	-	((+))	((+))	Grospydite (BS5)
BS5-3a	++	-	-	-	-	-	((+))	-	
BS5-4	++	-	+	-	-	-	((+))	((+))	
BS5-5	++	-	(+)	((+))	-	-	((+))	+	
BS5-I	++	-	(+)	((+))	-	-	((+))	+	
BS4	++	-	+	(+)	-	-	((+))	-	
BS7	++	-	+	((+))	-	-	((+))	-	Clinopyroxénite à Gt-Sp

Tableau 18 : Composition minéralogique des différentes pyroxénites étudiées du massif ultrabasique des Beni Bousera.

++ : très abondant, + : abondant, - : absent, (+) : proportions < 5%, ((+)) : proportions ≤ 1%.
 Cpx : clinopyroxène, Opx : orthopyroxène, Gt : grenat, Sp : spinelle, Ol : olivine, Amp : amphibole,
 Op : minéraux opaques, Cor : corindon.

II-1. - Pyroxénites à grenat

La particularité de ces roches tient à leur richesse en grenat. Ce minéral de taille variable baigne dans une matrice fine et grisâtre de nature pyroxénique.

II-1.1. - Webstérites à grenat

Ce type (BS10, BS11) est caractérisé par une très grande proportion de grenat rose brun (environ 50%) à répartition inhomogène. Deux populations de grenat peuvent être définies. Des gros cristaux déformés, dépassant parfois 1.5 cm, incluent occasionnellement des grains de pyroxène et de rutile en fines aiguilles. Certains porphyroclastes sont faiblement à moyennement kélyphitisés. Ils présentent une forme ovale légèrement étirée et orientée. Ils

peuvent être parfois fragmentés et dispersés à leur bordure. Une seconde génération de grenat, représentée par quelques grains de petite taille, correspond à des exolutions de bordure des pyroxènes. Ces derniers (Cpx, Opx) constituent la mosaïque granoblastique qui se développe entre les clastes de grenat. Ils ont une légère extinction roulante et sont généralement à contours réguliers. Notons que le rapport Cpx/Opx est beaucoup plus élevé dans l'échantillon BS10 que dans BS11. Un plagioclase, une amphibole brune (pargasite), et une fraction opaque (principalement des sulfures) en très faible proportion, occupent accessoirement les fissures des porphyroclastes de grenat ou les joints intergranulaires des blastes de pyroxènes.

II-1.2. - Clinopyroxénites à grenat

Macroscopiquement, ce faciès (BS12, BS14, BS21) ressemble fortement aux webstérites riches en grenat précédentes. La paragenèse minérale porphyroclastique est constituée de grenat et de clinopyroxène auxquels s'associent quelques phases accessoires en proportion négligeable.

* *Phases principales* : le grenat est abondant (environ 40 à 50 %), en clastes plurimillimétriques (pouvant atteindre 7 mm). Il peut renfermer de petites inclusions aciculaires à forte biréfringence (rutile) et des grains subautomorphes de Cpx. Il est fréquemment en amandes allongées et aplaties induisant une texture orientée.

La kélyphitisation⁽⁹⁾, très poussée dans l'échantillon BS21, se manifeste en auréoles plus ou moins épaisses autour du grenat. Elle peut se propager dans les fractures de ce minéral. Elle présente une texture fibreuse très fine rendant l'identification des phases constitutives délicates par la voie optique.

Dans l'échantillon BS12, on note l'existence de rares grains de grenat souvent interstitiels et parfois en exsolution (de bordure ou lamellaire) dans le Cpx. Ils sont orientés et allongés parallèlement aux gros clastes de grenat. Sur leur pourtour se développe une mince auréole de plagioclase rétro-morphique (bordure réactionnelle).

Les gros clastes de Cpx peuvent aller jusqu'à 1 cm. Ils sont xénomorphes, déformés et

⁽⁹⁾ Kornprobst (1974) considère la kélyphite des pyroxénites comme le résultat d'une réaction entre le grenat et le Cpx. Il distingue trois zones formant les kélyphites : 1) une zone externe (à proximité du grenat) à aspect fibreux à spinelle et Opx, 2) une zone intermédiaire constituée notamment de micrograins de Cpx et d'olivine avec du plagioclase au centre et 3) une zone externe, fibreuse, à amphibole principalement. Récemment, l'étude détaillée de Obata (1994) sur une pyroxénite à grenat montre que la kélyphite résulte d'une réaction grenat-Cpx aluminieux. Cette kélyphite, constituée de produits extrêmement fins, offre une zonation minéralogique avec, depuis le grenat jusqu'au Cpx : zone I à Opx + spinelle + plagioclase, zone II à olivine + spinelle + plagioclase et zone III à olivine + plagioclase. Sa formation a probablement eu lieu lors de la remontée finale des péridotites dans des conditions de $T = 620 - 700 \text{ } ^\circ\text{C}$ et de $P = 4 - 8 \text{ Kb}$.

contiennent de rares exsolutions. Les petits grains de Cpx sont volumétriquement les plus abondants. Ils constituent une mosaïque équi-granulaire qui emboîte les porphyroclastes de grenat.

** Minéraux accessoires :*

- Opx : il existe en faible proportion, en petits grains interstitiels.
- Plagioclase : il se rencontre en coronite tardive autour du grenat (échantillon BS12) ou en petits grains dans les zones kelyphitisées.
- Amphibole : elle rentre surtout dans la constitution de la kelyphite. Dans l'échantillon BS14, on rencontre de la hornblende et des paillettes de phlogopite liées aux zones rétro-morphosées.
- Phases opaques : elles correspondent à des sulfures et sont en petits grains, quelquefois visibles à l'oeil nu (BS21). Elles se rencontrent en inclusions, mais sont surtout concentrées au voisinage des kelyphites et dans les fractures des clastes de grenat.

II-2. - Pyroxénite à spinelle-olivine

C'est une roche (BS13) de couleur vert olive, hétérogranulaire avec des clastes d'Opx excédant 1 cm. L'Opx est le constituant principal de la roche. Il existe sous deux habitus. Les gros clastes peuvent englober d'autres petits grains d'Opx et quelquefois du spinelle. Ils sont déformés et à exsolutions lamellaires de Cpx. Le Cpx existe abondamment en grains de petite à moyenne taille dépourvus d'inclusion. Toutefois, quelques exsolutions d'Opx peuvent s'observer en fines lamelles ou en lentilles. L'olivine se présente généralement en rares plages interstitielles. Elle est concentrée dans les zones à spinelle et Opx. Le spinelle, vert clair à incolore, est de morphologie variable. Ses grains plurimillimétriques sont golfés et associés essentiellement à l'Opx. Ceux de petite taille jointent les pyroxènes, notamment l'Opx et correspondent à des exsolutions de bordure. Des granules opaques (sulfures et oxydes), associés notamment au spinelle interstitiel, et de l'amphibole sont présents en quantité subordonnée.

II-3. - Pyroxénite à tendance orthopyroxénitique

Il s'agit d'une webstérite (BS9) constituée uniquement d'Opx et de Cpx et dépourvue de phase alumineuse. La proportion d'Opx est largement supérieure à celle du Cpx. D'après leur dimension, ces pyroxènes se rapportent à deux assemblages distincts :

* *paragenèse "ancienne" à gros grains* : elle est représentée par des clastes plurimillimétriques de pyroxènes, xénomorphes et modérément fracturés. Les exsolutions de l'Opx dans le Cpx sont rares alors que celles de Cpx dans l'Opx sont largement représentées sous forme de lamelles déformées. Les clastes de pyroxènes sont fortement déformés comme en témoignent leurs extinctions onduleuses.

* *paragenèse tardive à petits grains* : elle est constituée de néoblastes de pyroxènes formant une mosaïque granoblastique qui se développe autour des gros cristaux de pyroxènes voire dans leurs fractures. Ces blastes polygonaux sont souvent à joints réguliers. Il s'agit d'une mosaïque de recristallisation développée au détriment de la paragenèse précoce déformée.

II-4. - Grospydites^(*)

Ce sont des clinopyroxénites à grenat \pm spinelle \pm corindon \pm plagioclase qui ont été décrites et étudiées dans le massif des Beni Bousera par Coffrant et Piboule (1973) et Kornprobst et al. (1982, 1987, 1990). En plus de celles échantillonnées par nos soins, un petit nombre, appartenant à ce type, étudié ici, provient de la collection de ces auteurs.

Pour la suite de notre travail, on adoptera le terme de "grospyrite" pour ce faciès bien que celui-ci ne soit pas tout à fait adapté au matériau étudié ici. En effet, si la composition chimique de ces pyroxénites s'apparente à celle des vraies grospydites (Chapitre V), par contre leur paragenèse en diffère beaucoup (absence de grenat calcique, de disthène, ...). Le terme de "grospycorite"^(**) pour ce type de matériau à corindon est plus adapté mais n'est pas utilisé par la communauté scientifique. D'un autre côté, la présence du corindon n'est pas systématique et certaines roches en sont dépourvues malgré leur richesse en alumine.

II-4.1. - Banc BS8t

L'échantillon BS8t correspondant à la roche totale, offre une nette zonation pétrographique (fig. 51) avec :

^(*) Le nom de grospyrite est une abréviation des trois minéraux : grossulaire, pyroxène et disthène. Il a été utilisé pour la première fois par Bobrievich et al. (1960) pour désigner des xénolites à grenat riche en grossulaire et pyrope, clinopyroxène alumineux et disthène du pipe kimberlitique de Zagadochnaya en Yakutie (voir aussi Sobolev et al., 1968). Il a été repris et utilisé par Kornprobst et al. (1982, 1987) pour le faciès de clinopyroxénites à grenat et corindon du massif des Beni Bousera.

^(**) Le terme de grospycorite est suggéré par Thompson (1979) pour des clinopyroxénites à grenat renfermant du corindon au lieu du disthène (grospydites).

- une zone vert grisâtre (environ 3 cm) riche en grenat (BS8b),
- une zone vert pomme (1.5 cm environ) où apparaissent quelques petits grains de spinelle (BS8c). Le grenat y est moins abondant que dans la zone BS8b,
- et une zone d'environ 3.5 cm (BS8d) caractérisée par une augmentation de la quantité du spinelle au dépens du grenat. La proportion de ce dernier reste toutefois supérieure à celle du spinelle.

* Niveau à grenat (BS8b) : de texture granoporphyroclastique orientée, ce faciès est constitué de Cpx et de grenat. Ce dernier prédomine sous forme de clastes plurimillimétriques incluant des petits cristaux de Cpx. La kélyphitisation est modérée et se traduit par des veines fibreuses légèrement déformées et parallèles à l'allongement du grenat. Des néoblastes isogranulaires de Cpx forment la matrice pyroxénique. A ces néoblastes s'associent des petits grains de grenat interstitiels subautomorphes. Quelques sulfures (parfois visibles à l'oeil nu) s'observent dans les zones kélyphitisées.

Banc BS8t				
	Différentes zones	Epaisseur	Assemblage minéral caractéristique	Analyse PGE
Environ 8 cm	Zone vert grisâtre BS8b	Environ 3 cm	Cpx - Gt	+
	Zone vert pomme BS8c	Environ 1.5 cm	Cpx - Gt - (Sp) - (Cor)	+
	Zone vert plus ou moins sombre BS8d	Environ 3.5 cm	Cpx - Gt - Sp - Cor	+

Figure 51 : Différents niveaux pétrographiques du banc BS8t (Beni Bousera).

* Niveaux à spinelle-corindon (BS8c et BS8d) : de texture granoporphyroclastique, ce niveau est caractérisé par une diminution de la taille et de l'abondance du grenat. Le Cpx présente un aspect "vermiculaire". On peut noter l'apparition du spinelle et du corindon qui deviennent relativement plus nombreux en allant de la zone BS8c à la zone BS8d. Le spinelle, vert très clair à incolore, est en grains isolés ou constitue des amas polycristallins. Il est difficile d'établir les relations texturales entre le grenat, le Cpx et le spinelle en raison de l'état très rétro-morphosé de ce faciès. Le corindon, en quantité très faible, se présente :

- en tablettes inframillimétriques dans la mosaïque, associées au spinelle et au plagioclase secondaire,
- et en cristaux fracturés et de taille moyenne, souvent entourés de spinelle incolore et antérieurs à celui-ci.

Les minéraux accessoires regroupent de la calcite et du plagioclase secondaires ainsi que des phases opaques visibles à l'oeil nu qui sont relativement plus fréquentes que dans le faciès précédent (BS8b).

II-4.2. - Banc BS5

Cet échantillon correspond à une séquence rubanée d'environ 18 cm d'épaisseur qui montre globalement deux zones distinctes : une riche en grenat de couleur rose clair et l'autre à corindon rose pourpre à violet en cristaux plurimillimétriques allongés. Dans le détail, l'échantillon offre des variations modales permettant de le subdiviser en plusieurs niveaux (fig. 52) :

* Niveau 1 (BS5-II) et niveau 2 (BS5-3b) : ils montrent un assemblage à Cpx et grenat de texture porphyroclastique (épaisseur environ 6.5 cm). La différence entre les deux niveaux réside dans la légère diminution, dans le niveau BS5-3b, de la fréquence du grenat au profit du Cpx. Les cristaux de Cpx de grande taille et xénomorphes sont largement déformés et fracturés. Les petits forment une mosaïque à grains fins polygonaux et non fracturés autour des cristaux de grenat. Ces derniers constituent deux populations de taille et d'importance variables. Les grands clastes, pouvant atteindre 7 mm, sont xénomorphes et montrent des joints plus ou moins golfés et irréguliers. Ils peuvent inclure quelques grains de Cpx et être auréolés d'une mince couche kélyphitique. La deuxième population de grenat est composée de petits minéraux, en bordure de certains Cpx (exsolution de bordure). Dans certaines zones rétro-morphosées, on observe du spinelle vert clair, des petits grains de plagioclase et du corindon secondaire. Très localement, la saphirine apparaît en exsolution lamellaire dans le Cpx.

* Niveau 3 (BS5-3a) : il constitue une bande verte d'une épaisseur d'environ 1 cm. Il s'agit d'une clinopyroxénite dépourvue de grenat et où le Cpx présente grossièrement les mêmes caractéristiques que celui des deux niveaux précédents.

* Niveau 4 (BS5-4) : c'est une clinopyroxénite à grenat (environ 2.5 cm) comparable à BS5-3b (niveau 2).

* Niveaux 5 et 6 (BS5-5 et BS5-I respectivement) : ils sont riches en corindon baignant dans une matrice clinopyroxénique vert grisâtre. Bien que le corindon soit moins abondant que le Cpx, sa proportion reste significativement importante par rapport à celle de la

grosphydite BS8t. Le Cpx est le plus souvent de grande taille à contours irréguliers. Des exsolutions de grenat s'observent en bordure ou au sein de certains clastes de Cpx. Le corindon se présente en cristaux tabulaires isolés ou en agrégats polycristallins largement fracturés et très "kinkés". A ces phases précoces, s'ajoutent du plagioclase, du spinelle, de la biotite et du corindon secondaire en faible quantité dans les zones rétro-morphiques.

Banc BS5				
	Différentes zones	Epaisseur	Assemblage minéral caractéristique	Analyse PGE
Environ 18 cm	BS5 - II	Environ 5 cm	Cpx - Gt	+
	BS5 - 3b	Environ 1.5 cm	Cpx - Gt	-
	BS5 - 3a	Environ 1 cm	Cpx	-
	BS5 - 4	Environ 2.5 cm	Cpx - Gt	-
	BS5 - 5	Environ 3 cm	Cpx - Cor - (Gt)	-
	BS5 - I	Environ 5 cm	Cpx - Cor - (Gt)	+

Figure 52 : Différents niveaux pétrographiques du banc BS5 (Beni Bousera).

II-4.3. - Autres grosphydites étudiées

Elles font partie d'un lot d'échantillons grossièrement semblables aux deux séquences grosphyditiques précédentes provenant de la collection de Kornprobst et al. (1990). Elles ont fait l'objet d'une étude pétrologique et géochimique par ces auteurs :

* **SY5CT** : correspond à une séquence rubanée entière (20 cm) symétrique avec au centre une zone à Cpx-Gt-Cor (SY5-5) de faible épaisseur (1 cm) et de part et d'autre une paragenèse à dominance Cpx-Gt,

* **SY5-5** : niveau à Cpx-Gt-Cor de SY5CT,

* SY28CT : clinopyroxénite à grenat-spinelle de 12 cm d'épaisseur montrant une intercalation de différents niveaux à Cpx-Gt (3 niveaux) et à Cpx-Gt-Sp (2 niveaux) de puissance variable,

* SY11 : clinopyroxénite à grenat-corindon constituant le coeur d'un banc grosphyditique.

II-5. - Clinopyroxénites à grenat-spinelle

Ces roches (BS4, BS7) semblent constituer, pétrographiquement, un faciès de "transition" ou un stade "évolué" entre les pyroxénites à grenat (clinopyroxénites à grenat) et les grosphydites précédentes. On note ici l'absence de corindon et la présence de spinelle à répartition hétérogène dans la roche. Le grenat est complètement transformé en kélyphite. La matrice pyroxénique (Cpx) emballe les masses kélyphitiques. Enfin, quelques sulfures sont surtout concentrés dans les zones kélyphitisées.

Dans l'échantillon BS4, il existe une génération de petits cristaux de grenat largement kélyphitisés. Ils correspondent à d'anciennes exsolutions de bordure du Cpx. Le spinelle se manifeste différemment en deux zones selon son abondance :

* zone à spinelle : le spinelle (environ 3%) est vert très clair à incolore et à bordures noires; il se rencontre :

- en petits grains entre les joints triples des cristaux de Cpx, dans la kélyphite du grenat ou à proximité de celle-ci,
- en grains plurimillimétriques amiboïdes poecilitiques incluant le Cpx,
- ou, très localement, sous forme de fines symplectites.

* zone pauvre en spinelle : le spinelle est rare et se présente en plages plus ou moins allongées. Il est inclu dans la kélyphite et se développe au dépens du grenat. Il est légèrement zoné avec une couleur allant du vert pâle au centre à incolore à sa périphérie.

L'échantillon BS7 correspond à cette dernière zone pauvre en spinelle.

III - LES PYROXENITES DE RONDA

Les pyroxénites de Ronda constituent des bancs homogènes isolés (simples) ou composites (complexes) dans les péridotites. Elles définissent plusieurs types pétrographiques qui se caractérisent minéralogiquement par des compositions modales différentes. Les associations observées témoignent de cette diversité et permettent de distinguer les assemblages minéraux et les types pétrographiques suivants (tableau 19) :

Assemblages minéraux	Type pétrographique	Faciès	Echantillons
Gt - Cpx - Opx ± Plag	Pyroxénite à grenat	Pyroxénite à grenat - plagioclase	JR10, JR21, JR22, JR29, JR30
Cpx - Opx - Gt - Amph - (Plag)		Pyroxénite à grenat - amphibole	JR19a, JR19b, JR19c, JR19d
Cpx - Opx - Sp - Plag - Ol	Pyroxénite à spinelle - plagioclase - olivine	Pyroxénite à spinelle - plagioclase - olivine	JR37, JR38, JR39, JR41, JR42, JR43
Cpx - (Opx)	Clinopyroxénite	Clinopyroxénite	JR24
Opx - (Cpx)	Pyroxénite à tendance orthopyroxénitique	Orthopyroxénite	JR23, JR25
Opx - Cpx - (Sp) - (Ol) ± (Plag)		Pyroxénite à spinelle - olivine - (plagioclase)	JR40, JR44
Cpx - Gt ± Plag ± Cor ± Sp	Grospydite	Clinopyroxénite à grenat - plagioclase - (corindon)	JR1 (a à d), JR2 (a, c à f), JR3 (a à c), JR4

Tableau 19 : Assemblages minéralogiques des différents groupes de pyroxénites étudiées appartenant au massif de Ronda.

III-1. - Pyroxénites à grenat

Ces roches ressemblent beaucoup à celles des Beni Bousera. Elles sont composées généralement de grands cristaux de grenat dans une matrice finement granoblastique à pyroxènes (Cpx, Opx) et grenat. Le grenat est très abondant et peut devenir le constituant principal en dépassant 60% des phases de la roche. Il se présente en porphyroclastes ovalisés et entourés ou parcourus par des fibres kélyphitiques. Une seconde population de grenat peut exister sous forme de petits cristaux associés à la paragenèse à pyroxènes. Ces derniers sont souvent en cristaux xénomorphes à subautomorphes et à joints irréguliers. Ils constituent une mosaïque granulaire coincée entre les porphyroclastes de grenat. Certains peuvent être piégés par la kélyphite ou inclus dans le grenat.

A ces phases minérales majeures peuvent (ou non) s'ajouter d'autres minéraux permettant de distinguer (tableau 19) :

- une webstérite à grenat,
- des webstérites à grenat-plagioclase,
- et des webstérites à grenat-amphibole-(plagioclase).

Le plagioclase, d'abondance très variable, est en grains de très petite taille parfois maclés. Il se rapporte à une paragenèse rétromorphique développée à partir des pyroxènes et synchrone avec la kélyphite.

Les échantillons JR19 (a à d) sont marqués par la présence d'une proportion importante de la hornblende. Les relations entre cette hornblende et les autres minéraux suggèrent l'existence de deux générations :

- la première est représentée par des grains de hornblende interstitiels associés aux pyroxènes. Elle semble être précoce et d'origine métasomatique,
- la deuxième regroupe des petits cristaux de hornblende en faible quantité entrant dans la constitution de la kélyphite. Elle pourrait avoir une origine plus tardive liée aux réactions kélyphitiques.

III-2. - Pyroxénites à spinelle-plagioclase-olivine

Ce faciès a été prélevé à la bordure Sud de la coupe effectuée dans la zone du faciès Iherzolite à plagioclase de Obata (1980) (fig. 50), à proximité de la région de l'Arroyo de la Cala, correspondant à une zone de percolation selon Remaïdi (1993).

Ces roches présentent des caractères minéralogiques et des stades d'évolution variables d'un échantillon à l'autre. Elles offrent des textures avec de nombreuses exsolutions et d'importantes figures de déformation ductile.

- **Les pyroxènes** : les pyroxènes primaires présentent de fréquentes exsolutions. De nature clinopyroxénique, ces exsolutions sont lamellaires ou en "arêtes de poisson" dans l'Opx. Le Cpx présente les exsolutions lamellaires habituelles de l'Opx.

Les exsolutions précoces de Cpx peuvent être affectées par un remplacement, par un plagioclase rétro-morphique. Celui-ci se présente en plages isolées ou alignées, en lentilles ou en lamelles épousant les anciennes exsolutions. La transformation peut aller jusqu'à un remplacement total du minéral hôte.

- **Le spinelle** : il est en cristaux isolés ou en amas polycristallins et multilobés. Il peut être corrodé et auréolé par le plagioclase. Il est caractérisé par des couleurs contrastées (incolore, vert sombre, brun sombre et noir). Il est associé au plagioclase qui le remplace d'une façon presque systématique.

- **Le plagioclase** : il se rencontre surtout dans les zones à spinelle et parfois en association ou en "exsolution" dans les pyroxènes. Il peut présenter des macles polysynthétiques. En raison de ces relations avec les autres phases, le plagioclase semble avoir une origine secondaire par néoformation rétro-morphique.

- **L'olivine** : elle existe en faible quantité et en petits cristaux craquelés notamment dans les zones à pyroxènes affectés par la rétro-morphose plagioclasique.

III-3. - Pyroxénites à tendance orthopyroxénitique

III-3.1. - Orthopyroxénites

Ces roches (JR23, JR25) offrent une texture porphyroclastique à dominance d'Opx par rapport au Cpx. Ces pyroxènes sont généralement de grande dimension. Certains porphyroclastes d'Opx peuvent contenir des inclusions de Cpx. Ils montrent aussi des exsolutions de Cpx, rarement granulaires, et souvent en lamelles déformées continues ou discontinues.

III-3.2. - Pyroxénites à spinelle-olivine à tendance orthopyroxénitique

Ces roches (JR40 et JR44) proviennent aussi du voisinage de la zone de percolation signalée par Remaïdi (1993). Elles sont caractérisées par la richesse en Opx et par la rareté du spinelle, de l'olivine et du Cpx. L'Opx se présente en gros cristaux dépassant parfois 6 mm. Ces porphyroclastes d'Opx sont à contours irréguliers. Ils peuvent renfermer des exsolutions de Cpx ainsi que des "inclusions" de Cpx, de spinelle voire d'olivine. Le Cpx se présente généralement en minéraux xénomorphes de taille moyenne, assez fracturés. L'olivine est en quantité très faible, en grains petits à moyens. Elle offre des macles de déformation et de glissement. Le spinelle, très rare, est de couleur brun foncé. Il se rencontre sous forme de petites tâches dispersées, souvent intergranulaires et parfois englobées dans les pyroxènes.

Dans l'échantillon JR44 apparaît en plus du plagioclase secondaire. Ce minéral est le plus souvent maclé et semble "s'exsolver" à partir des pyroxènes et du spinelle.

III-4. - Clinopyroxénite

Les pyroxènes sont les seuls constituants de la roche (JR24) avec un rapport Cpx/Opx très élevé. La texture comprend deux populations de Cpx de taille variable. Les gros cristaux peuvent atteindre 1.5 cm et sont fracturés et déformés. Ils montrent d'importantes exsolutions en lamelles d'Opx courbées et déformées. Entre ces gros clastes de Cpx, se développe une mosaïque granulaire à Cpx et Opx.

III-5. - Grospydites

Ces roches ont été échantillonnées au contact péridotites-kinzigites de la partie Nord de la coupe (fig. 50). Il s'agit de clinopyroxénites à grenat plus ou moins riches en phases alumineuses (corindon, spinelle et/ou plagioclase) montrant une évolution et une rétro-morphose d'intensité variable. Certaines hétérogénéités pétrographiques locales nous ont conduit à séparer chaque échantillon en plusieurs niveaux. **Ce type de faciès, qui possède comme équivalent lithologique les grospydites des Beni Bousera, n'a jamais été décrit auparavant à Ronda.**

III-5.1. - Banc JR1

C'est une simple clinopyroxénite à grenat-plagioclase dépourvue de corindon et de couleur vert grisâtre. Elle ressemble fortement aux zones à Cpx-grenat de la séquence rubanée des grospydites des Beni Bousera. On note une variation de la proportion des minéraux principaux et du degré de rétro-morphose dans les niveaux successifs de cet échantillon (fig. 53) :

* niveau JR1a : d'une épaisseur d'environ 1 cm, ce niveau rappelle pétrographiquement les webstérites à grenat-plagioclase précédentes. Il montre une forte concentration de grenat précoce. Ce minéral se présente en petits cristaux globuleux ou ovoïdes. Il est fortement voire totalement kélyphitisé. Entre ces cristaux de grenat se développe une mosaïque à grains fins de Cpx, d'Opx et de plagioclase. Les phases opaques (principalement des sulfures) sont relativement abondantes et ubiquistes. On note la présence de quelques grains inframillimétriques d'amphibole brune. Celle-ci est liée au Cpx, au contact de l'enveloppe externe de la kélyphite voire associée aux phases opaques.

* niveaux JR1b et JR1c : l'Opx ne fait plus partie de la paragenèse de la roche par opposition au niveau JR1a. Le grenat diminue en taille et en proportion et se transforme quasiment en kélyphite. La rétro-morphose est très poussée et se traduit par un développement important du plagioclase. Ce minéral devient le constituant principal de la roche. Il se présente en petites plages xénomorphes à subautomorphes. Il peut aussi exister sous forme de granules piégés ou au contact du Cpx. Il semble avoir une origine secondaire au détriment du Cpx et du grenat. Les phases opaques sont rares et occupent une position intergranulaire entre le Cpx et le plagioclase.

* niveau JR1d : la rétro-morphose devient de plus en plus accentuée et se traduit par une augmentation de la proportion de plagioclase. Le grenat ne subsiste que sous forme de kélyphite dissociée en petits fragments. De même, le Cpx en petits grains corrodés et déstabilisés cède progressivement sa place au plagioclase.

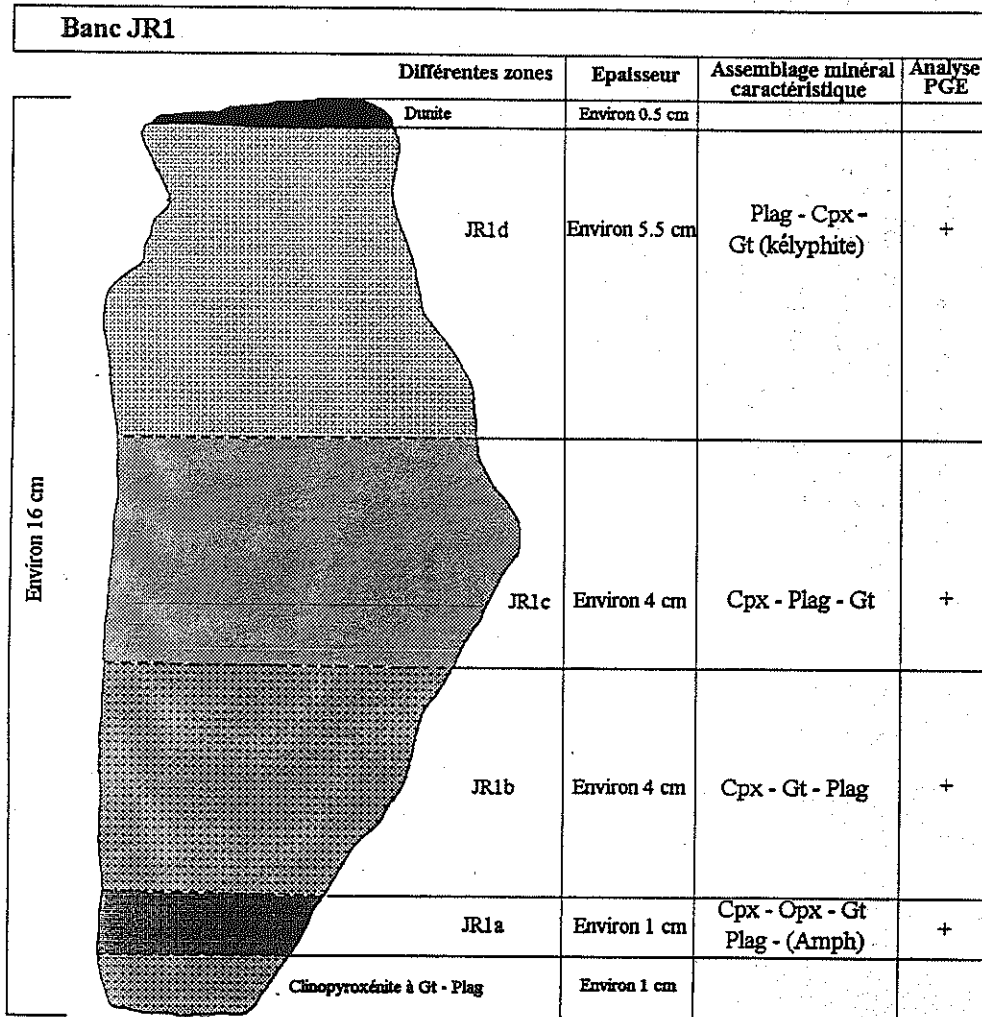


Figure 53 : Différents niveaux pétrographiques du banc JR1 (Ronda).

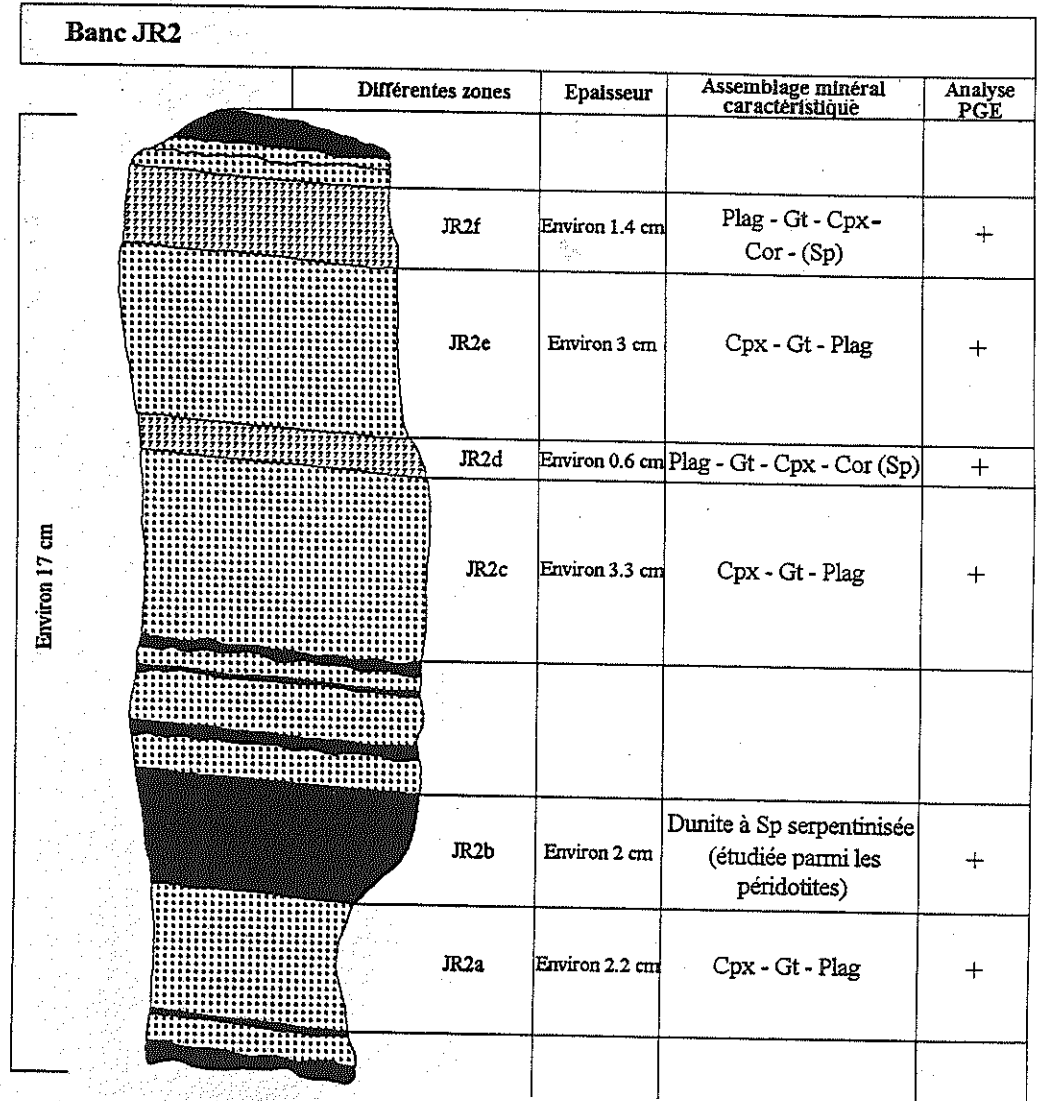


Figure 54 : Différents niveaux pétrographiques du banc JR2 (Ronda).

III-5.2. - Banc JR3

C'est une clinopyroxénite à grenat-plagioclase présentant une forte analogie pétrographique avec l'échantillon JR1. Elle offre une texture granoblastique très riche en plagioclase. Le grenat est ici dépourvu d'inclusion et entouré d'auréoles kélyphitiques. Les phases opaques sont rares et dispersées dans toute la roche. Le passage du niveau JR3a à JR3c est marqué par une zone (JR3b) où le plagioclase devient peu abondant par rapport au Cpx et où le grenat est totalement kélyphitisé.

III-5.3. - Echantillon JR4

C'est une clinopyroxénite à grenat ressemblant macroscopiquement aux deux bancs précédents mais dépourvue de plagioclase. Les cristaux de grenat sont de fréquence majeure (environ 60%) et affectés par une kélyphitisation intense. Ils sont "soudés" par une paragenèse à petits grains de Cpx.

III-5.4. - Banc JR2

Dans cette séquence rubanée, s'intercalent des bandes étroites de dunites et des zones à Cpx-grenat-plagioclase±corindon (fig. 54) d'épaisseurs variables :

* niveau JR2b : c'est un niveau à tendance dunitique d'environ 2 cm d'épaisseur. L'olivine est largement serpentinisée. Quelques grains de spinelle persistent en clastes fracturés brun clair à bordures noires. Des phases opaques liées à la serpentinisation se disposent en filaments irréguliers délimitant parfois les anciens clastes.

* niveaux JR2a, JR2c et JR2e : ces zones correspondent à des clinopyroxénites à grenat-plagioclase de texture granoblastique. Le grenat précoce, très abondant, est rétro-morphosé à la suite d'une kélyphitisation très poussée. La mosaïque granulaire est composée de cristaux de Cpx et de plagioclase. Ce dernier est en faible proportion et d'origine rétro-morphique. Quelques rares phases opaques (sulfures) occupent une position interstitielle.

* niveaux JR2d et JR2f : ce sont deux niveaux plurimillimétriques ressemblant aux précédents mais avec comme différences majeures :

- une kélyphitisation et une rétro-morphose du grenat précoce de plus en plus accentuées,

- une diminution de la dimension et de l'abondance du Cpx au profit du plagioclase

rétromorphique,

- la présence de corindon, surtout dans les zones à plagioclase, en grains xénomorphes, arrondis ou en tablettes souvent intensément déformées et recristallisées à leur bordure. Ce corindon, précoce ou de néoformation, est souvent cerné de spinelle incolore secondaire.

IV - CONCLUSION

L'identification des différents faciès pyroxénitiques s'est fondée essentiellement sur les assemblages minéralogiques et sur les variations de composition modale. La diversité lithologique des pyroxénites est amplifiée par l'évolution tardive et les phénomènes de rétro-morphose variables selon les échantillons. La description pétrographique classique avait donc comme objectif d'établir une typologie sur laquelle on se basera lors de l'étude géochimique.

* **Pyroxénites à spinelle s.l.** : elles regroupent la webstérite à spinelle-olivine des Beni Bousera et les webstérites à spinelle-plagioclase-olivine de Ronda. Ces dernières rappellent le faciès de "gabbros à olivine" défini par Obata (1980). Ces roches, confinées et spécifiques de la partie Sud du massif, se rapportent dans leur histoire finale au sous-faciès Seiland. Elles montrent les traces d'une évolution rétro-morphique ayant engendré du plagioclase et de l'olivine au dépens des pyroxènes. Par conséquent, le terme "gabbro à olivine" de Obata ne semble pas justifié ici en raison de l'origine secondaire rétro-morphique du plagioclase.

* **Pyroxénites à tendance orthopyroxénitique** : l'Opx est le constituant principal de ces roches. A cet Opx précoce et en clastes plurimillimétriques peut s'associer une mosaïque souvent fine à spinelle, olivine, Cpx voire Opx.

* **Clinopyroxénite** : elle est caractérisée par des clastes de Cpx de grande taille et riches en exsolutions. Entre ces porphyroclastes s'insère un assemblage tardif à grains fins de Cpx et d'Opx.

* **Pyroxénites à grenat s.l.** : ce faciès peut être subdivisé macroscopiquement et minéralogiquement en deux groupes :

- *Pyroxénites à grenat s.s.* : ce sont des webstérites à grenat ou des clinopyroxénites à grenat appartenant initialement au sous-faciès Ariégite. Elles sont riches en

grenat baignant dans une matrice pyroxénique grisâtre. Elles ne montrent aucune zonation apparente. La paragenèse "primaire" est probablement à Gt + Cpx ± Opx. Ces roches peuvent porter les empreintes d'une évolution tardive matérialisée par la recristallisation d'un assemblage fin à pyroxènes et par une exsolution de grenat de petite taille. Postérieurement, on assiste à un développement du plagioclase rétro-morphique plus ou moins synchrone de la kélyphitisation du grenat.

- *Grospydites* : ce type, faiblement lité, montre une zonation minéralogique grossière. La paragenèse cristalline précoce est probablement à Cpx alumineux, grenat avec ou sans corindon. L'étude pétrographique, combinée aux travaux de Kornprobst et al. (1990) et Piboule et Kornprobst (en préparation), permet de cerner diverses associations minéralogiques correspondant à des phases cristallogénétiques précoces et tardives. Les stades évolutifs rétrogrades de ces roches (exsolution, réaction, rétro-morphose) débutent dans le sous-faciès Ariégite pour finir dans le sous-faciès Seiland (tableau 20).

Stade précoce	Stade intermédiaire				Stade tardif
	Exolutions du Cpx		Coronites		
Paragenèse "primaire"	Lamellaire	Bordure	Sp	Cor	Kélyphitisation, rétro-morphose, altération
Cpx + Gt ± Cor ± Sp	± Sap ± Sp ± Gt	± Gt	± Sap ± Gt	± Sp ± Gt ± Plag	Cpx Cpx ± Sp ± Plag ± Amph ± Bio ± Calc

Tableau 20 : Stades évolutifs des grospydites.

Cpx : clinopyroxène, Gt : grenat, Sp : spinelle, Ol : olivine, Amph : amphibole, Cor : corindon, Sap : saphirine, Bio : biotite, Calc : calcite

CHAPITRE V :

ETUDE GEOCHIMIQUE ET COMPORTEMENT DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE ET DE L'OR DANS LES PYROXENITES DES MASSIFS ULTRABASIQUES DE RONDA ET DES BENI BOUSERA

L'objectif de ce chapitre est de caractériser la distribution des PGE et de l'Au et de préciser les mécanismes qui contrôlent leurs teneurs dans les principaux termes pyroxénitiques. On essaiera de voir si ces éléments se révèlent intéressants pour aborder et cerner certains problèmes pétrogénétiques liés aux pyroxénites.

Comme pour les péridotites, les analyses chimiques des pyroxénites étudiées ont été effectuées en fluorescence X (XEDS) au Laboratoire de Géochimie de Grenoble pour les éléments majeurs et en fluorescence X (XFS) à l'Université Claude Bernard (Lyon) pour ceux en traces. L'extraction des PGE et de l'Au a été réalisée par mes soins suivant la procédure décrite dans la Partie A - Chapitre II. Leur dosage a été effectué par ICP-MS à Solaize. Les résultats obtenus sont reportés dans l'annexe ③.

I - TYPOLOGIE ET CARACTERISATION PETRO-GEOCHIMIQUE DES PYROXENITES

L'évolution pétrologique tardive des pyroxénites montre les empreintes d'une histoire sub-solidus et de transformations métamorphiques. Cette évolution n'a cependant pas oblitéré les caractéristiques géochimiques initiales de ces matériaux. Les variations des compositions (éléments majeurs et traces) ainsi que le rapport $[Mg] [= (100 \times Mg)/(Mg + Fe^{2+})]$ peuvent traduire un éventuel fractionnement magmatique reflétant l'histoire magmatique ou celle du protolite.

I-1. - Eléments majeurs

L'ensemble des pyroxénites étudiées montre une altération très limitée (perte au feu généralement inférieure à 2%), beaucoup moins marquée que celle des péridotites encaissantes.

L'extrême diversité lithologique des pyroxénites relevée lors de l'examen pétrographique se traduit par une complexité géochimique avec des compositions chimiques très variables (annexe ③, fig. 55). Les variations de composition les plus marquées concernent surtout SiO_2 (40.48-56.84%), FeO_{tot} (3.17-11.71%), Al_2O_3 (2.48-25.22%), CaO (1.26-20.54%) et MgO (9.59-36.04%) et reflètent le mode de chaque échantillon. Dans les diagrammes CaO-oxydes de la figure 55, les pyroxénites offrent une très large fourchette de composition. Le rapport [Mg], utilisé ici comme indice de différenciation, varie de 62.9 à 91.45 et ne montre pas de corrélation nette avec CaO et Al_2O_3 (fig. 56) pour l'ensemble des pyroxénites.

Figure 55 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de celles en CaO dans les pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera.

Les compositions des péridotites sont également reportées. La droite joint la composition de la péridotite R717 et celle du liquide d'équilibre (Frey et al., 1985).

LEGENDE DES DIFFERENTS SYMBOLES UTILISES :

Ronda	Beni Bousera	
○ Péridotites (Ronda)	● Péridotites (Beni Bousera)	● Péridotite primitive R717 (Frey et al., 1985)
□ Grospydites (Ronda)	■ Grospydites (Beni Bousera)	■ Liquide d'équilibre (Frey et al., 1985)
◇ Pyroxénites à grenat-amphibole (Ronda)	◆ Pyroxénites à grenat (Beni Bousera)	
◇ Pyroxénites à grenat (Ronda)	▲ Pyroxénites à spinelle (Beni Bousera)	
△ Pyroxénites à spinelle (Ronda)	× Pyroxénite à tendance orthopyroxénitique (Beni Bousera)	
× Pyroxénites à tendance orthopyroxénitique (Ronda)	▣ Clinopyroxénites à grenat-spinelle (Beni Bousera)	
+ Clinopyroxénite (Ronda)		

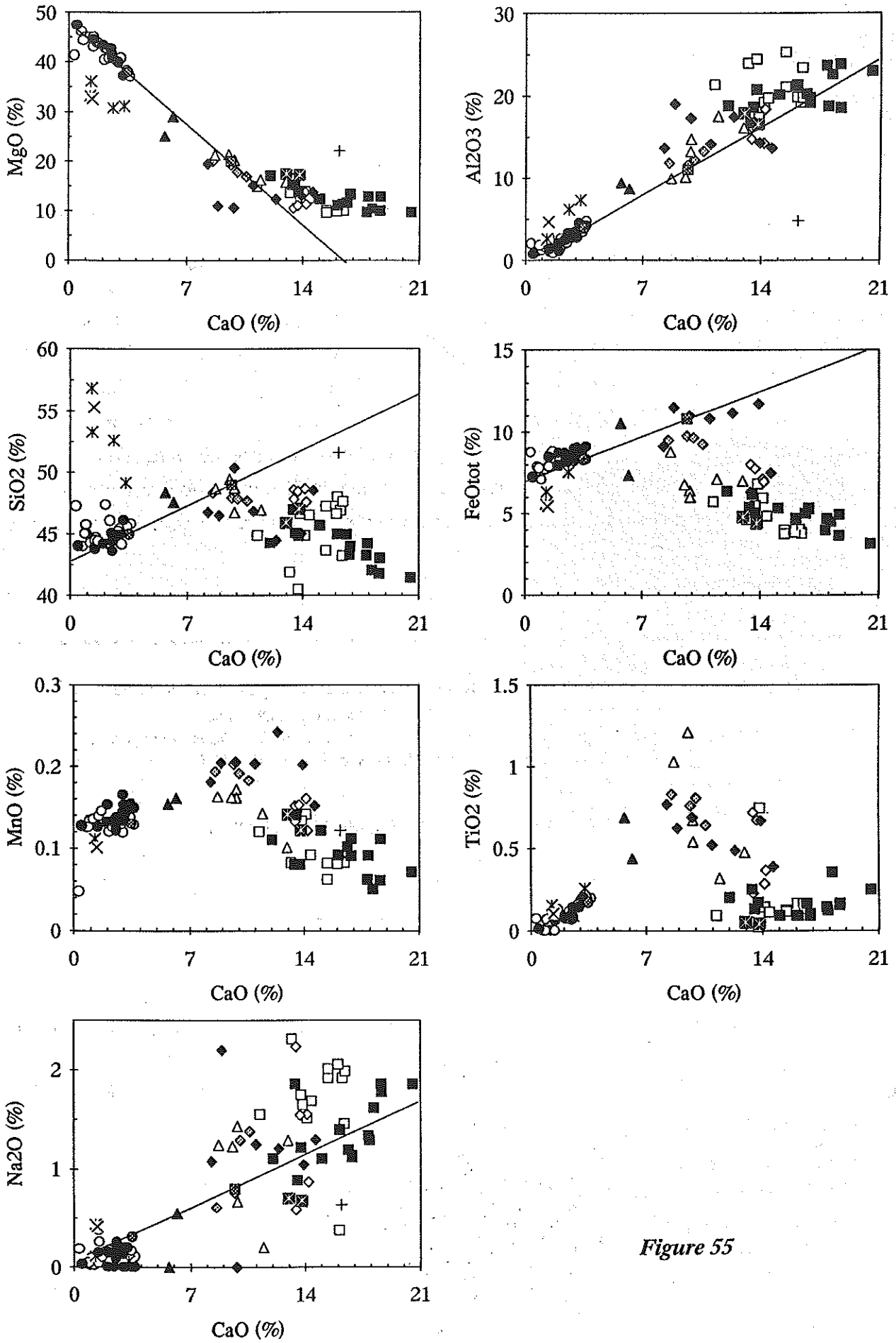


Figure 55

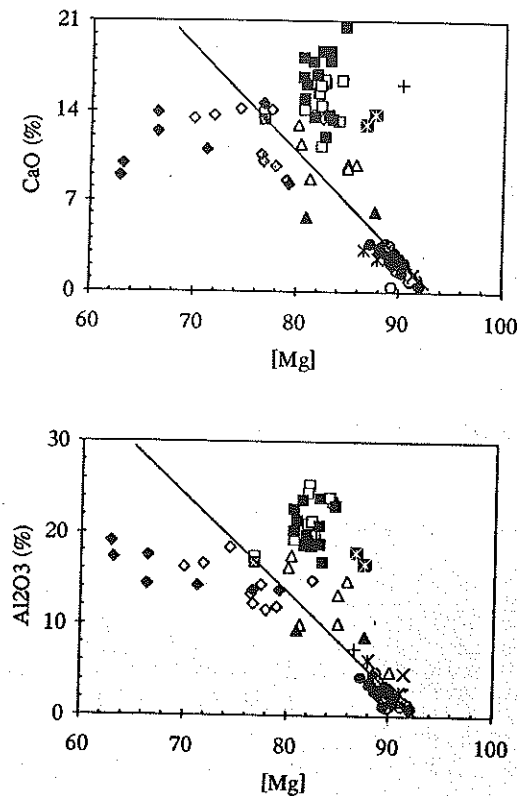


Figure 56 : Variation des teneurs en CaO et Al_2O_3 en fonction du rapport [Mg].
La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

Un essai de classification des pyroxénites par type pétrographique est rendu assez délicat par la diversité lithologique de ces roches et par la différence de composition chimique entre des faciès de paragenèse semblable. Ceci est essentiellement lié à la variation de proportions modales des échantillons appartenant à un même faciès. D'une manière générale, la typologie, strictement pétrographique, des pyroxénites correspond et corrobore la géochimie de ces matériaux.

Nous nous sommes basés, pour la suite de ce travail, sur la description pétrographique (Chapitre IV) et sur les abondances en éléments majeurs pour distinguer les différents types de pyroxénites. Le tableau 21 donne la fourchette de variation des teneurs en éléments majeurs et en éléments traces par groupe de pyroxénite. Ce tableau, combiné aux diagrammes binaires [Mg]-(CaO, Al_2O_3) (fig. 56), $Al_2O_3/FeO_{tot}-FeO_{tot}/MgO$ (fig. 57) ainsi qu'aux diagrammes ternaires $Al_2O_3-FeO_{tot}-MgO$ (fig. 58) et $Al_2O_3-FeO_{tot}-CaO$ (fig. 59), montre la coexistence de diverses familles de pyroxénites que l'on peut scinder en plusieurs groupes :

	Pyroxénites à grenat s.l.					Pyroxénites à spinelle s.l.		Pyroxénites à tendance orthopyroxénitique		Clinopyroxénite
	Grospydites		Clinopyroxénites à grenat-spinelle	Pyroxénites à grenat s.s.				Beni Bousera (1)	Ronda (4)	
	Beni Bousera (17)	Ronda (13)	Beni Bousera (2)	Beni Bousera (7)	Ronda (9)	Beni Bousera (2)	Ronda (6)	Beni Bousera (1)	Ronda (4)	Ronda (1)
SiO ₂ (%)	41.45-46.99 (15)	40.48-48.02	45.91-47.05	44.47-50.34	47.64-48.65	47.58-48.37	45.93-49.43	55.32	49.13-56.84	51.59
Al ₂ O ₃	16.76-23.79 (15)	19.22-25.22*	16.56-17.87	13.66-19	11.52-18.38	8.65-9.36	9.94-17.51	4.66	2.48-7.31	4.82
FeOtot	3.17-6.38 (15)	3.76-5.96*	4.4-4.79	7.47-11.71	6.32-9.74	7.34-10.53	6.01-8.76	5.43	5.6-8.6	4.34
MgO	9.66-17.07 (15)	9.59-14.92	17.27-17.47	10.56-19.46	10.47-20.01	25.11-29.05	15.78-21.41	32.61	30.73-36.04	22.06
CaO	12.04-20.54 (15)	11.25-16.44	12.99-13.8	8.28-14.64	8.58-14.22	5.7-6.19	8.71-12.96	1.37	1.26-3.27	16.17
[Mg]	80.46-84.47 (15)	80.55-84.23*	86.65-87.5	62.9-79.2	69.94-78.97**	80.96-87.58	80.04-85.78	91.45	86.59-91.35	90.07
FeOtot/MgO	0.33-0.43 (15)	0.33-0.43*	0.25-0.27	0.47-1.05	0.47-0.77**	0.25-0.42	0.3-0.44	0.17	0.14-0.28	0.2
Al ₂ O ₃ /FeOtot	2.94-7.25 (15)	3.23-6.71	3.73-3.77	1.22-1.83	1.18-2.64	0.89-1.18	1.13-2.47	0.86	0.41-0.85	1.11
Ni (ppm)	200-471 (14)	254-549	296-368	266-694 (5)	182-921	1347 (1)	406-988	1397	1124-1471	553
Co	31-54	32-58	46	44-64	49-63	72-73	45-66	70	64-83	37
Cr	406-1543	235-1202	1713-1800	530-1138 (5)	599-1756	2811 (1)	1075-3092	4908	3059-5948	6531
Cu	53-171	37-103	5-10	11-152	37-160	28-47	4-127	6	0-99	5
Sr	28-79 (13)	98-254	70-76	19-51 (5)	56-78 (4)	29 (1)	37-73 (4)	3	3-4 (2)	27
Y	4-9 (13)	3-8*	3	10-34 (5)	8-23 (4)	11 (1)	7-18 (4)	3	2 (2)	5
Zr	12-22 (13)	5-27*	17-20	25-46 (5)	23-57 (4)	40 (1)	22-60 (4)	14	13-18 (2)	21

Tableau 21 : Fourchette de variation des teneurs en éléments majeurs et traces et des rapports [Mg], FeOtot/MgO et Al₂O₃/FeOtot dans les différentes pyroxénites étudiées.

Entre parenthèses : nombre d'échantillons. * : Exception de l'échantillon JR1a. ** : Exception de l'échantillon JR21.

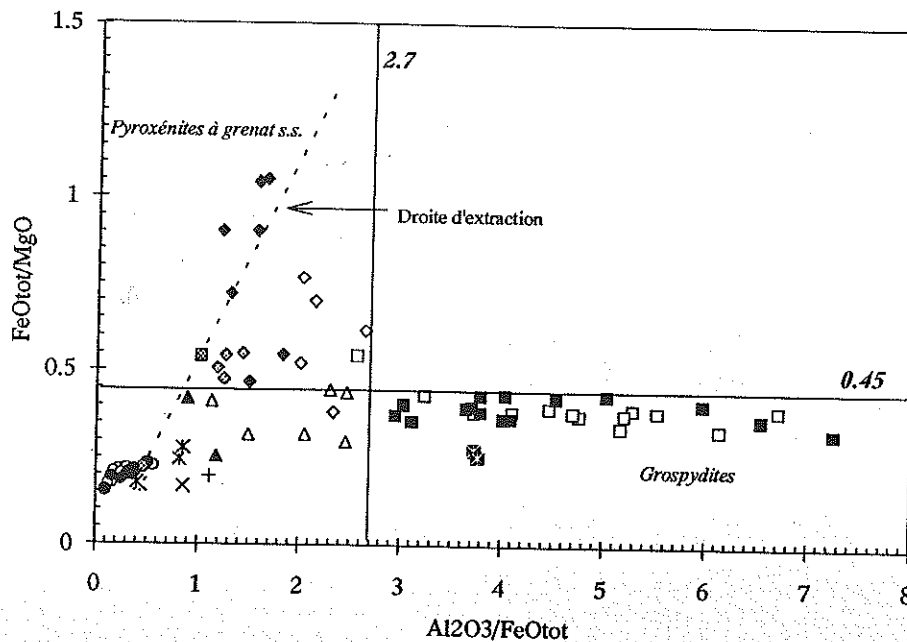


Figure 57 : Diagramme discriminant $FeOt/MgO - Al_2O_3/FeOt$ des pyroxénites.
La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

* **Pyroxénites à grenat s.l.** : ce groupe désigne un faciès pétrographiquement vaste et géochimiquement très hétérogène. En effet, les pyroxénites à grenat montrent des tendances évolutives différentes (fig. 56, 57, 58 et 59), relativement plus nettes à Beni Bousera qu'à Ronda, avec :

i) **Lignée alumineuse (grosphydites)** : correspond aux grosphydites différenciées lors de l'étude pétrographique. Elle englobe des clinopyroxénites à grenat \pm plagioclase \pm corindon \pm spinelle qui ressemblent beaucoup, par leur paragenèse et leur composition chimique, aux pyroxénites de type II étudiées par Kornprobst et al. (1982, 1987, 1990) dans le massif des Beni Bousera. Cependant, à Ronda, c'est la première fois que ce type de pyroxénite est signalé.

Les compositions chimiques globales de ces grosphydites rappellent celles des éclogites hyper-alumineuses ou celles des vraies grosphydites remontées par les magmas kimberlitiques (Sobolev et al., 1968). Elles sont marquées par un enrichissement en alumine caractéristique (Al_2O_3 jusqu'à 25.22 %) et des teneurs en fer faibles (rapport $Al_2O_3/FeOt > 2.7$ et $FeOt/MgO < 0.45$, fig. 57). Elles occupent un champ voisin de celui des cumulats gabbroïques très plagioclasiques de nature tholeiitique (fig. 58).

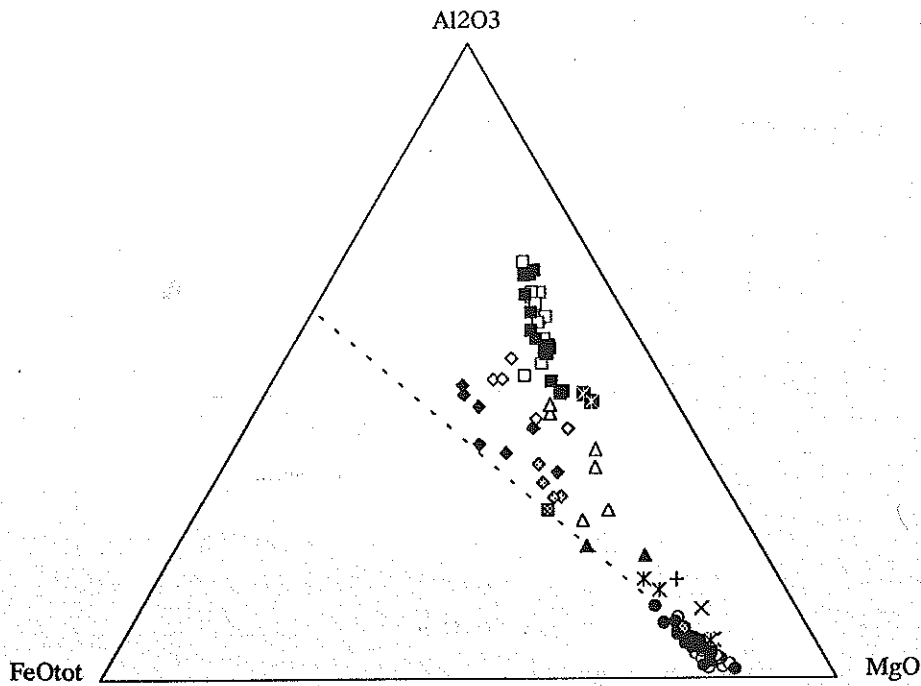


Figure 58 : Diagramme ternaire Al_2O_3 - FeOt - MgO montrant l'évolution des compositions des pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera. La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

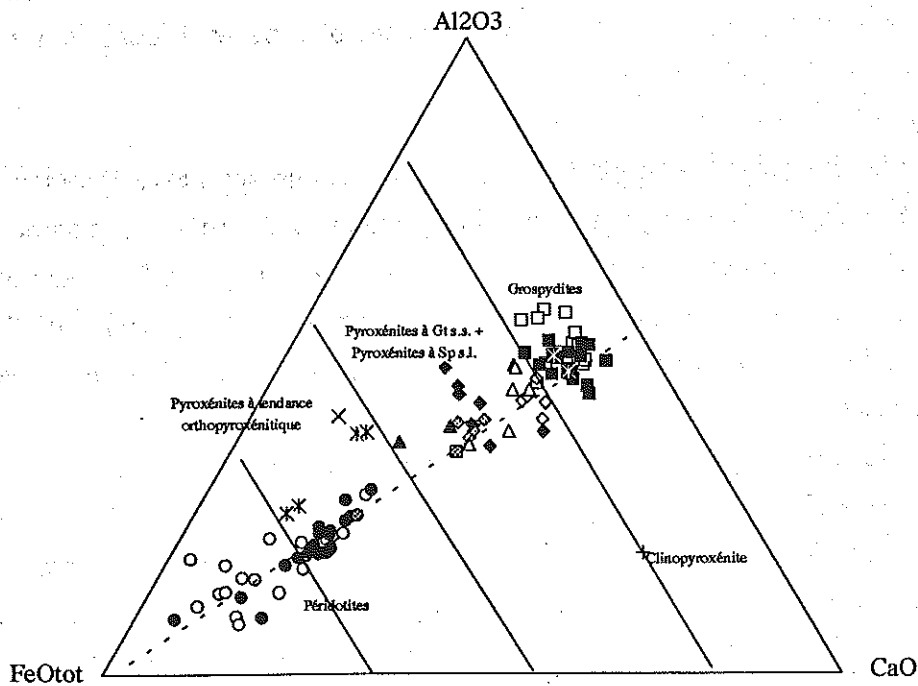


Figure 59 : Disposition des compositions des pyroxénites dans le diagramme ternaire Al_2O_3 - FeOt - CaO. La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

ii) *Lignée ferreuse (pyroxénites à grenat s.s.)* : elle est constituée de clinopyroxénites à grenat et de webstérites à grenat. Elle se distingue de la précédente par des rapports Al_2O_3/FeO_{tot} et FeO_{tot}/MgO généralement inférieurs à 2.7 et supérieurs à 0.45 respectivement (fig. 57).

L'évolution de ces roches dans le diagramme Al-F-M (fig. 58) est caractérisée par un enrichissement en fer, beaucoup plus net pour les pyroxénites des Beni Bousera, qui rappelle les pyroxénites de type I de Kornprobst et al. (1987, 1990). A Ronda, hormis les quatre pyroxénites à grenat-amphibole, les autres pyroxénites à grenat occupent un champ de transition entre les lignées ferreuse et alumineuse.

iii) *Clinopyroxénites à grenat-spinelle* : les deux échantillons des Beni Bousera appartenant à ce faciès (BS4 et BS7) se placent à la base de la lignée grossyditique (fig. 58). Cette position reflète leur concentration en fer (4.4-4.79%) et en alumine (16.56-17.87%). Les valeurs des rapports Al_2O_3/FeO_{tot} (> 2.7) et FeO_{tot}/MgO (< 0.45) les rapprochent de la lignée alumineuse.

* *Pyroxénites à spinelle s.l.* : elles renferment toutes de l'olivine comme minéral accessoire. Par contre, le plagioclase ne s'observe que dans les pyroxénites de Ronda définissant ainsi des pyroxénites à spinelle-plagioclase-olivine.

Leur composition modale variable est à l'origine de leur hétérogénéité chimique. Celle-ci se traduit par des concentrations très variables en Al_2O_3 (8.65 à 17.51%) et un large rapport [Mg] (80.04-87.58). Leurs rapports Al_2O_3/FeO_{tot} et FeO_{tot}/MgO sont respectivement inférieurs à 2.7 et à 0.45. La fourchette de variation des teneurs en alumine, fer et chaux (tableau 21) rappelle celle observée dans la lignée ferreuse définie par les pyroxénites à grenat s.s. précédentes.

* *Pyroxénites à tendance orthopyroxénitique* : ce faciès regroupe cinq échantillons (4 de Ronda et 1 des Beni Bousera) où l'orthopyroxène est le constituant principal. D'après la nature et la fréquence des minéraux rencontrés, on peut distinguer trois types :

- une orthopyroxénite à spinelle-olivine (JR40),
- une webstérite à olivine-spinelle-plagioclase à tendance orthopyroxénitique (JR44). Elle rappelle les péridotites à spinelle encaissantes et se différencie essentiellement de celles-ci par une très faible proportion d'olivine,
- et trois orthopyroxénites (JR23, JR25 et BS9) : l'orthopyroxène est quasiment le seul minéral de la roche avec une faible proportion de clinopyroxène.

Ces roches offrent une composition "particulière" légèrement ultrabasique caractérisée

par des teneurs importantes en silice ($49.13\% < \text{SiO}_2 < 56.84\%$) et en magnésie ($\text{MgO} > 30.73\%$) et très faibles en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 7.31\%$) et en chaux ($\text{CaO} < 3.27\%$). Cette composition les place dans le diagramme ternaire Al-F-M (fig. 58) près du pôle magnésien et dans les diagrammes de la figure 55 à proximité du champ des péridotites pour les éléments majeurs (exception faite de SiO_2).

La variation du rapport $[\text{Mg}]$ (86.59-91.45) et les faibles teneurs en CaO et Al_2O_3 sont comparables à celles observées dans les péridotites. Ceci permet d'expliquer la position de ces pyroxénites près du regroupement des péridotites dans les diagrammes $[\text{Mg}]$ -CaO et $[\text{Mg}]$ - Al_2O_3 (fig. 56). Comme pour les pyroxénites à spinelle s.l., les rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}_{\text{tot}}$ et $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ sont inférieurs à 2.7 et 0.45 respectivement.

* **Clinopyroxénite (JR24)** : cet échantillon appartenant au massif de Ronda est dépourvu de toute phase alumineuse (grenat, spinelle, plagioclase). Sa composition riche en SiO_2 (51.59%) et en CaO (16.17%) et pauvre en Al_2O_3 (4.82%) lui confère une position marginale dans les diagrammes Al_2O_3 , SiO_2 et MgO en fonction de CaO et Al_2O_3 - FeO_{tot} -CaO (fig. 55 et 59). Cette composition rappelle fortement celle du faciès de clinopyroxénite (pyroxénites type 3c) décrit et étudié par Remaïdi (1993) et Gervilla et Remaïdi (1993) à Ronda dans la région de l'Arroyo de la Cala.

I-2. - Eléments traces

Les pyroxénites montrent une très large gamme de teneurs en éléments traces. Les fourchettes de composition des différents faciès distingués précédemment se recouvrent entre elles et peuvent être du même ordre de grandeur (tableau 21). C'est le cas, par exemple, du Ni dont les abondances sont caractérisées par une grande variabilité dans l'ensemble des pyroxénites (182 à 1471 ppm) ou au sein même de chaque groupe lithologique (182 à 921 ppm dans les pyroxénites à grenat s.s. par exemple). Ceci, et contrairement aux éléments majeurs, ne permet pas de distinguer clairement les groupes de pyroxénites sur la base de leurs concentrations en éléments traces.

Les diagrammes CaO-éléments traces et $[\text{Mg}]$ -éléments traces (fig. 60, 61 et 62) permettent de visualiser les variations de composition et l'évolution des différents types pétrographiques de pyroxénites. Ces variations reflètent le fractionnement des phases minérales lors de la cristallisation des liquides pyroxénitiques.

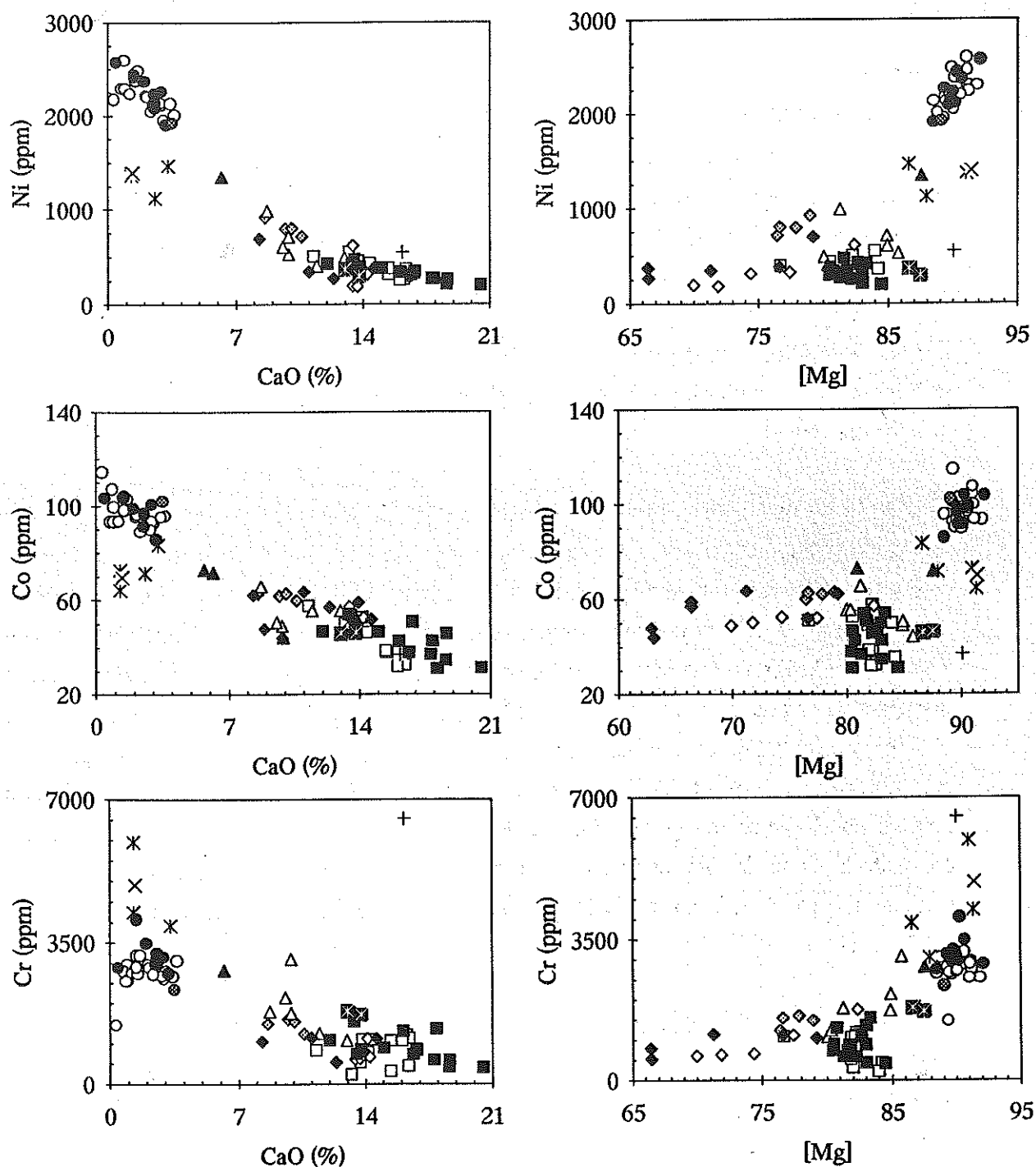


Figure 60 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Ni, Co et Cr) en fonction des teneurs en CaO et du rapport [Mg].
La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

En général, les abondances en éléments compatibles (Ni, Co, Cr) des pyroxénites s.l. montrent une corrélation sub-linéaire inverse (beaucoup moins marquée pour le Cr) avec les teneurs en CaO et l'indice de différenciation [Mg] (fig. 60). A quelques exceptions près, et

bien que des pyroxénites de nature pétrographique différente puissent avoir des concentrations similaires, on note une diminution des abondances en Ni, Co et Cr depuis les faciès pauvres en CaO (pyroxénites à tendance orthopyroxénitique, quelques pyroxénites à spinelle et olivine) jusqu'à ceux plus calciques (grosphydites). Les teneurs en éléments incompatibles montrent une dispersion indépendante de CaO et du rapport [Mg] (fig. 61 et 62). Les faibles teneurs en Nb et en Rb (< 4 ppm) sont à manipuler avec précaution et ne sont pas très significatives en raison du risque de la dérive analytique à ce niveau de teneurs.

* les pyroxénites à grenat s.s. (lignée ferreuse) ont des concentrations en Cr, Ni et Co qui tendent à diminuer avec le fractionnement. Par contre, les éléments incompatibles présentent une évolution particulière qui se traduit par l'absence de corrélation (Nb, Rb) ou des corrélations discrètes négative (Y) voire positives (Cu, Sr, Zr) pour certains échantillons.

* les grosphydites (lignée alumineuse) sont caractérisées par de relativement fortes valeurs du rapport [Mg] et une variation restreinte de celui-ci à l'origine de leur faible dispersion par rapport aux pyroxénites à grenat s.s. précédentes. Elles montrent des abondances en Ni, Cr et Co plus faibles, pour une même valeur de [Mg], que les pyroxénites à grenat de la lignée ferreuse. Néanmoins, les éléments magmaphiles ont des teneurs assez disparates sans aucune relation nette avec [Mg] ou CaO (fig. 61 et 62). Les concentrations en Y et Zr sont plus faibles que dans les pyroxénites à grenat s.s. (tableau 21) (3-9 ppm et 5-27 ppm contre 8-34 ppm et 23-57 ppm respectivement). Par ailleurs, on note une différence de teneurs en Sr entre les grosphydites de Ronda et celles des Beni Bousera. A Ronda, les concentrations en Sr sont les plus élevées de toutes les pyroxénites étudiées (> 98 ppm) alors que celles des Beni Bousera (< 79 ppm) sont comparables aux pyroxénites à grenat s.s. (tableau 21).

* les pyroxénites à spinelle s.l. montrent une variabilité des teneurs en éléments traces (tableau 21) assez marquée indépendamment du rapport [Mg] (fig. 60 et 62). Ceci est à relier avec l'hétérogénéité pétrographique de ce faciès et notamment à la quantité variable de phases accessoires (olivine, spinelle, plagioclase) selon les échantillons.

* les pyroxénites à tendance orthopyroxénitique sont généralement les plus riches en éléments compatibles Ni (1124-1471 ppm), Co (64-83 ppm), Cr (3059-5948 ppm) et pauvres en certains éléments incompatibles (tableau 21). Cette composition, couplée à des rapports [Mg] élevés (86.59-91.45) et des concentrations en CaO basses (1.26-3.27%), situe sensiblement ces pyroxénites à proximité du champ périclétique (fig. 60, 61 et 62).

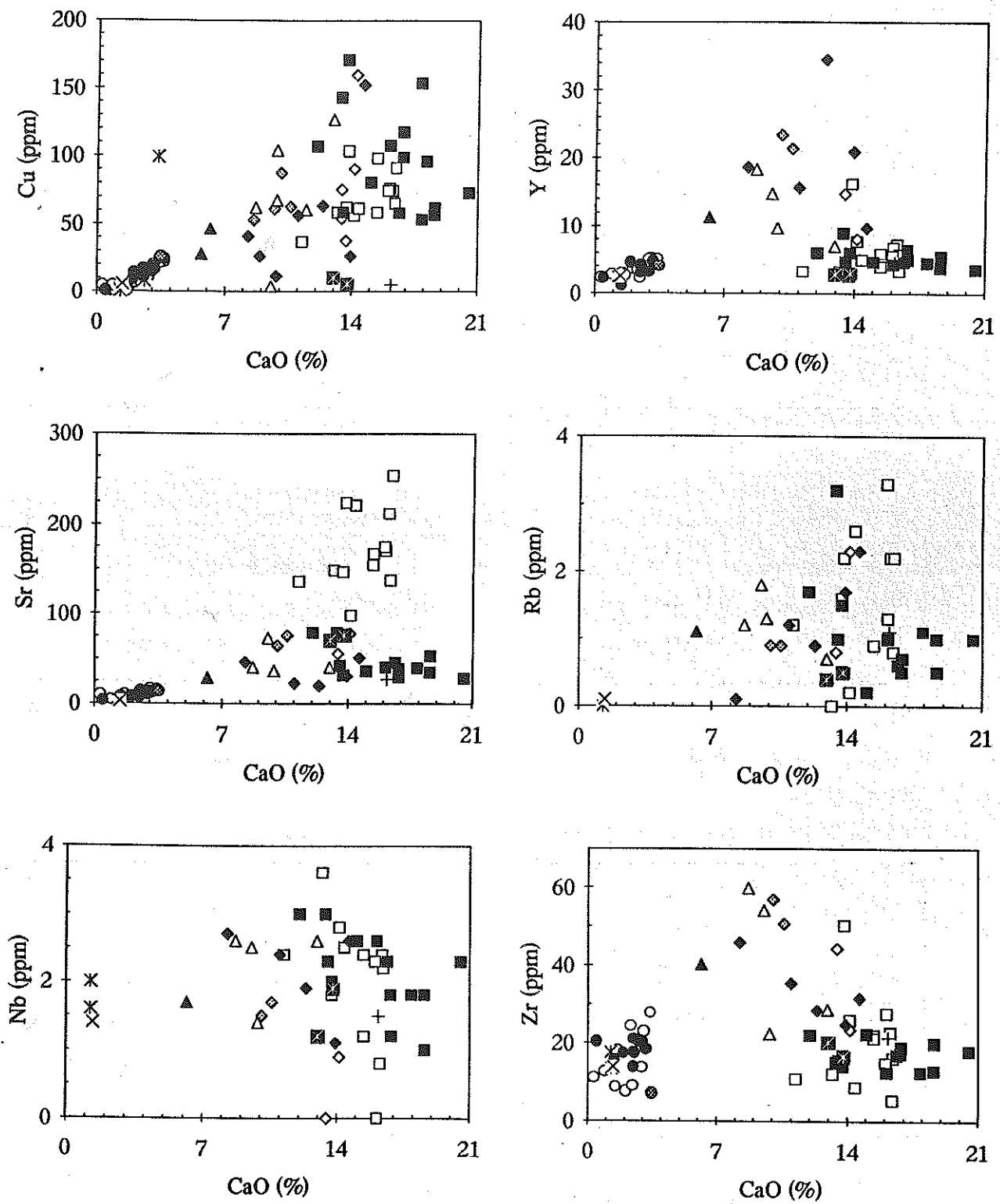


Figure 61 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Cu, Y, Sr, Rb, Nb et Zr) en fonction des teneurs en CaO dans les pyroxénites. La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

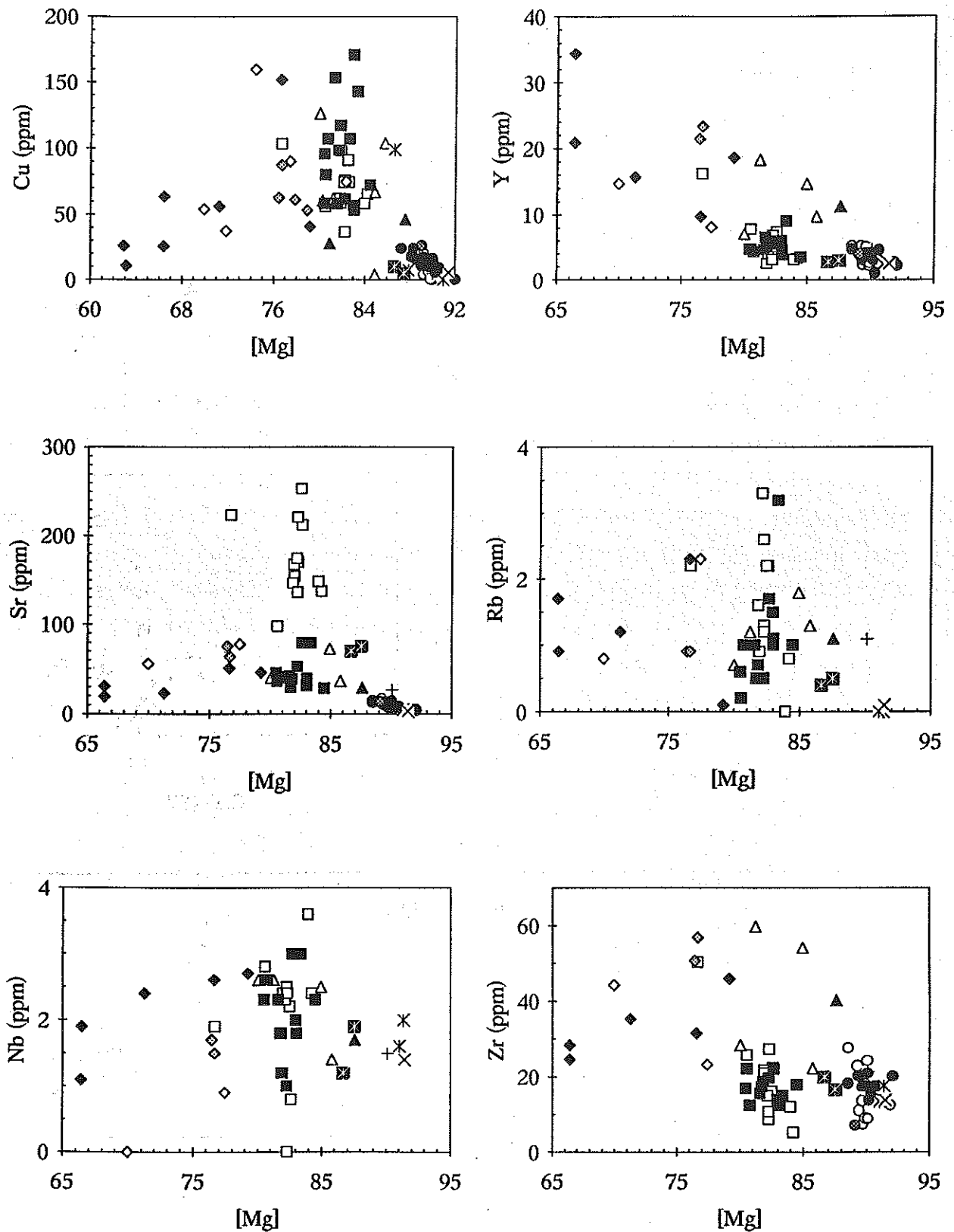


Figure 62 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Cu, Y, Sr, Rb, Nb et Zr) en fonction du rapport [Mg] dans les pyroxénites. La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

I-3. - Discussion

Le fractionnement magmatique des différentes phases minérales des pyroxénites pourrait induire de larges variations de composition allant d'un faciès peu différencié à un faciès évolué. Cependant, en raison de l'existence de certaines phases rétro-morphiques, l'adéquation minéralogie-géochimie est délicate à établir. De même, les modalités de fractionnement et les relations génétiques péridotites-pyroxénites et pyroxénites entre elles, sont difficiles à cerner dans le détail.

Afin de tenter de comprendre ces relations, on peut définir une "droite d'extraction" joignant la composition estimée pour la source mantellique primitive des péridotites de Ronda représentée par la lherzolite R717 de Frey et al. (1985) et le liquide primitif à l'équilibre calculé par ces auteurs (fig. 55 à 58). Si les pyroxénites représentent des liquides issus par fusion partielle des péridotites encaissantes et ayant évolué par cristallisation fractionnée, leur composition devrait s'aligner sur cette droite d'extraction. Sur les diagrammes des figures 55 à 58, seules quelques rares pyroxénites se situent près de la composition du liquide primaire ou le long de la droite d'extraction. Ceci écarte la possibilité que la majorité des pyroxénites puisse correspondre à des liquides primaires piégés et cristallisés à l'équilibre au sein des péridotites. Par ailleurs, la plupart des pyroxénites montre des abondances qui échappent à cette droite éloignant toute filiation directe de l'ensemble des pyroxénites par simple processus de cristallisation fractionnée. L'absence de corrélation entre [Mg] et les éléments incompatibles conforte cette hypothèse. Les teneurs en Ni et celles en Zr et Sr ne se corrélaient pas négativement (fig. 63) selon une tendance évolutive caractéristique de la cristallisation fractionnée. L'ensemble de ces observations suggère que les différentes pyroxénites représentent des "ségrégats de minéraux" ayant évolué selon un processus cumulatif.

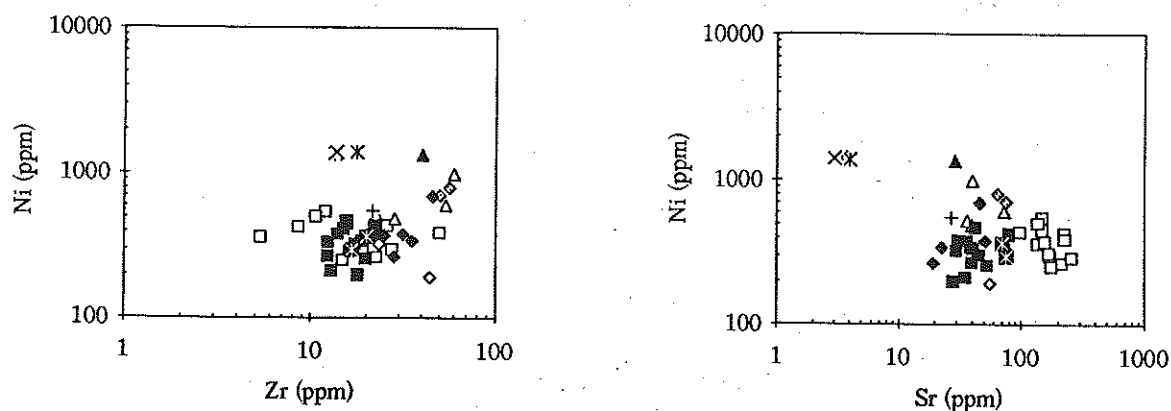


Figure 63 : Variation des teneurs en Zr et Sr en fonction de celles en Ni dans les pyroxénites. La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

Par ailleurs, le rapport [Mg], utilisé comme indice de différenciation magmatique, ne montre pas de corrélation avec les éléments traces (fig. 60 et 62). Ces derniers peuvent offrir des abondances comparables pour des valeurs de [Mg] pourtant différentes. L'absence d'une évolution parallèle entre les valeurs de [Mg] et les éléments traces écarte une filiation génétique simple entre certaines pyroxénites. Ceci suggère que les différents faciès pyroxénitiques représentent probablement des populations géochimiques différentes et/ou ayant subi des évolutions pétrologiques distinctes. L'interprétation des pyroxénites en terme de simples produits de cristallisation fractionnée de liquides formés par fusion des péridotites encaissantes (Kornprobst, 1969, 1974; Dickey, 1970; Conquéré et Kornprobst, 1972) est difficilement envisageable ici.

La diversité géochimique et pétrographique des pyroxénites exige un modèle plus complexe et des origines variées. Plusieurs travaux (Loubet, 1976; Loubet et Allègre, 1982; Suen et Frey, 1987; Kornprobst et al., 1987, 1990; Bodinier, 1989; Pearson et al., 1989, 1991, 1993) évoquent un mécanisme de ségrégation minérale à haute pression dans des conduits magmatiques à l'origine de la plupart des pyroxénites. Dans ce modèle, les variations de composition refléteraient la cristallisation partielle des liquides lors de leur migration à travers les péridotites. Cependant, ce modèle reste insuffisant pour expliquer à lui seul certaines particularités géochimiques des pyroxénites. C'est le cas par exemple de l'absence de corrélation négative entre [Mg] et les éléments magmaphiles. Ce fait est noté également par Suen et Frey (1987) pour les pyroxénites de Ronda et Pearson et al. (1993) pour celles des Beni Bousera. En plus de cette ségrégation minérale à haute pression, d'autres processus complexes, qui dépassent largement le cadre de ce travail, ont été mentionnés par divers auteurs et peuvent accentuer l'hétérogénéité géochimique des pyroxénites :

- * les phénomènes de diffusion, de percolation et d'interaction péridotites-liquides au cours de la formation des pyroxénites peuvent induire des modifications minéralogiques et/ou géochimiques (Bodinier, 1989; Reisberg et al., 1989; Pearson et al., 1993; Remaïdi, 1993; Gervilla et Remaïdi, 1993) et oblitérer ainsi les caractéristiques des termes pyroxénitiques,

- * les mécanismes de ségrégation des liquides,

- * la contamination par des fluides d'origine crustale (Polvé, 1983; Zindler et al., 1983).

Les rôles de ces mécanismes mériteraient à eux seuls une étude approfondie.

Des pyroxénites à grenat similaires à celles de la lignée ferreuse étudiées ici sont caractérisées par des spectres de terres rares (fig. 64 et 65) enrichis en terres rares lourdes (Loubet et Allègre, 1982; Suen et Frey, 1987; Kornprobst et al., 1990; Pearson et al., 1993). Cet enrichissement couplé à celui du fer (fig. 57 et 58) et de l'Y (fig. 61 et 62) et aux travaux expérimentaux de Kornprobst (1969, 1970) sont compatibles avec le fractionnement du grenat et du Cpx à haute pression.

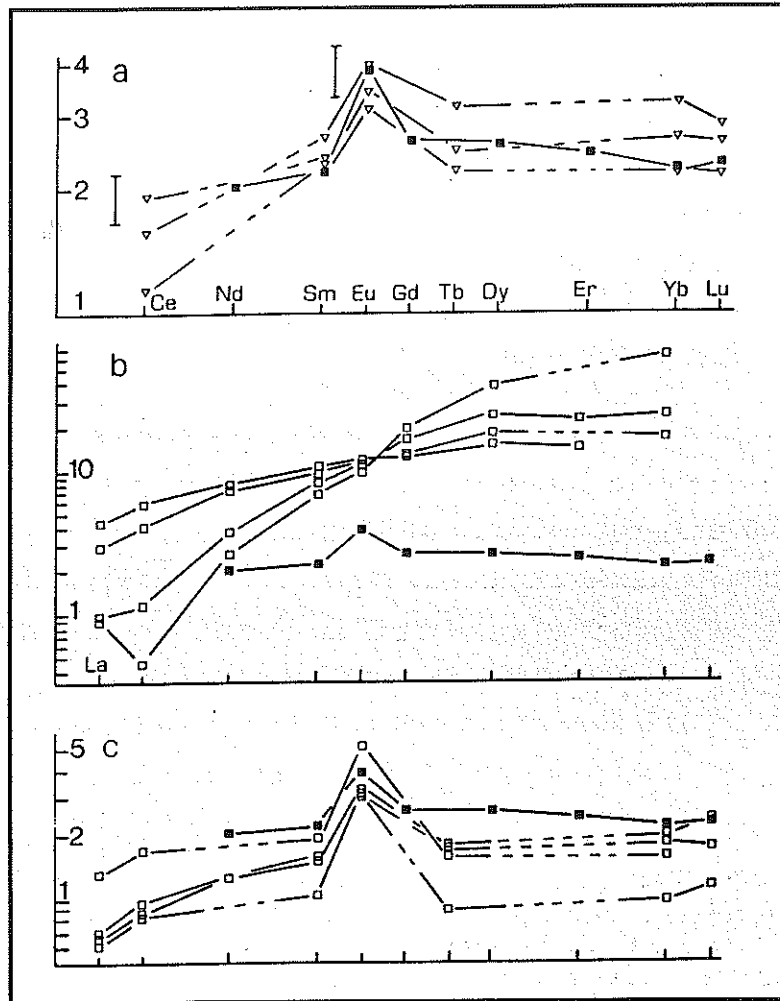


Figure 64 : Spectres des terres rares (d'après Kornprobst et al., 1990) des pyroxénites à grenat-corindon des Beni Bousera (pyroxénites type II) (a). Comparaison entre les spectres des pyroxénites à grenat-corindon (carrés noirs) et des pyroxénites à grenat s.s. des Beni Bousera (pyroxénites type I, carrés blancs) (données de loubet et Allègre, 1982) (b) ainsi que ceux des gabbros de l'ophiolite d'Oman (carrés blancs) (données de Ernewein, 1987) (c).

En revanche, la composition hyper-alumineuse et le faible rapport FeO_{tot}/MgO des gros pyridites (fig. 57 et 58) ne peuvent pas être expliqués selon un scénario similaire à celui des pyroxénites à grenat s.s. précédentes. Leurs teneurs en Y sont généralement plus faibles par rapport aux pyroxénites de la lignée ferreuse (tableau 21 et fig. 61 et 62). Les profils de terres rares déterminés par Kornprobst et al. (1990) dans cette famille de pyroxénite appartenant au massif des Beni Bousera (certains échantillons étudiés ici en font partie) se différencient nettement de ceux des pyroxénites à grenat précédentes par leur profil presque plat (fig. 64). Ils sont caractérisés par un appauvrissement en terres rares lourdes ainsi que la

présence d'une anomalie significative positive en Eu (fig. 64)^(*).

Tous ces arguments (nature aluminocalcique, faible rapport FeOtot/MgO, absence d'enrichissement en terres rares lourdes et Y, anomalie positive en Eu) ne peuvent pas être expliqués par une simple accumulation de grenat et Cpx mais suggèrent plutôt la présence du plagioclase dans le protolite originel de ces matériaux. Les similitudes de compositions entre ces roches et celles de certains cumulats de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman (ex. Kornprobst et al., 1990) permettent d'envisager ici une histoire ancienne dans un contexte de croûte océanique pour les massifs ultrabasiques bético-rifains.

^(*)Les teneurs en terres rares ont été déterminées dans quatre échantillons de grosspydites de Ronda (tableau 22).

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	(La/Sm)n
JR2a	0.171	0.254	0.054	0.332	0.118	0.162	0.175	0.035	0.215	0.047	0.139	0.019	0.129	0.019	0.90
JR2d	0.124	0.339	0.07	0.421	0.171	0.17	0.229	0.047	0.272	0.059	0.17	0.026	0.162	0.022	0.45
JR2e	0.106	0.244	0.053	0.307	0.113	0.155	0.154	0.029	0.174	0.038	0.112	0.018	0.107	0.016	0.59
JR2f	0.137	0.342	0.074	0.397	0.125	0.162	0.149	0.028	0.162	0.035	0.104	0.014	0.096	0.013	0.68

Tableau 22 : Teneurs en terres rares de quatre grosspydites de Ronda.

Les quatre spectres (fig. 65) de terres rares s'apparentent à ceux des grosspydites des Beni Bousera étudiées par Kornprobst et al. (1990). Ces spectres sont extrêmement peu différenciés avec des teneurs voisines de celles de la Chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995). Ils sont marqués à la fois par des rapports $(La/Sm)_n < 1$ ($0.45 < (La/Sm)_n < 0.90$) et une anomalie positive en Eu. Leur allure générale se distingue nettement de celle des pyroxénites à grenat s.s. étudiées par Loubet et Allègre (1982) dans le massif des Beni Bousera (fig. 64 et 65) et par Suen et Frey (1987) dans celui de Ronda (fig. 65) notamment par l'absence d'enrichissement en terres rares lourdes et par la présence d'une anomalie positive en Eu.

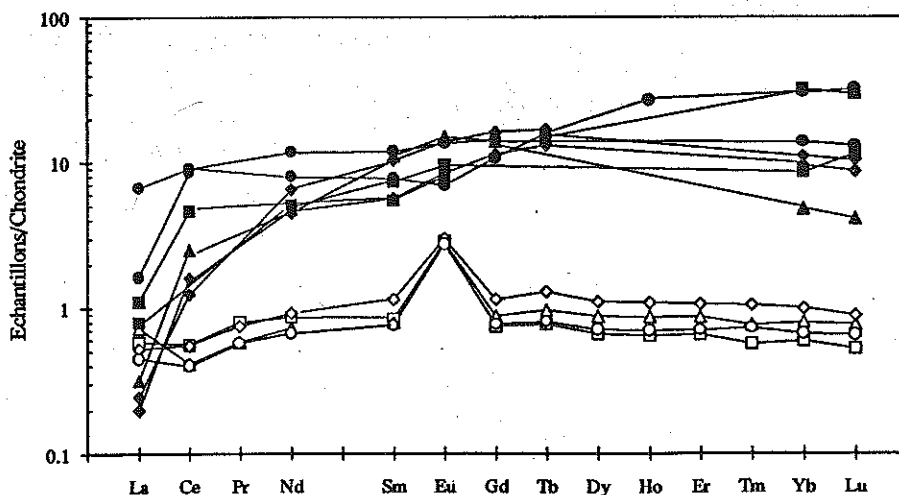


Figure 65 : Spectres des teneurs en terres rares normalisées à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) des pyroxénites à grenat ± corindon de Ronda (symboles blancs). Comparaison avec les spectres des pyroxénites à grenat s.s. de Ronda (symboles noirs) (Suen et Frey, 1987).

I-4. - Conclusion

Les données des éléments majeurs et traces analysés ici ne permettent pas de discuter et de cerner l'origine et l'évolution de toutes les pyroxénites étudiées. La grande hétérogénéité lithologique et géochimique de ces pyroxénites ne peut pas être liée directement à un processus de cristallisation fractionnée de liquides issus par fusion partielle des péridotites encaissantes. L'hypothèse pétrogénétique d'accumulation magmatique des minéraux à haute pression à partir des liquides parents des pyroxénites au cours de leur migration permet mieux de comprendre les variations de composition observées. L'absence d'une bonne corrélation entre le rapport [Mg] et les éléments incompatibles ne peut pas être expliquée par ce modèle cumulatif. Elle pourrait traduire l'absence de cogénéisme entre quelques groupes de pyroxénites reflétant une histoire complexe polyphasée (Polvé, 1983; Pearson et al., 1989, 1991, 1993) et/ou la redistribution et la sensibilité des éléments incompatibles à des processus particuliers comme l'ont suggéré Suen et Frey (1987).

Par ailleurs les grosipydites qui ont une composition très alumineuse, pauvre en fer et en Y et à anomalie positive en Eu attestent également de cette histoire complexe. Ces données combinées à celles de Kornprobst et al. (1990) incitent à faire dériver ces roches de précurseurs gabbroïques riches en plagioclase formés initialement à une profondeur relativement faible. Ces précurseurs ont, par la suite, été introduits dans le manteau convectif par subduction et ont subi une transformation métamorphique de haute pression vers les assemblages actuels à Cpx-grenat ± corindon (Tabit et Kornprobst, 1989; Kornprobst et al., 1990). Ces caractéristiques différencient ce faciès de celui des pyroxénites à grenat s.s. dont les traits géochimiques sont plutôt compatibles avec une précipitation magmatique du grenat à haute pression.

L'étude pétro-géochimique montre la diversité et l'hétérogénéité des pyroxénites des massifs ultrabasiques bético-rifains. La signification pétrogénétique exacte de chaque type pétrographique nécessite davantage de données. L'existence et la particularité de la lignée alumineuse découverte à Ronda est un résultat qui mérite d'être souligné ici.

On se propose, à travers l'étude géochimique des éléments du groupe du platine et de l'or, de vérifier et de préciser l'hétérogénéité des principaux termes pyroxénitiques. On essaiera d'aborder certains problèmes pétrogénétiques de ces matériaux en précisant les mécanismes qui régissent la distribution et le comportement des PGE et de l'Au. Pour la suite de ce travail, on se focalisera sur les pyroxénites alumineuses (grosipydites) et celles riches en fer (pyroxénites à grenat s.s. et la majorité des pyroxénites à spinelle).

II - RESULTATS ANALYTIQUES ET SPECTRES DE DISTRIBUTION DES PGE ET DE L'OR DANS LES PYROXENITES

Les données analytiques concernant les teneurs en PGE et en Au des différents faciès pyroxénitiques étudiés sont reportées dans l'annexe ③. Nous avons représenté dans le tableau récapitulatif 23, la gamme de variation à la fois des teneurs en PGE et en Au et des rapports (Pd/Ir)_{nm} et (Pd/Cu)_{nm} des différents groupes de pyroxénites étudiés. L'hétérogénéité pétrographique et géochimique observée précédemment se retrouve aussi au niveau des abondances en PGE et en Au. La somme totale Σ PGE couvre un grand intervalle compris entre 2 et 83 ppb dans les pyroxénites de Ronda et entre 5 et 74 ppb dans celles des Beni Bousera.

Comme pour les péridotites, la grande gamme de concentrations en PGE et en Au des pyroxénites est essentiellement liée aux écarts importants des teneurs en PPGE par rapport à celles en IPGE ($0.01 \leq \text{Ir} \leq 2.4$ contre $0.01 \leq \text{Pd} \leq 72$). En effet, les concentrations en IPGE fluctuent faiblement et restent généralement inférieures à celles des péridotites encaissantes (tableau 24). Par contre, les PPGE et l'Au offrent des abondances très contrastées qui sont à l'origine de la forte dispersion du rapport Pd/Ir ($1 < \text{Pd/Ir} < 195$). Ces observations reflètent d'une part, le fractionnement fort et variable des pyroxénites, et d'autre part, le comportement différentiel des IPGE (éléments réfractaires) par rapport aux PPGE (éléments magmaphiles). Ce comportement est illustré dans le tableau 24 où les teneurs en Ir et en Pd sont respectivement appauvries et enrichies dans les pyroxénites par rapport aux péridotites.

	Ronda		Beni Bousera	
	Péridotites	Pyroxénites	Péridotites	Pyroxénites
Pd	0.66-9.1	0.01-68	0.85-5.3	0.86-72
Ir	2-5.1	0.01-2.4	1.4-3.7	0.05-2.1
Pd/Ir	0.33-3.37	1-195	0.23-3.73	4.02-179

Tableau 24 : Variation des teneurs en Pd et en Ir et du rapport Pd/Ir dans les péridotites et les pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera.

Les spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau font apparaître une multitude de profils de distribution (fig. 66 à 69) avec diverses tendances et des pentes variables et systématiquement positives ($1 < (\text{Pd/Ir})_{\text{nm}} < 195$). Cependant, la surabondance en PPGE par rapport aux IPGE ne peut pas être généralisée en raison de la présence de quelques anomalies négatives en Pt et de l'enrichissement apparent en Ru de quelques pyroxénites.

	Pyroxénites à grenat s.l.					Pyroxénites à spinelle s.l.		Pyroxénites à tendance orthopyroxénitique		Clinopyroxénite
	Grospydites		Pyroxénites à grenat s.s.		Clinopyroxénites à grenat-spinelle	Beni Bousera (2)	Ronda (6)	Beni Bousera (1)	Ronda (4)	Ronda (1)
	Beni Bousera (13)	Ronda (13)	Beni Bousera (7)	Ronda (9)	Beni Bousera (2)					
Ir (ppb)	0.05-0.4 (10)	0.01-0.27	0.28-0.53 (5)	0.052-1.5	0.44-0.51	2.1 (1)	0.075-1.4	0.71	0.28-2.4	0.77
Ru (ppb)	0.8-3.9	1.2-3.4	0.48-2.9	1.3-4.5	5.4-5.8	2.2-4.5	1.8-4.7	7.3	2.7-8.8	3.9
Rh (ppb)	0.11-1.8	0.03-0.44	0.3-1.3	0.18-0.98	1.2-2.1	1.3-1.5	0.28-0.57	1.5	0.71-3	1.1
Pt (ppb)	2-87	0.62-3.1	5-10.3	1.6-10.5	3.2	8.5-14	1.5-10.6	7.2	3.8-11	8.6
Pd (ppb)	0.86-72	0.01-2.3	3-18.9	2.3-11.6 (8)*	5-6.6	7.3-8.4	2.5-7.3	6	2.5-22.3	4.5
Au (ppb)	3.9-66 (7)	2.8 (1)	1-36.3 (6)	0.01-8.3 (6)	6.9-22.2	7-7.3	1.7-9.4 (5)	5.5	1.1-3.4	4.4
(Pd/Ir)nm	9.05-179	1-11.55	13.57-57.18	2.7-121.35 (8)*	9.88-15	4.02	1.85-71.33	8.51	1.17-39.12	5.87
(Pd/Cu)nm	0.03-2.98	<0.01-0.33	0.41-2.39	0.24-0.82 (8)*	4.16-6.55	1.16-1.66	0.18-4.33	6.74	0.23-101.36	5.99

Tableau 23 : Gamme de variation des teneurs en PGE et en Au et des rapports (Pd/Ir)nm et (Pd/Cu)nm des pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera étudiées.

Entre parenthèse : nombre d'échantillons. * Exception de l'échantillon JR21 (Pd = 68.3 ppb, (Pd/Ir)nm = 195.42, (Pd/Cu)nm = 5.79).

Les profils de distribution des PGE et de l'Au montrent une certaine cohérence avec la subdivision des pyroxénites établie sur la base de la description pétrographique et des données des éléments majeurs.

II-1. - Pyroxénites à spinelle s.l.

Comme pour les éléments traces et les éléments majeurs, les teneurs en PGE et en Au des pyroxénites à spinelle s.l. sont assez contrastées. Les spectres des teneurs normalisées au manteau (fig. 66) montrent une pente positive et très variable $[(Pd/Ir)_{nm} = 1.85-71.33]$. Les variations des teneurs affectent essentiellement l'Ir, le Pt et l'Au. Les concentrations en Ir, Ru et Rh sont inférieures aux valeurs du manteau de normalisation contrairement à l'Au.

II-2. - Pyroxénites à grenat s.l.

Au sein de ce groupe, on distingue divers types de spectres (fig. 67 et 68) qui se différencient par leur morphologie, leur rapport Pd/Ir et leur abondance en métaux nobles.

i) Pyroxénites à grenat s.s. (fig. 67) : elles montrent des spectres sensiblement parallèles et enrichis en Pd, Au et Cu (fig. 67). Dans le détail, bien qu'ils présentent une évolution semblable, les spectres occupent un domaine large traduisant une différence de concentrations d'un PGE à l'autre. Les valeurs des teneurs en Ir normalisées sont variables et faibles comparées à celles en Ni $[(Ir/Ni)_{nm} < 1]$. Les teneurs les plus élevées en Ir (jusqu'à 1.5 ppb) s'observent dans les quatre wéberites à grenat-amphibole et justifient ainsi leur faible rapport $(Pd/Ir)_{nm}$ (2.7-8.78). Les valeurs du rapport $(Pd/Ir)_{nm}$ couvrent un intervalle très large (2.7-195) en raison des fluctuations importantes à la fois du Pd et de l'Ir. Le faible fractionnement du rapport $(Pt/Pd)_{nm}$ suggère un comportement similaire pour ces deux éléments. Par opposition au Rh, les concentrations en Au sont généralement supérieures aux valeurs estimées pour le manteau de normalisation de Barnes et al. (1988).

La distribution des PGE et de l'Au dans les pyroxénites à grenat s.s. rappelle celle des pyroxénites à spinelle s.l. précédentes. Cette similitude a aussi été notée pour certaines teneurs en éléments majeurs et traces. Dans la suite de ce travail, ces deux types de pyroxénites seront regroupés et discutés ensemble.

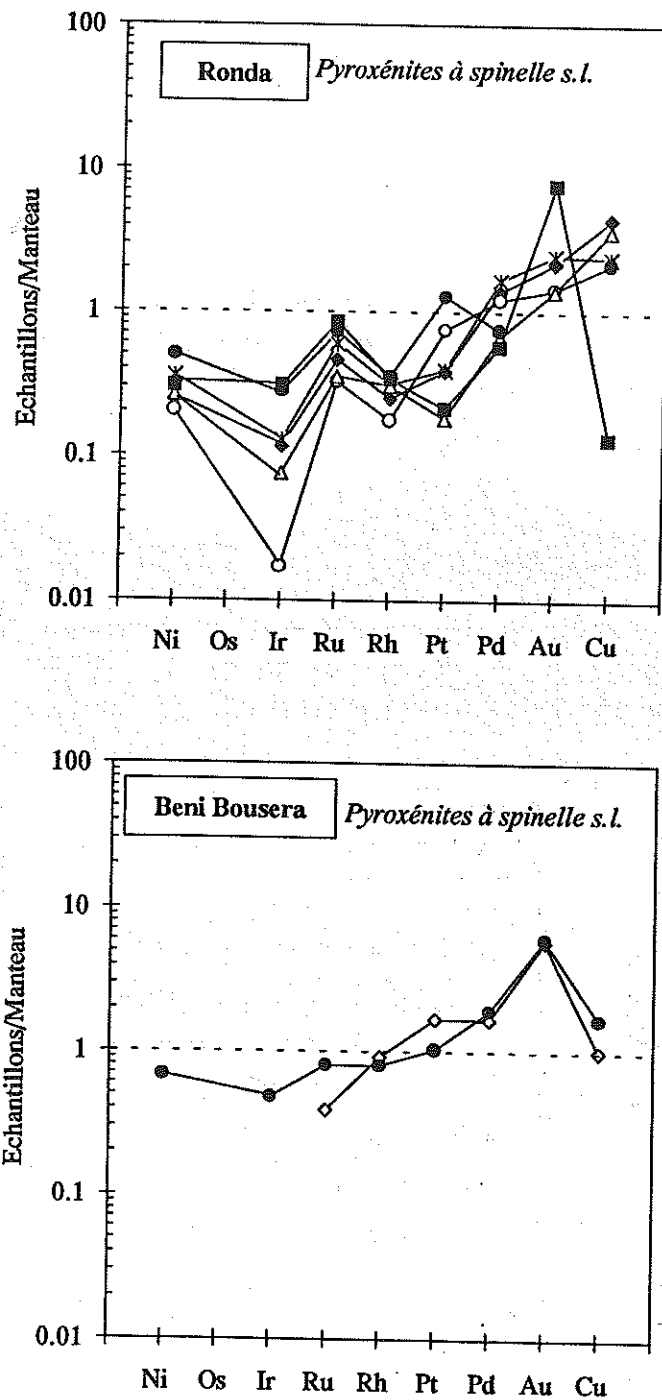


Figure 66 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des pyroxénites à spinelle s.l. de Ronda et des Beni Bousera.

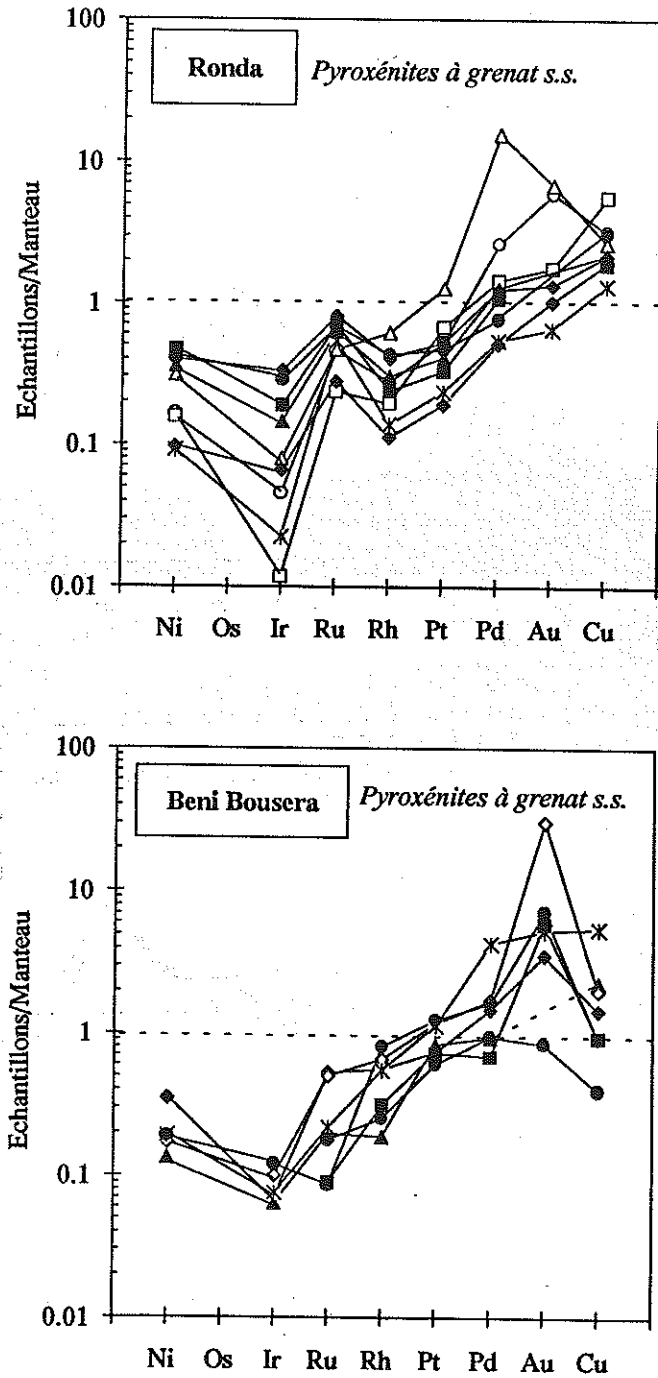


Figure 67 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des pyroxénites à grenat s.s. de Ronda et des Beni Bousera.

ii) *Grospydites* (fig. 68 a et b) : la composition en PGE et en Au dans les différents échantillons de ce faciès révèle des teneurs faibles et voisines en IPGE mais très variables en PPGE (tableau 23). Les variations considérables observées dans ce faciès sont gouvernées par les teneurs contrastées en Pt et en Pd.

	Grospydites des Beni Bousera enrichies en PGE (10)	Grospydites des Beni Bousera appauvries en PGE (3)	Grospydites de Ronda appauvries en PGE (13)
Ir (ppb)	0.14 - 0.4 (7)	0.05 - 0.19	0.01 - 0.27
Ru	0.8 - 3.9	0.85 - 1.8	1.2 - 3.4
Rh	0.43 - 1.8	0.11 - 0.22	0.03 - 0.44
Pt	8.9 - 87	2 - 3.5	0.62 - 3.1
Pd	13.5 - 72	0.86 - 2.4	0.01 - 2.3
Au	3.9 - 66 (7)	n.a.	2.8 (1)
Ni (ppm)	200 - 471 (7)	383 - 428	254 - 549
Cu	58 - 163	107 - 171	37 - 103
Σ PGE (ppb)	25.5 - 74 (7)	4.9 - 6.6	2 - 7.3
(Pd/Ir)nm	70 - 179 (7)	9 - 17	1 - 11.5
(Pd/Cu)nm	1.5 - 3	0.03 - 0.14	< 0.01 - 0.33

Tableau 25 : Variation des teneurs en PGE, Au, Ni, Cu et des rapports (Pd/Ir)nm et (Pd/Cu)nm des deux populations de grospydites.
Entre parenthèses : nombre d'échantillons; n.a. : non analysé

Les profils des teneurs normalisées au manteau montrent une allure particulière différente de celle des profils des autres pyroxénites (fig. 68 a et b). Par ailleurs, à l'intérieur de ce faciès, deux tendances peuvent être distinguées (tableau 25 et fig. 68 a et b) :

* d'une part, des spectres de forme "sigmoïde" (fig. 68a) caractérisant uniquement certaines grospydites des Beni Bousera (grospydites enrichies en PGE) et qui traduisent des rapports (Pd/Ir)nm et (Ir/Ni)nm supérieurs et inférieurs à 1 respectivement [(Pd/Ir)nm : 70-179 et (Ir/Ni)nm : 0.14-0.64]. Les différents spectres montrent une évolution similaire marquée par un enrichissement très net et progressif depuis l'Ir jusqu'à l'Au. Les PPGE offrent généralement les concentrations les plus élevées (Pd : 13.5-72 ppb et Pt : 8.9-87 ppb) de toutes les grospydites étudiées [3 à 16 fois les teneurs en Pd du manteau de Barnes et al. (1988)]. Ces teneurs couplées à des teneurs basses en Ir induisent la forte pente positive [(Pd/Ir)nm : 70-179] observée pour les spectres de ces échantillons.

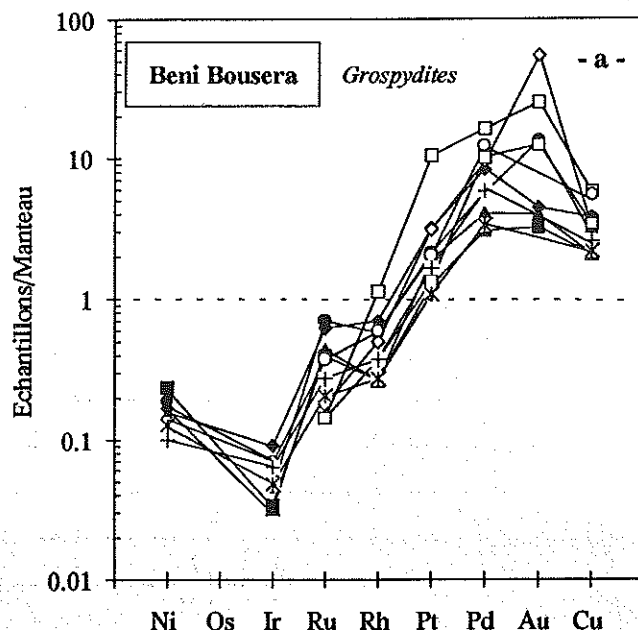


Figure 68a : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des grospydites des Beni Bousera.

* d'autre part, toutes les grospydites de Ronda et trois seulement des Beni Bousera (grospydites appauvries en PGE) présentent des profils identiques entre eux à allure "concave" (fig. 68b) très différents de ceux des grospydites précédentes. Elles montrent les abondances globales Σ PGE les plus basses de toutes les pyroxénites étudiées (Σ PGE = 2-7.3 ppb). A l'exception de l'enrichissement en Ru, les spectres ont une forme concave, résultat de l'appauvrissement en PGE par rapport aux métaux de base [(Pd/Cu) $_{nm}$ < 1, (Ir/Ni) $_{nm}$ < 1]. Le rapport (Pd/Cu) $_{nm}$ < 1 distingue nettement ces roches de la population précédente dont le rapport (Pd/Cu) $_{nm}$ > 1 (tableau 25).

Comme le montre le tableau synthétique 25, la différence entre les deux familles de spectres observées dans les grospydites (sigmoïde et concave) est liée essentiellement aux variations dans les abondances en Pt, Pd et un peu moins en Rh. Par contre, les teneurs en IPGE, Cu, Ni et Co sont comparables.

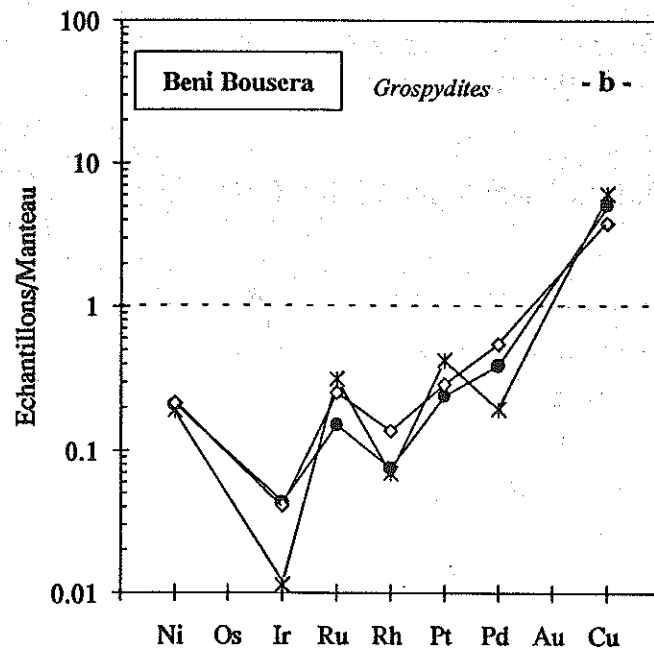
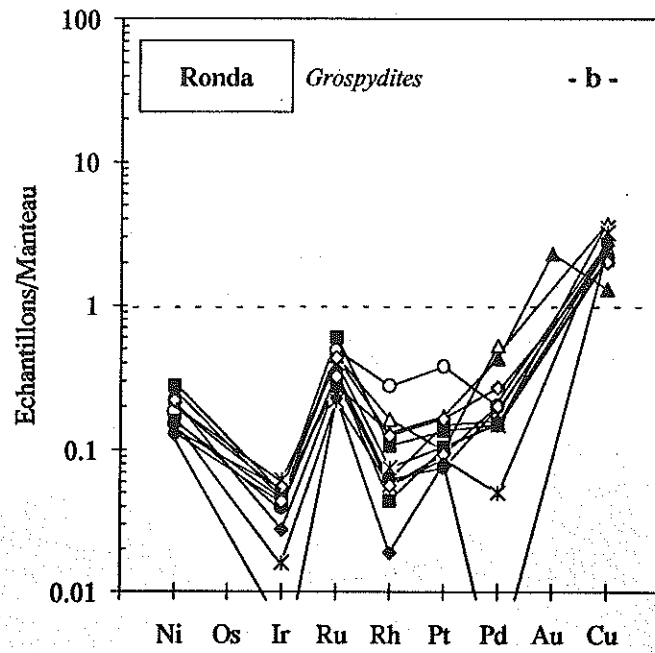


Figure 68b : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des grospydites de Ronda et des Beni Bousera.

iii) *Clinopyroxénites à grenat-spinelle* (fig. 68c) : les deux échantillons des Beni Bousera correspondant à ce faciès (BS4 et BS7) ont des profils à pente positive (fig. 68c). La faible dépression en Pt est engendrée par les teneurs enrichies en Ru et Rh (> 5.4 ppb et 1.2 ppb respectivement).

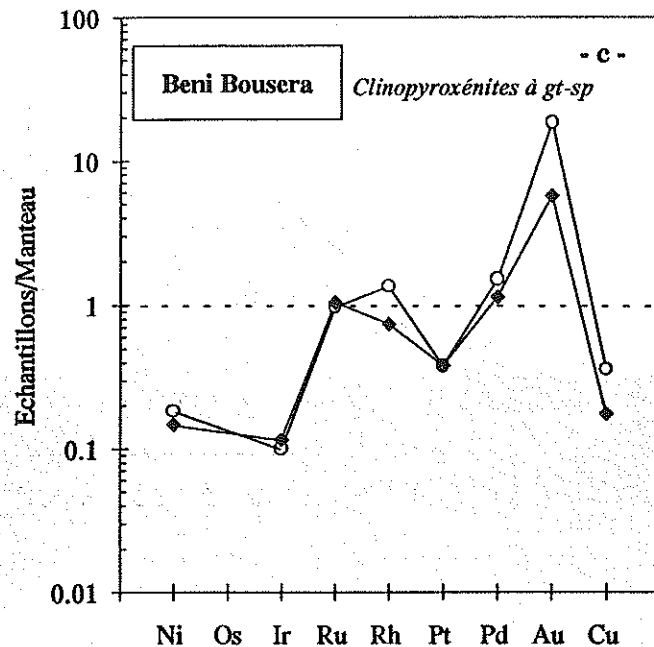


Figure 68c : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des clinopyroxénites à grenat-spinelle des Beni Bousera.

II-3. - Pyroxénites à tendance orthopyroxénitique

Elles présentent des spectres de PGE et d'Au complètement différents de ceux des autres pyroxénites (fig. 69). Ces profils sont caractérisés par une forme relativement aplatie dans leur segment Ru-Pd rappelant celle des profils de certaines péridotites encaissantes (Chapitre III). Le rapport (Pd/Ir)_{nm} relativement important (1.17-39.12) résulte des faibles teneurs en Ir. A l'exception d'un échantillon (JR44), les profils ont une forme convexe avec un rapport (Pd/Cu)_{nm} > 1 .

II-4. - Clinopyroxénite (JR24)

Elle offre un spectre qui ressemble fortement à ceux des pyroxénites riches en Opx précédentes (fig. 69). Ces deux faciès montrent en effet des concentrations comparables sauf pour le Ni qui est légèrement inférieur dans la clinopyroxénite.

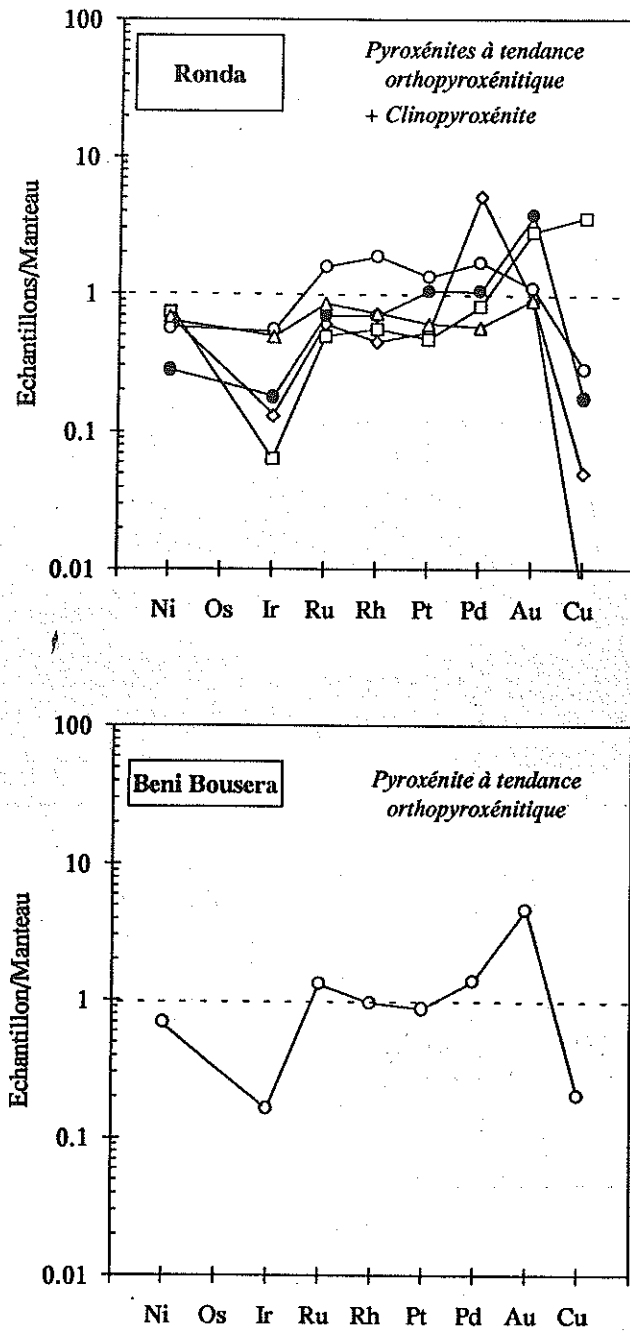


Figure 69 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des pyroxénites à tendance orthopyroxénitique de Ronda et des Beni Bousera (symboles blancs) et d'une clinopyroxénite (symboles noirs) de Ronda.

En raison de la rareté de ces deux derniers faciès (nombre limité d'échantillons), dans la discussion qui suit, les problèmes concernant la distribution des PGE et leur contrôle physico-chimique, ne seront traités que pour les principaux groupes de pyroxénites (la lignée riche en fer : pyroxénites à grenat s.s. et à spinelle s.l. et la lignée pauvre en fer et riche en alumine : grosphydites).

III - DISCUSSION : COMPORTEMENTS ET CONTROLES DES DISTRIBUTIONS DES PGE ET DE L'OR DANS LES PYROXÉNITES

L'étude de la distribution des PGE et de l'Au dans les différents faciès pyroxénitiques révèle une diversité spectrale caractérisée généralement par des profils à pente (Pd/Ir)_{nm} positive traduisant un enrichissement en PPGE et en Au par rapport aux IPGE. Comparées aux teneurs en PGE et en Au des péridotites, les abondances en IPGE des pyroxénites sont beaucoup plus faibles alors que celles en PPGE et en Au sont comparables voire plus importantes (fig. 70).

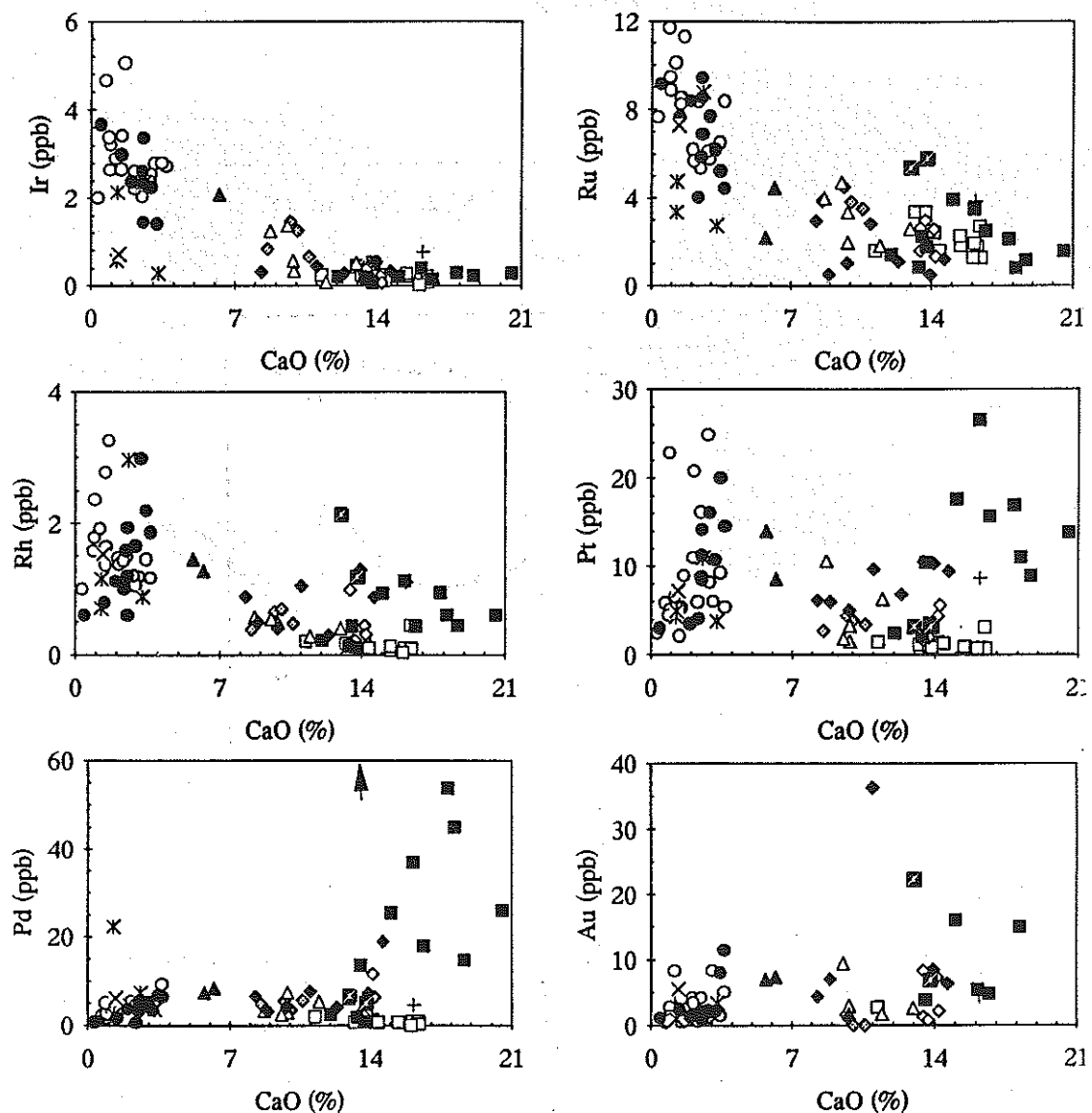


Figure 70 : Diagrammes de variation des teneurs en PGE et en Au en fonction des teneurs en CaO dans les pyroxénites.

La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

Cette évolution combinée à l'allure des spectres caractérise la sensibilité des PPGE, de l'Au et du Cu au phénomène d'extraction magmatique et leur affinité pour les liquides magmatiques contrairement aux IPGE et au Ni.

Dans la figure [Mg]-Pd/Ir, les valeurs du rapport Pd/Ir ne sont pas corrélables au degré de fractionnement des différentes pyroxénites (fig. 71). L'absence d'une corrélation entre ces deux rapports reflète l'existence de modalités complexes de différenciation des PGE.

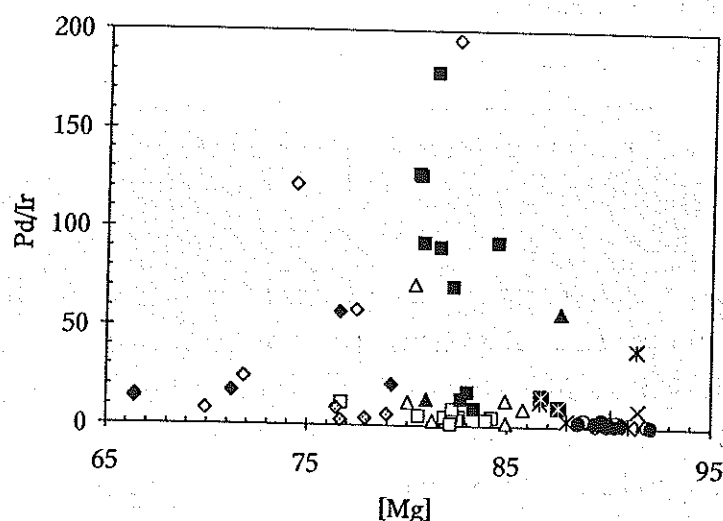


Figure 71 : Variation du rapport Pd/Ir en fonction du rapport [Mg].
La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

III-1. - Pyroxénites à grenat s.s. et pyroxénites à spinelle s.l.

III-1.1. - Comportement géochimique des IPGE et du Rh

III-1.1.1 - Appauvrissement et fractionnement des IPGE et du Rh

L'examen des spectres et des diagrammes Ru, Ir et Rh en fonction de CaO (fig. 70) montre que, à quelques très rares exceptions près, toutes les pyroxénites offrent des abondances en IPGE voire en Rh nettement inférieures à celles du manteau de normalisation (Ir = 4.4 ppb; Ru = 5.6 ppb; Rh = 1.6 ppb) et à celles des péridotites encaissantes. Ces concentrations très basses traduisent l'appauvrissement des magmas parentaux des pyroxénites. Deux hypothèses paraissent plausibles pour expliquer un tel appauvrissement :

a) **une rétention dans la source mantellique** : cette hypothèse s'appuie à la fois sur le caractère "inerte" des IPGE voire du Rh au cours de la fusion et sur leur tendance à se concentrer dans les résidus mantelliques. Elle s'accorde parfaitement avec le comportement réfractaire établi dans les péridotites encaissantes plus ou moins déprimées et étudiées précédemment (Chapitre III).

b) **une collecte précoce par des phases minérales ayant fractionné antérieurement à l'individualisation des pyroxénites** : cette hypothèse suppose d'une part une mobilisation des IPGE et du Rh par la fusion partielle et d'autre part, la ségrégation de phase(s) minérale(s) riche(s) en ces éléments. Plusieurs arguments s'accordent avec cette seconde hypothèse :

* la grande variation des concentrations en Ir (0-10 ppb) déterminée par Stockman (1982) dans les liquides issus par fusion des péridotites, semble être contrôlée par le degré d'extraction basaltique. La participation de phases réfractaires renfermant les IPGE voire le Rh lors d'une fusion partielle à taux élevé permet d'enrichir les liquides en ces éléments. Cette hypothèse est corroborée par la modélisation de Barnes et al. (1985) et Fryer et Greenough (1992) qui estiment qu'au delà d'un taux de fusion supérieur à 23%, l'Ir se concentre davantage dans les liquides silicatés.

* l'existence dans les massifs bético-rifains de minéralisations de chromite très riche en IPGE. Plusieurs auteurs (Leblanc et Gervilla, 1988; Gervilla, 1990; Gervilla et Leblanc, 1990; Leblanc et al., 1990) leur attribuent une origine magmatique reliée pétrogénétiquement aux péridotites (par fusion partielle) et à l'évolution très précoce des liquides à l'origine de certaines pyroxénites. Dans leur modèle, ces auteurs évoquent un fractionnement très précoce des IPGE sous forme de minéraux du groupe du platine [essentiellement des alliages Os-Ir et de la laurite (RuS_2)]. Ces derniers jouent le rôle de germes pour la cristallisation de la chromite. Si ce modèle s'avère juste, il est probable que la ségrégation précoce de la chromite, et des IPGE qui lui sont associés, serait à l'origine de l'appauvrissement des liquides pyroxénitiques en IPGE.

* le scénario de précipitation précoce dans les magmas est souvent invoqué pour expliquer les très faibles concentrations en IPGE trouvées dans diverses roches mantelliques (Hertogen et al., 1980; Hamlyn et al., 1985; Lorand et al., 1993). Il concorde avec certains travaux expérimentaux (Amossé et al., 1987, 1990; Fischer, 1988; Capobianco et Drake, 1990 a et b; Amossé et Allibert, 1992, 1993) qui démontrent que l'Ir, le Ru voire le Rh participent aux premières phases minérales du liquidus et se trouvent piégés dans les spinelles chromifères. Les travaux expérimentaux de Amossé et al. (1987, 1990) et Fischer (1988) ont montré que la solubilité des IPGE et du Rh décroît, beaucoup plus que celle des PPGE, avec l'augmentation de la fugacité en oxygène (fig. 72, voir aussi fig. 47). Ce fractionnement précoce des IPGE et du Rh pourrait être le résultat d'une augmentation de la fO_2 .

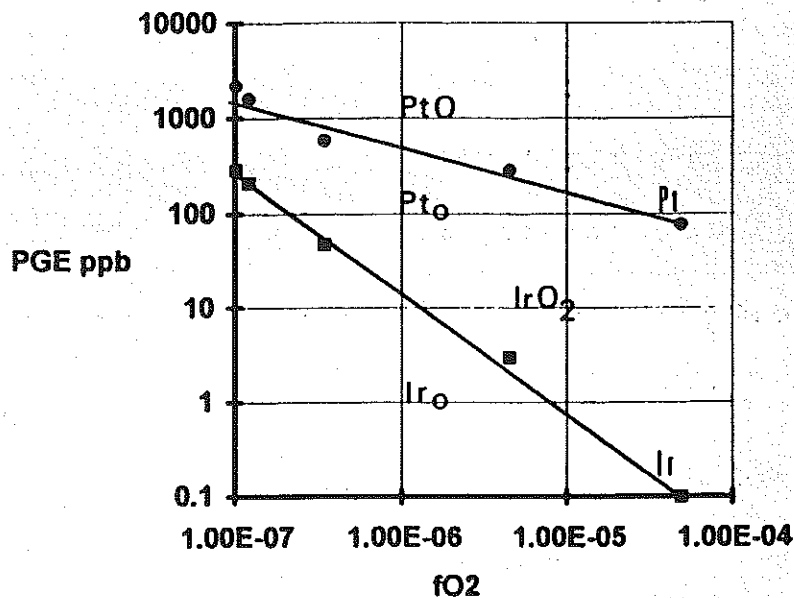


Figure 72 : Solubilité du Pt et de Ir dans un liquide silicaté en fonction de la fugacité en oxygène à 1430°C (Amossé et al., 1990; Amossé et Allibert, 1993).

* Barnes et al. (1988) et Barnes (1990) ont proposé d'utiliser les diagrammes Ni/Cu-Pd/Ir et Cu/Ir-Ni/Pd pour cerner l'influence de certaines phases (olivine, chromite ou sulfures) sur le comportement des éléments chalcophiles. Dans les figures 73 et 74, les pyroxénites à spinelle s.l. et à grenat s.s. évoluent grossièrement parallèlement au fractionnement de la chromite suggérant ainsi le rôle prépondérant de cette dernière. A l'inverse, les phases sulfurées et l'olivine ne semblent pas jouer un rôle dans les distributions observées.

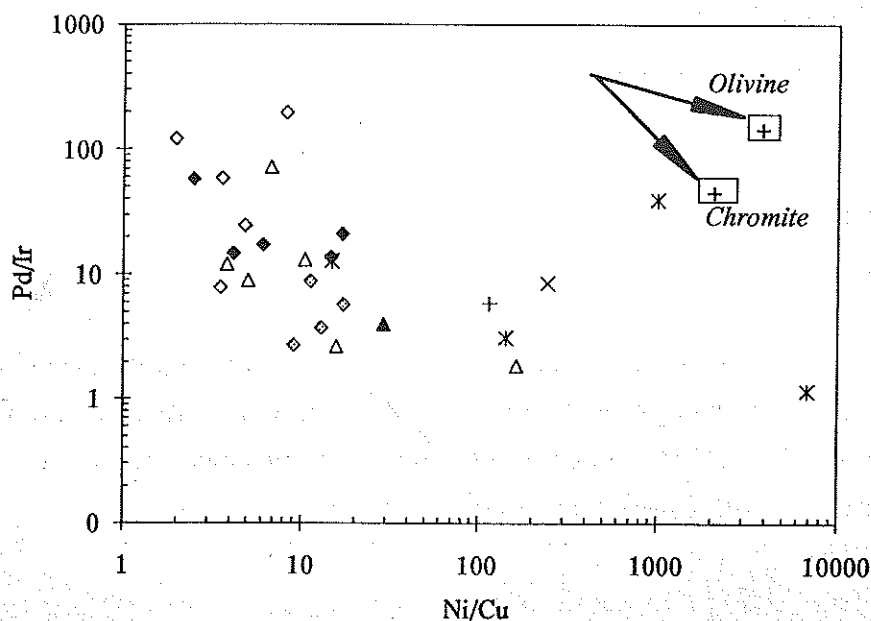


Figure 73 : Diagramme de variation du rapport Pd/Ir en fonction du rapport Ni/Cu des pyroxénites à grenat s.s. et des pyroxénites à spinelle s.l.
La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

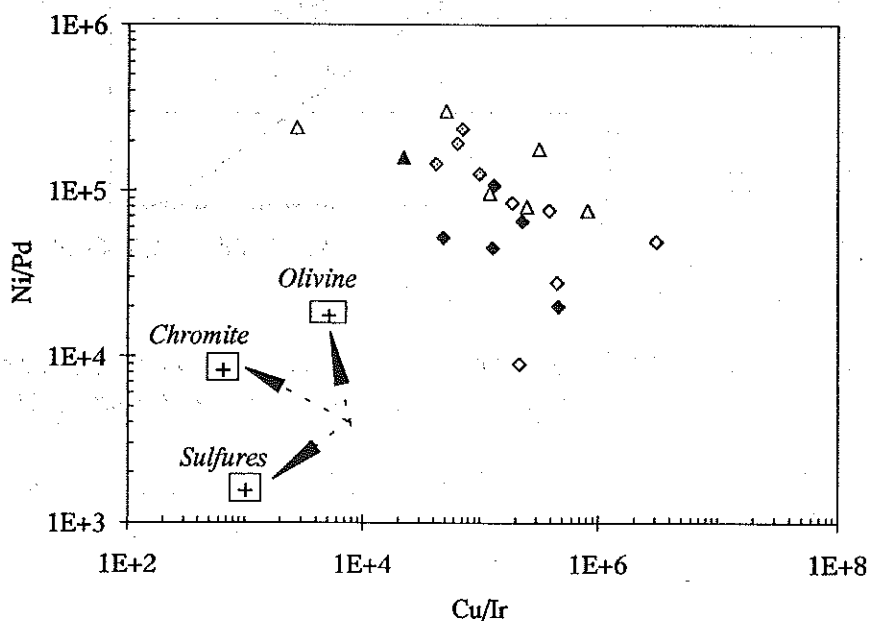


Figure 74 : Diagramme de variation du rapport Ni/Pd en fonction du rapport Cu/Ir des pyroxénites à grenat s.s. et des pyroxénites à spinelle s.l.
La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

III.1.1.2 - Différenciation des IPGE et du Rh dans les pyroxénites à grenat s.s. et les pyroxénites à spinelle s.l.

Les pyroxénites à grenat s.s. et à spinelle s.l. de Ronda sont interprétées par Suen et Frey (1987) comme issues d'un liquide picritique ayant fractionné à haute pression (> 19 Kb). Ce liquide a fractionné progressivement une séquence de cumulats (spinelle + Cpx + Opx puis Cpx + grenat) sur les parois des conduits magmatiques (bancs pyroxénitiques) lors de sa migration vers la partie externe d'un diapir (périphérie du massif). Dans ce modèle de ségrégation minérale à haute pression, les pyroxénites à spinelle sont considérées comme des ségrégats précoces tandis que celles à grenat s.s. sont représentatives des liquides les plus évolués. Cependant, cette explication ne semble pas cohérente avec la distribution des PGE et ne justifie pas l'évolution de certains teneurs. Ceci est lié en grande partie aux concentrations souvent comparables en éléments majeurs et en éléments en traces (tableau 21) dans les deux faciès et à l'absence d'enrichissement en IPGE dans les pyroxénites à spinelle s.l. supposées de fractionnement précoce. En effet, les spectres obtenus dans les deux faciès et les concentrations en PGE et en Au (tableau 23) ainsi que celles en certains éléments majeurs et traces (tableau 21) sont très voisins. Cette similitude refléterait des caractéristiques géochimiques anciennes communes indépendamment des paragénèses minérales actuelles acquises tardivement lors de l'évolution rétrograde des massifs. L'évolution des teneurs en Ir, Ru et Rh en fonction de Al_2O_3 (fig. 75) indique que les deux faciès constituent une série homogène et continue dérivant initialement d'un protolite magmatique commun.

Par ailleurs, les travaux expérimentaux de Capobianco et Drake (1990 a et b) et de Amossé et Allibert (1992, 1993) ont montré la grande affinité de Ir, Ru et Rh pour le spinelle. Capobianco et Drake (1990a) suggèrent des coefficients de partage D (spinelle riche en Al et Mg/liquide silicaté) de 20 et 90 pour Ru, Rh respectivement. Ces auteurs ont montré la possibilité d'une substitution de Al par Rh dans le spinelle. A la lumière de ces résultats, les pyroxénites à spinelle devraient être beaucoup plus enrichies en Ir, Ru, Rh que les pyroxénites à grenat s.s.. La fourchette des teneurs en ces éléments est comparable pour les deux types de pyroxénites. Ceci exclut tout rôle fondamental du spinelle. Ainsi, et sur la base des similitudes géochimiques et de l'absence d'un effet spinelle, il est permis de suggérer encore ici à la fois une parenté entre les pyroxénites à grenat s.s. et certaines pyroxénites à spinelle et un "héritage" d'une histoire ancienne commune. L'absence d'un rôle marqué du spinelle dans le piègeage des IPGE et du Rh résulte probablement d'une origine secondaire rétro-morphique de ce minéral, comme résultat d'un processus de ré-équilibre sub-solidus. Les assemblages minéralogiques observés actuellement reflètent

vraisemblablement des transformations métamorphiques et des phénomènes de rétrogenèse tardifs lors de l'évolution des massifs ultrabasiques bético-rifains. Ces transformations pourraient prendre place dans le modèle "diapirique" de Obata (1980) selon lequel le centre du diapir riche en pyroxénites à spinelle serait diversement ré-équilibré et rétrogenésé dans le sous-faciès Seiland (Partie B - Chapitre I, paragraphe III-1).

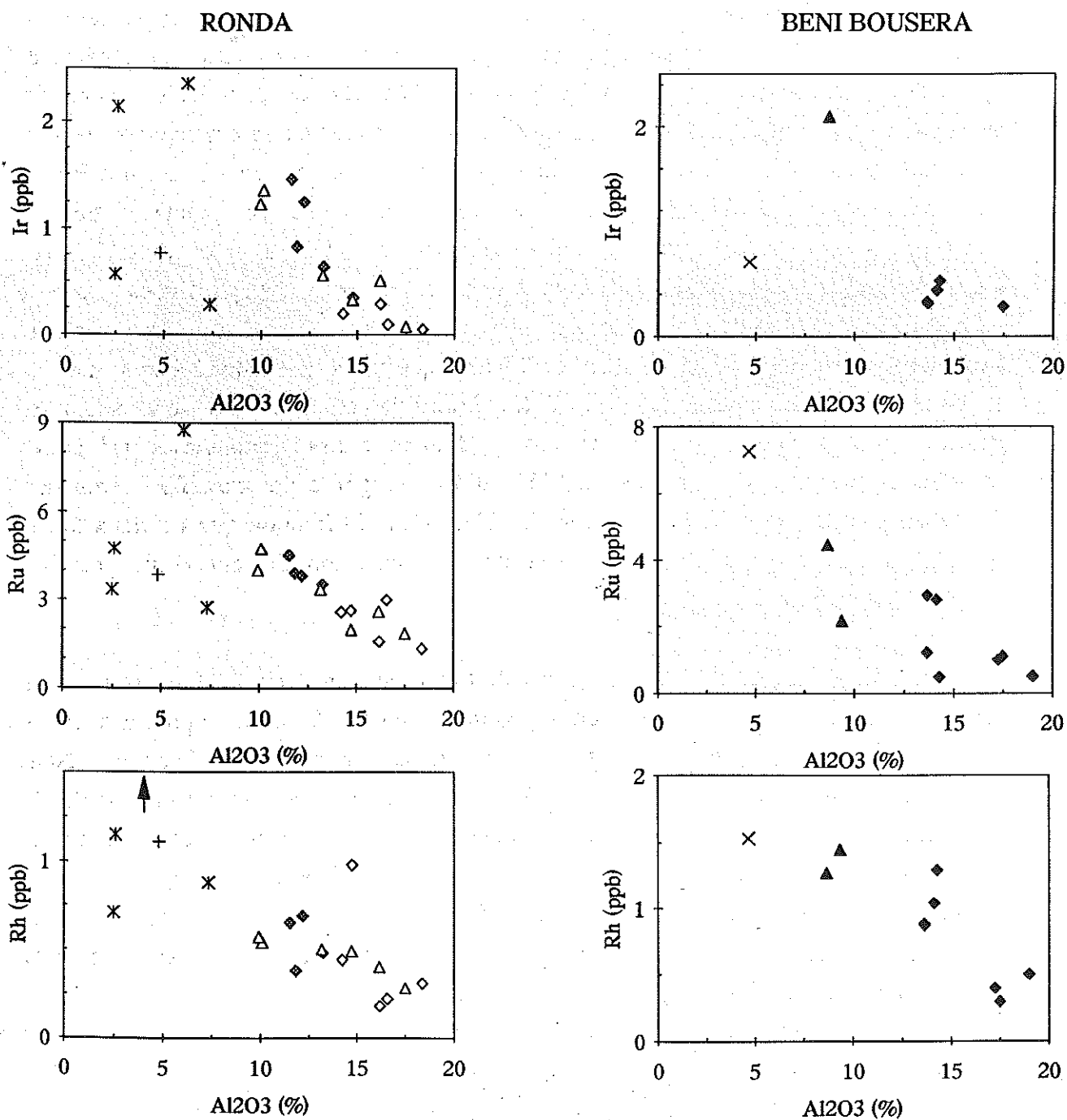


Figure 75 : Diagrammes de variation des teneurs en Ir, Ru et Rh en fonction des teneurs en Al_2O_3 dans les pyroxénites (les grossyidites ne sont pas reportées). La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

III-1.2. - Comportement géochimique du Pt, du Pd et de l'Au

Les spectres de l'ensemble des pyroxénites (à grenat et à spinelle) montrent un découplage dans le comportement des deux sous-groupes de PGE. Le rapport $(Pd/Ir)_{nm} > 1$ reflète la tendance des PPGE (Pt, Pd) et de l'Au à se concentrer dans les liquides. Ceci indique que les mécanismes qui gèrent le comportement de ces éléments sont différents de ceux établis pour les IPGE.

L'absence de corrélation entre les éléments Pt, Pd et Au et CaO, Al_2O_3 , et MgO par exemple (fig. 70 et 76) démontre que la différenciation de ces éléments n'est pas directement liée au fractionnement des liquides silicatés. Par ailleurs, et bien qu'ils soient sensibles au phénomène de fusion et de nature magmaphile, les PPGE présentent des teneurs qui peuvent être moins importantes que celles des péridotites. Ceci montre que les PPGE et l'Au ont un comportement particulier plus ou moins compatible au cours du fractionnement des pyroxénites.

En l'absence de sulfures, le Cu devrait se comporter comme un élément fortement magmaphile et se concentrer ainsi dans les derniers liquides différenciés en raison de son très faible coefficient de partage vis-à-vis des minéraux silicatés (Frey et al., 1985). Les teneurs généralement élevées en Cu et l'abondance relative des sulfures dans les pyroxénites montrent que les magmas pyroxénitiques ont cristallisé en présence d'une phase sulfurée.

Au cours de la cristallisation des magmas, l'apparition d'une fraction sulfurée, même mineure, est responsable du piégeage des PPGE en raison de leur caractère très chalcophile. Stockman (1982) souligne qu'une faible quantité de sulfures (0.01%) rend compte des teneurs en PGE chalcophiles dans les roches mantelliques alors que dans les Beni Bousera et à Ronda, le volume du composé sulfuré dans les pyroxénites est largement supérieur à celui des péridotites et représente en moyenne 0.1% (Lorand, 1983). Cette quantité de sulfures peut donc expliquer les teneurs en éléments chalcophiles observées dans les différentes pyroxénites. L'étude pétrographique et les travaux de Conquéré et Kornprobst (1972) et de Lorand (1983, 1987 a et b) montrent l'existence d'une paragenèse sulfurée primaire essentiellement à pentlandite-chalcopyrite-pyrrhotite (Lorand, 1983) disséminée entre les joints des minéraux silicatés ou en inclusion dans ceux-ci.

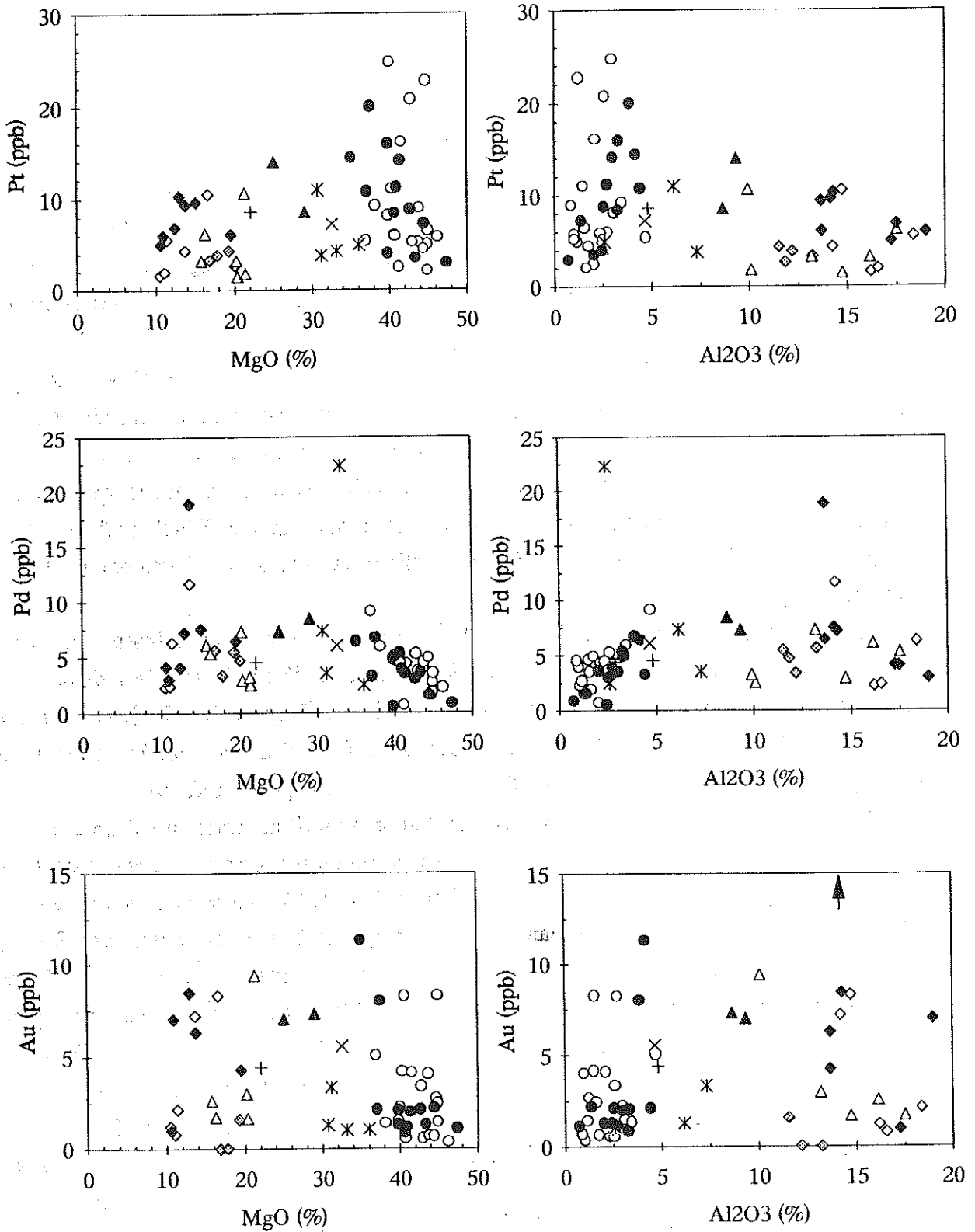


Figure 76 : Diagrammes de variation des teneurs en Pt, Pd et Au en fonction des teneurs en MgO et Al_2O_3 dans les pyroxénites (les grospydites ne sont pas reportées).
La signification des symboles est la même qu'en figure 55.

L'examen au microscope électronique à balayage (MEB) a révélé l'existence d'un minéral du groupe du platine de composition Ag-Pt-Au en association avec un sulfure Fe-Cu inclus dans un Cpx (fig. 77). La fraction sulfurée des pyroxénites joue un rôle prépondérant dans le piégeage des PPGE et du Cu. Ces éléments sont très sensibles à l'apparition des sulfures étant donné leurs forts coefficients de partage (liquide sulfuré/liquide silicaté) vis-à-vis des sulfures.

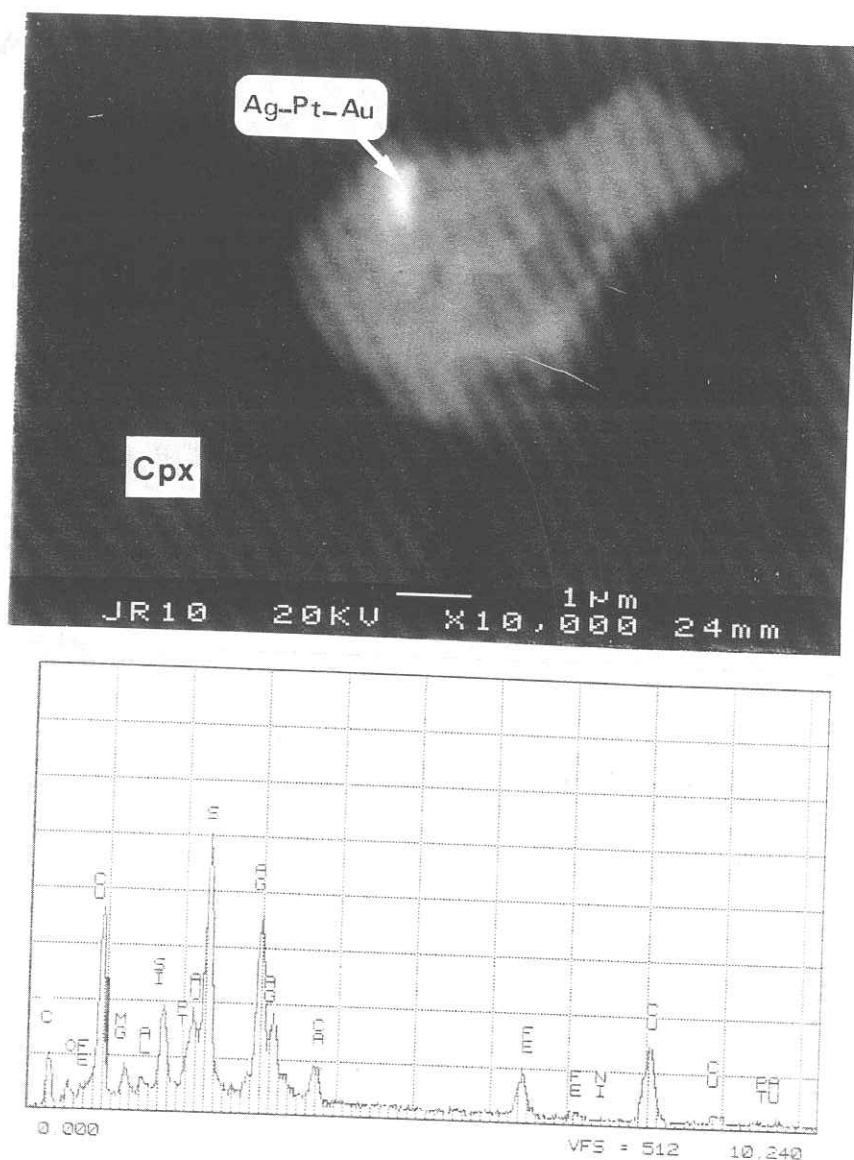


Figure 77 : Observation au MEB d'un grain Ag-Pt-Au en association avec un sulfure Fe-Cu inclus dans un Cpx d'une pyroxénite à grenat s.s. de Ronda.

D'un autre côté, Fleet et Stone (1991) ont mis en évidence un comportement sidérophile pour le Pt dont le coefficient de partage D (alliage Fe/liquide sulfuré) dépasse 10^3 . L'affinité sidérophile des PGE établie par ces auteurs suit l'ordre : $Os \approx Ir > Pt > Ru > Rh \gg$

Pd. De même, Amossé et al. (1987, 1990) et Fischer (1988) ont démontré expérimentalement que, dans les bains magmatiques sous-saturés en soufre, le Pt forme facilement des alliages avec le fer. La précipitation du Pt sous forme de Pt_3Fe serait caractéristique d'une faible activité de soufre dans les liquides silicatés. Cependant, l'absence d'anomalie en Pt et le faible fractionnement du rapport $(Pd/Pt)_{nm}$ (0.2-1.72) ainsi que l'observation d'un grain de Ag-Pt-Au dans un sulfure Fe-Cu (fig. 77) montrent que le comportement des PPGE s'est opéré dans un milieu saturé en soufre.

Barnes et al. (1988) et Barnes et Picard (1993) suggèrent que dans les systèmes sous-saturés en soufre, les rapports $(Pd/Cu)_{nm}$ des magmas primaires sont identiques à celui du manteau supérieur non différencié (0.16). Le rapport $(Pd/Cu)_{nm}$ supérieur 0.16 (0.18-4.33, tableau 23) observé dans les pyroxénites à grenat s.s. et à spinelle s.l. suggère que le fractionnement de ces roches s'est effectué en présence d'une fraction sulfurée. Par ailleurs, en raison de la différence d'affinité entre les PPGE et le Cu pour les sulfures [D^{SL} (PPGE) \gg D^{SL} (Cu)], un fractionnement de ces derniers entraîne une augmentation du rapport Pd/Cu. La grande variation du rapport Pd/Cu observée dans les pyroxénites met probablement en évidence le rôle variable et sélectif des sulfures dans la collecte des PPGE et du Cu. Ce rôle non uniforme des sulfures explique la fluctuation de part et d'autre de 1 du rapport $(Pd/Cu)_{nm}$ (tableau 23) des spectres des teneurs normalisées.

III-2. - Grospydites

Les profils de PGE et Au des grospydites sont spécifiques de ce type de faciès et ne montrent aucune analogie avec ceux des autres pyroxénites. Cette distribution, combinée avec la composition en éléments majeurs et en certains éléments traces, montre la particularité de ces roches.

Si ces matériaux montrent des teneurs en IPGE grossièrement similaires à celles des autres pyroxénites, par contre, selon les échantillons, les abondances en PPGE et en Au sont les plus basses et les plus élevées de toutes les roches échantillonnées (tableaux 23 et 25). Il est intéressant de noter que la grande diversité des teneurs en PGE et en Au n'est pas couplée avec celle des éléments de transition (Ni, Cu) dont les teneurs demeurent relativement constantes (fig. 78). Les bonnes corrélations positives Pt-Pd (fig. 79) et Pt-Rh (fig. 80) indiquent que ces éléments se comportent de manière similaire et sont portés par la même phase.

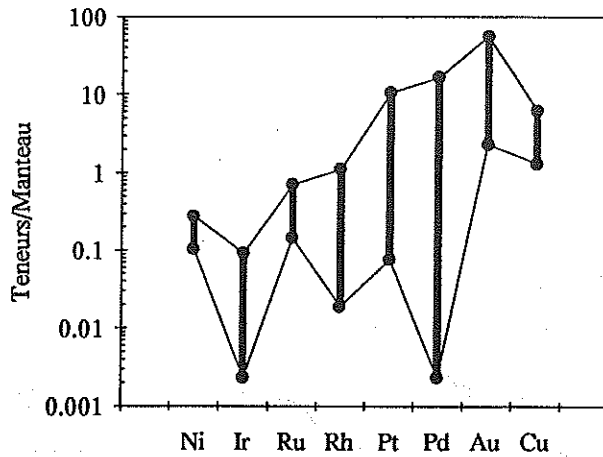


Figure 78 : Champ de variation des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des grosphydites de Ronda et des Beni Bousera.

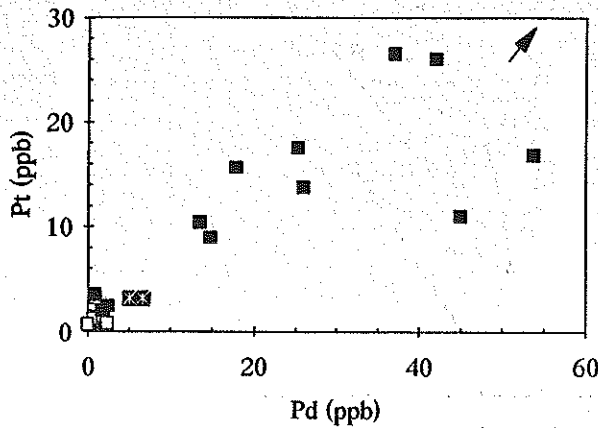


Figure 79 : Variation des teneurs en Pd en fonction des teneurs en Pt dans les grosphydites de Ronda (carrés blancs) et des Beni Bousera (carrés noirs) et dans les deux clinopyroxénites à grenat-spinelle (carrés avec étoile).

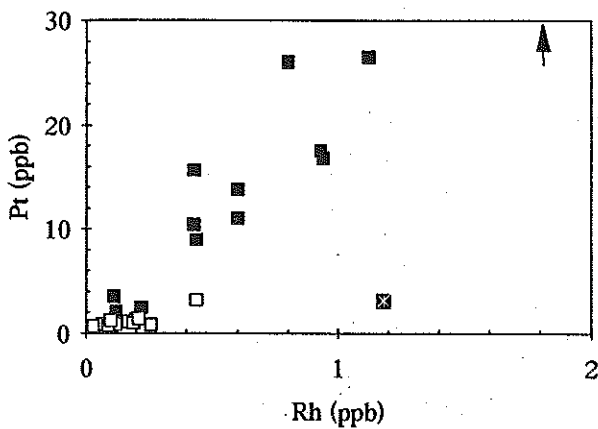


Figure 80 : Variation des teneurs en Rh en fonction des teneurs en Pt dans les grosphydites de Ronda et des Beni Bousera et dans les deux clinopyroxénites à grenat-spinelle. La signification des symboles est la même qu'en figure 79.

L'extrême diversité des teneurs en PPGE et en Au définit deux types de profils de distribution :

* toutes les pyroxénites alumineuses de Ronda et trois des Beni Bousera (Σ PGE faible : grospydites appauvries) montrent des spectres qui rappellent ceux des MORB (fig. 68b et 81) avec des teneurs en Ir, Pd et Cu qui rentrent dans la fourchette des concentrations de ces laves (tableau 26).

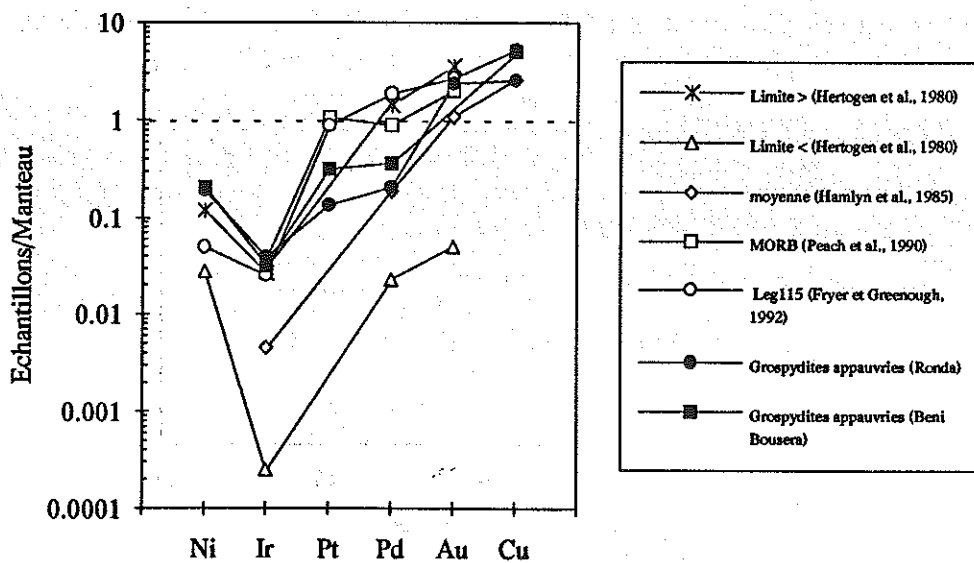


Figure 81 : Comparaison entre les spectres des teneurs moyennes en Ni, PGE, Au et Cu des grospydites appauvries (Ronda et Beni Bousera) et les spectres des MORB.

* les autres pyroxénites alumineuses des Beni Bousera (Σ PGE élevée : grospydites enrichies) ont des spectres enrichis en PPGE (fig. 68a, tableau 26) et s'apparentent plutôt à ceux de certains cumulats des séquences ophiolitiques (fig. 82). Une telle comparaison avec les tholeiites et les cumulats gabbroïques a été faite, pour les pyroxénites alumineuses des Beni Bousera, par Kornprobst et al. (1990), sur la base de certaines caractéristiques géochimiques communes.

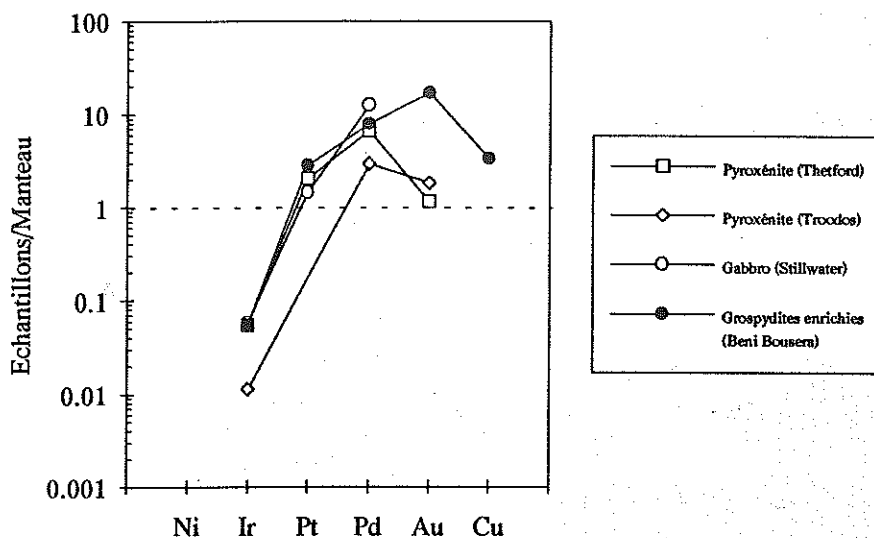


Figure 82 : Comparaison entre les spectres des teneurs moyennes en PGE des grospydites enrichies (Beni Bousera) et les spectres des roches différenciées des complexes ophiolitiques (compilation de Barnes et al., 1985).

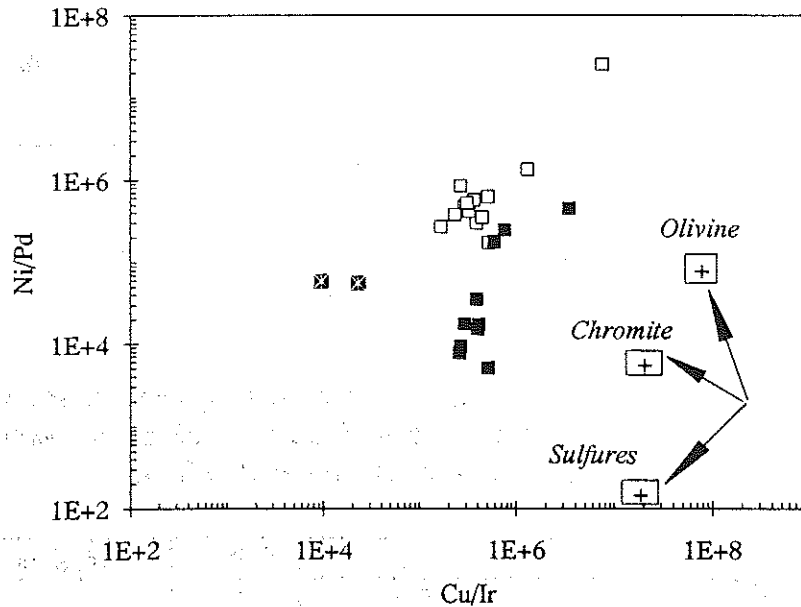
Cu	Ir	Pd	Référence
-	0.0011	0.1	(1)
-	0.116	6.29	(2)
72	0.02	0.83	(3)
-	0.16	3.9	(4)
146.6	0.11	8.1	(5)
71	0.17	0.9	(6)
140	0.14	1.6	(7)
94	0.24	34.7	(8)

Tableau 26 : Teneurs en Cu (ppm), Ir (ppb) et Pd (ppb) dans les MORB comparées aux moyennes des teneurs des grospydites de Ronda et des Beni Bousera.

(1) Limite inférieure des MORB (Hertogen et al., 1980); (2) Limite supérieure des MORB (Hertogen et al., 1980); (3) Moyenne des MORB (Hamlyn et al., 1985); (4) MORB (Peach et al., 1990); (5) Basaltes de l'océan indien (moyenne Leg115) (Fryer et Greenough, 1992); (6) et (7) Moyenne des teneurs des grospydites appauvries de Ronda et des Beni Bousera respectivement (ce travail); (8) Moyenne des teneurs des grospydites enrichies des Beni Bousera (ce travail).

Dans le diagramme discriminant Cu/Ir-Ni/Pd (fig. 83) (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990), le rapport Cu/Ir est étroitement lié au fractionnement de l'olivine et de la chromite alors que le rapport Ni/Pd est un indicateur des effets de la phase sulfurée. Dans la figure 83, les grospydites sont alignées parallèlement au fractionnement des sulfures et montrent des valeurs du rapport Ni/Pd beaucoup plus étalées que celles du rapport Cu/Ir. Cette grande variation Ni/Pd définit deux champs de grospydites et confirme le rôle variable des sulfures.

En effet, la soustraction des sulfures à partir des liquides parentaux des grosphydites induit une chute des teneurs en Pd et par conséquent un rapport Ni/Pd élevé. Tandis que dans le cas des grosphydites riches en Σ PGE, la subsistance d'un liquide sulfuré dans ces roches piège et concentre les PPGE entraînant ainsi une diminution du rapport Ni/Pd.



*Figure 83 : Diagramme de variation du rapport Ni/Pd en fonction du rapport Cu/Ir des grosphydites et des deux clinopyroxénites à grenat-spinelle.
La signification des symboles est la même qu'en figure 79.*

Les phases sulfurées des deux populations de grosphydites sont relativement abondantes par rapport aux autres pyroxénites. Trois échantillons ont été sélectionnés pour une recherche des minéraux du groupe du platine au MEB : une grosphydite appauvrie et deux grosphydites enrichies. Seules ces dernières ont montré la présence de grains d'Au, de Pd et/ou de Pt en association avec des sulfures disséminés ou inclus dans le Cpx (fig. 84 et 85). Il s'agit de grains d'Au \pm Ag et de Pd-Te \pm (Pt) englobés dans des sulfures de métaux de base. Cette association montre bien le véritable pouvoir collecteur des sulfures pour les PPGE et l'Au.

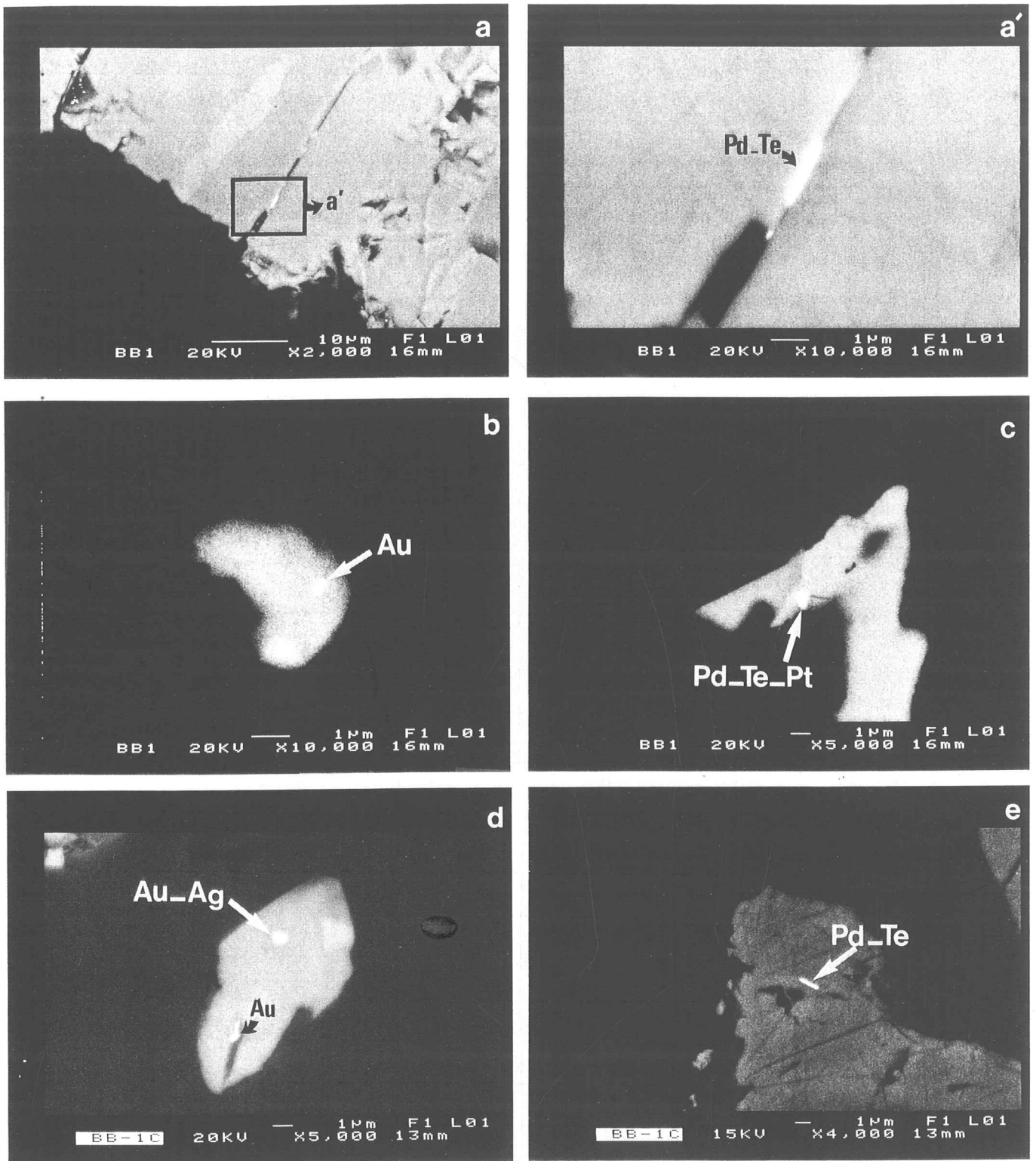


Figure 84 : Minéraux du groupe du platine observés au MEB en association avec les sulfures dans les grosipyrites enrichies des Beni Bousera.

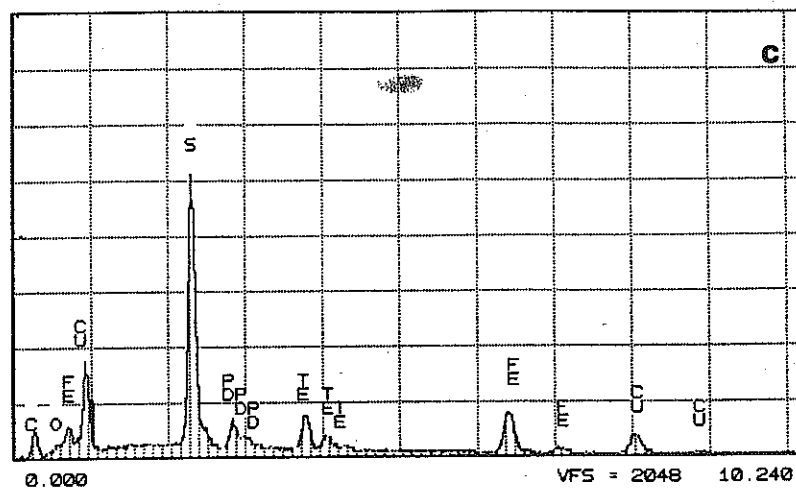
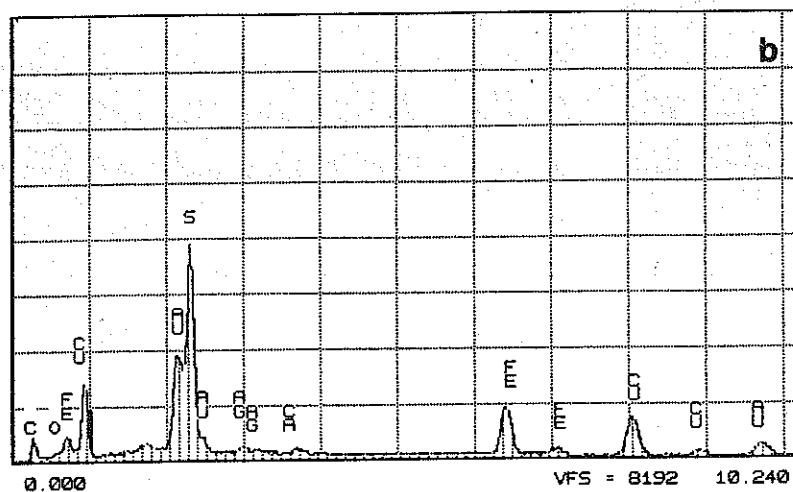
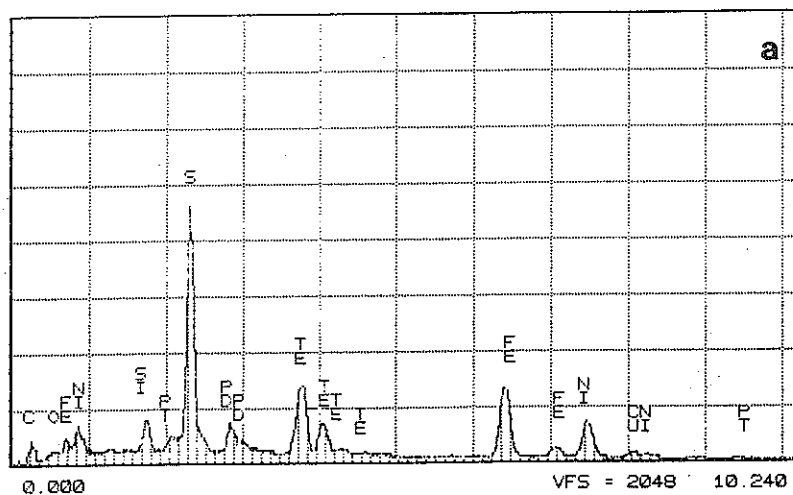


Figure 85 : Analyse qualitative des grains de Pt, Pd et Au observés au MEB.
 Les profils a, b et c correspondent respectivement aux grains des figures 84 c, d et e.

Le rôle variable des sulfures, entre les deux populations de grosipydites, dans le piégeage et le comportement des PPGE peut être illustré par les diagrammes de variation Pd-Cu, Pt-Cu et Rh-Cu (fig. 86). Dans ces diagrammes, deux tendances importantes peuvent être dégagées :

* un enrichissement progressif en PPGE parallèle à celui en Cu caractérisant les grosipydites enrichies en PPGE. Cette corrélation linéaire positive semble indiquer une cristallisation en présence d'une phase sulfurée ayant collecté et concentré les éléments Pt, Pd, Rh et Au.

* une indépendance PPGE-Cu témoignant plutôt d'une ségrégation d'une faible quantité de sulfure au cours du fractionnement. Cette dernière hypothèse a déjà été évoquée dans le cas des MORB pauvres en PGE dont l'appauvrissement en ces éléments est relié à leur collecte et leur rétention par des sulfures immiscibles dans la source mantellaire (Hertogen et al., 1980; Hamlyn et al., 1985; Peach et al., 1990; Lorand et al., 1993).

Ce rôle variable et contrasté des sulfures au cours de la différenciation des grosipydites ne paraît pas influencer les abondances des autres éléments chalcophiles (Ni, Cu et Co). Une explication réside dans la différence des coefficients de partage D^{SL} (liquide sulfuré/liquide silicaté) et la plus grande sensibilité des PPGE par rapport aux métaux de transition vis-à-vis des sulfures. En effet, les valeurs de D^{SL} d'environ 250 pour Ni et Cu proposées par Rajmani et Naldrett (1978) sont significativement inférieures à celles estimées pour les métaux précieux par de nombreux auteurs (tableau 27). Par conséquent, la ségrégation d'une faible quantité de sulfures modifie considérablement les teneurs en PPGE par rapport aux métaux de base.

Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Réf.
$(1 \pm 0.7) \times 10^5$	-	-	$(9 \pm 6) \times 10^3$	$(9 \pm 7) \times 10^4$	$(1 \pm 0.9) \times 10^3$	(1)
$(1.2-1.6) \times 10^4$	-	-	-	3.5×10^4	$(1.5-1.9) \times 10^4$	(2)
$3 \times 10^3 - 3 \times 10^4$	-	-	$2 \times 10^3 - 2 \times 10^4$	$2 \times 10^3 - 2 \times 10^4$	-	(3)
10^5	2×10^3	-	10^6	5.1×10^4	-	(4)
$(3.1 \pm 0.8) \times 10^5$	$(2.5 \pm 0.7) \times 10^3$	$(2.7 \pm 0.6) \times 10^4$	-	$(5.5 \pm 0.7) \times 10^4$	$(1.6 \pm 0.4) \times 10^4$	(5)
3.5×10^4	-	-	-	3.4×10^4	-	(6)
$3 \times 10^3 - 5.1 \times 10^4$	5×10^4	-	$4 \times 10^3 - 4.6 \times 10^4$	$10^4 - 1.4 \times 10^5$	$10^3 - 10^4$	(7)

Tableau 27 : Coefficients de partage D^{SL} des PGE et de l'Au entre liquide sulfuré et liquide silicaté.

(1) : Stone et al. (1990); (2) : Peach et al. (1990); (3) : Fleet et al. (1991); (4) : Bezmen et al. (1991);

(5) : Bezmen et al. (1994); (6) : Peach et al. (1994) (in Fleet et al., 1994); (7) : Fleet et al. (1994).

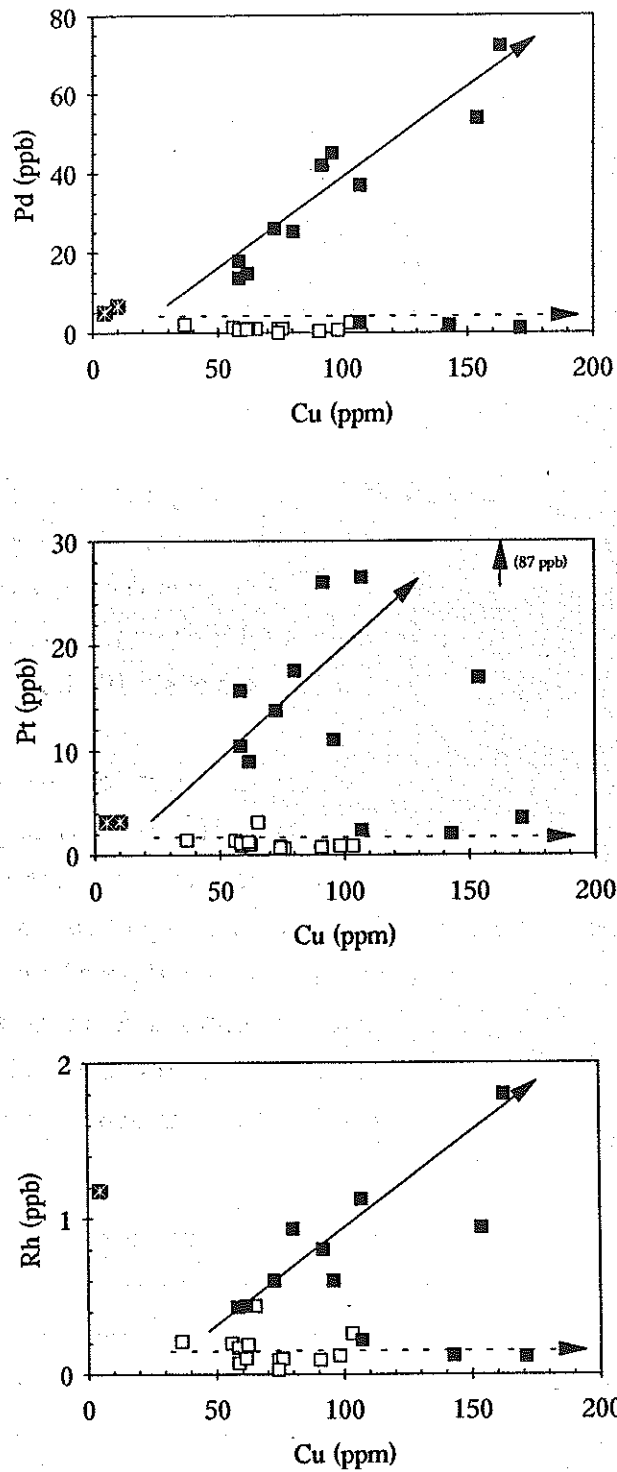


Figure 86 : Diagrammes de variation des teneurs en Pd, Pt et Rh en fonction des teneurs en Cu dans les grespydites et dans les deux clinopyroxénites à grenat-spinelle. La signification des symboles est la même qu'en figure 79.

Comme pour les pyroxénites étudiées précédemment, les grosphydites montrent des teneurs en IPGE (Ir, Ru) très basses et inférieures aux valeurs de normalisation du manteau supérieur. Une ségrégation des sulfures dans le cas des grosphydites déprimées en ΣPGE pourrait être suggérée comme origine de l'appauvrissement généralisé en PGE. Ceci est essentiellement lié à la grande affinité des IPGE pour la fraction sulfurée (tableau 27). Notons qu'une hypothèse similaire a été formulée par Hertogen et al. (1980) qui attribuent l'appauvrissement à la fois des IPGE (Os, Ir) et des PPGE (Pd) dans les basaltes des plateaux océaniques à une collecte de l'ensemble des PGE par précipitation des sulfures. Néanmoins, deux contraintes sérieuses s'opposent à un comportement chalcophile des IPGE :

* d'une part, l'absence de corrélation entre les IPGE et les PPGE montre que le comportement des IPGE est gouverné par un processus autre que celui faisant intervenir les sulfures,

* d'autre part, la persistance de la dépression en IPGE dans les spectres des grosphydites enrichies en PPGE constitue un argument supplémentaire pour supposer que l'appauvrissement en PGE réfractaires (Ir, Ru) est antérieure à la collecte des PPGE (Pt, Pd, Rh) et de l'au par les sulfures.

Dans les grosphydites, les IPGE semblent ainsi adopter un comportement non chalcophile. Ces éléments pourraient, en effet, précipiter dès les premiers stades de différenciation magmatique en raison de leur nature réfractaire et de leur grande stabilité à haute température. Le fort appauvrissement en IPGE observé dans les grosphydites enrichies en PPGE confirme ce fractionnement précoce antérieurement à l'individualisation de la phase sulfurée. Leur solubilité dans les magmas silicatés est étroitement liée à la fugacité en oxygène beaucoup plus qu'à celle en soufre comme l'ont bien montré Amossé et al. (1987, 1990). Une augmentation de fO_2 pourrait provoquer une séparation très précoce des alliages de PGE réfractaires alors que les PPGE resteraient en solution dans le magma. Il est à noter que la séparation précoce des IPGE et l'appauvrissement qui en résulte semble constituer un trait systématique et caractéristique des magmas (Hertogen et al., 1980; Stockman, 1982; Hamlyn et al., 1985; Barnes et al., 1985, 1988; Brüggmann et al., 1987; Lorand et al., 1993).

IV-CONCLUSION

Les différentes pyroxénites étudiées sont caractérisées par une forte hétérogénéité pétro-géochimique. Leurs teneurs en PGE et en Au reflètent bien cette hétérogénéité. L'étude de la distribution de ces éléments révèle en effet une diversité spectrale avec des profils à pente Pd/Ir positive et très variable traduisant un appauvrissement en IPGE par rapport aux PPGE et à l'Au. Cet appauvrissement marqué en IPGE leur suggère un fractionnement précoce à l'inverse des PPGE qui sont plutôt piégés par les phases sulfurées. Toutefois, dans le détail, bien que les mécanismes physico-chimiques et les processus magmatiques qui contrôlent la distribution des PGE dans les pyroxénites restent sensiblement les mêmes, certaines différences ou similitudes quant à leurs teneurs, à leurs rapports Pd/Ir et à l'allure des spectres, semblent refléter une même histoire pétrogénétique initiale ou au contraire une évolution indépendante.

Les données des éléments majeurs et de certains éléments traces combinées aux variations des teneurs en PGE et en Au ont permis d'une part de discriminer deux lignées parmi les pyroxénites à grenat et d'autre part de suggérer quelques analogies entre certaines pyroxénites.

Les pyroxénites à grenat s.s. se rapportant à la lignée ferreuse, sont caractérisées par un rapport $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ important (> 0.45) et dispersé, un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}_{\text{tot}}$ faible (< 2.7) et des concentrations en Y relativement élevées. Ces matériaux sont interprétés par de nombreux auteurs comme le résultat du fractionnement à haute pression du grenat et du Cpx. Leurs teneurs très basses en IPGE et en Rh peuvent être reliées à une collecte précoce de ces éléments par des phases minérales réfractaires (chromite ?) probablement en réponse à une augmentation de la fugacité en oxygène. Par contre, Pt, Pd et Au restent plutôt en solution en association avec la fraction sulfurée. La distribution hétérogène des sulfures et leur rôle variable quant au piégeage des PPGE et de l'Au expliquerait les différences de teneurs en ces éléments d'un échantillon à l'autre. Les pyroxénites à spinelle s.l. montrent certaines caractéristiques géochimiques voisines ainsi que des spectres de PGE et Au comparables avec les pyroxénites précédentes. L'absence d'un rôle de leur spinelle dans le piégeage des IPGE et du Rh trouverait une explication dans l'origine secondaire rétro-morphique de ce minéral. Il n'est pas exclu que ces deux types de pyroxénites aient une partie de leur histoire pétrogénétique commune.

La seconde famille de pyroxénites à grenat englobe des clinopyroxénites à grenat \pm corindon. Cette famille montre une composition caractéristique marquée par un fort enrichissement en alumine et des faibles teneurs en fer ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}_{\text{tot}} > 2.7$,

FeOtot/MgO < 0.45) et en Y. Elle est caractérisée par des spectres de terres rares à anomalie positive en Eu. L'étude de la distribution des PGE et de l'Au confirme la spécificité de ce type de roche et suggère une évolution différente des autres faciès pyroxénitiques. Cette distribution est marquée par des spectres déprimés en IPGE et plus ou moins enrichis en PPGE et en Au définissant deux tendances distinctes : 1) une première tendance caractérisée par des teneurs très basses en l'ensemble des PGE (Σ PGE) avec des spectres qui rappellent ceux des MORB et 2) une deuxième tendance montrant un net enrichissement en PPGE et en Au. L'existence de grains d'Au, de Pd et/ou de Pt en association avec les sulfures confirme le grand pouvoir collecteur des sulfures pour ces éléments. La ségrégation d'une fraction sulfurée, mineure, semble être à l'origine des deux tendances observées. Toutefois, elle ne semble pas modifier les teneurs en Ni, Cu et Co en raison des faibles coefficients de partage de ces éléments comparés à ceux des PGE vis-à-vis des sulfures. D'autre part, l'appauvrissement en IPGE ne peut pas être attribué à une telle ségrégation mais plutôt au fractionnement précoce de ces éléments antérieurement à la saturation en soufre.

L'ensemble des particularités géochimiques des pyroxénites à grenat alumineuses va à l'encontre d'une parenté de ces roches avec les pyroxénites à grenat s.s. et les pyroxénites à spinelle s.l.. Il atteste probablement d'une filiation à partir d'un protolite gabbroïque.

PARTIE C

**MANTEAU SOUS-CONTINENTAL :
XENOLITES DE PERIDOTITE DU
VOLCANISME ALCALIN**

CHAPITRE I :

**XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE DES
BASALTES ALCALINS DE FRANCE ET DU SUD DE
L'ESPAGNE.****I - VOLCANISME ALCALIN EN FRANCE****I-1. - Grands districts volcaniques**

L'Europe compte plusieurs provinces volcaniques récentes, d'âge essentiellement Tertiaire et Quaternaire, séparées géographiquement. Le volcanisme en France peut être subdivisé pétrologiquement en deux grands types (Maury et Varet, 1980) :

- * un volcanisme calco-alcalin alpin,
- * et un volcanisme alcalin péri-alpin plus largement représenté (fig. 87).

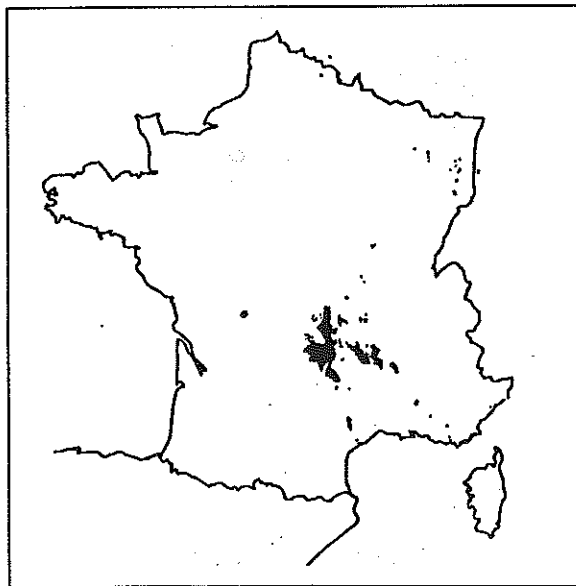


Figure 87 : Extension et répartition du volcanisme alcalin Tertiaire et Quaternaire en France.

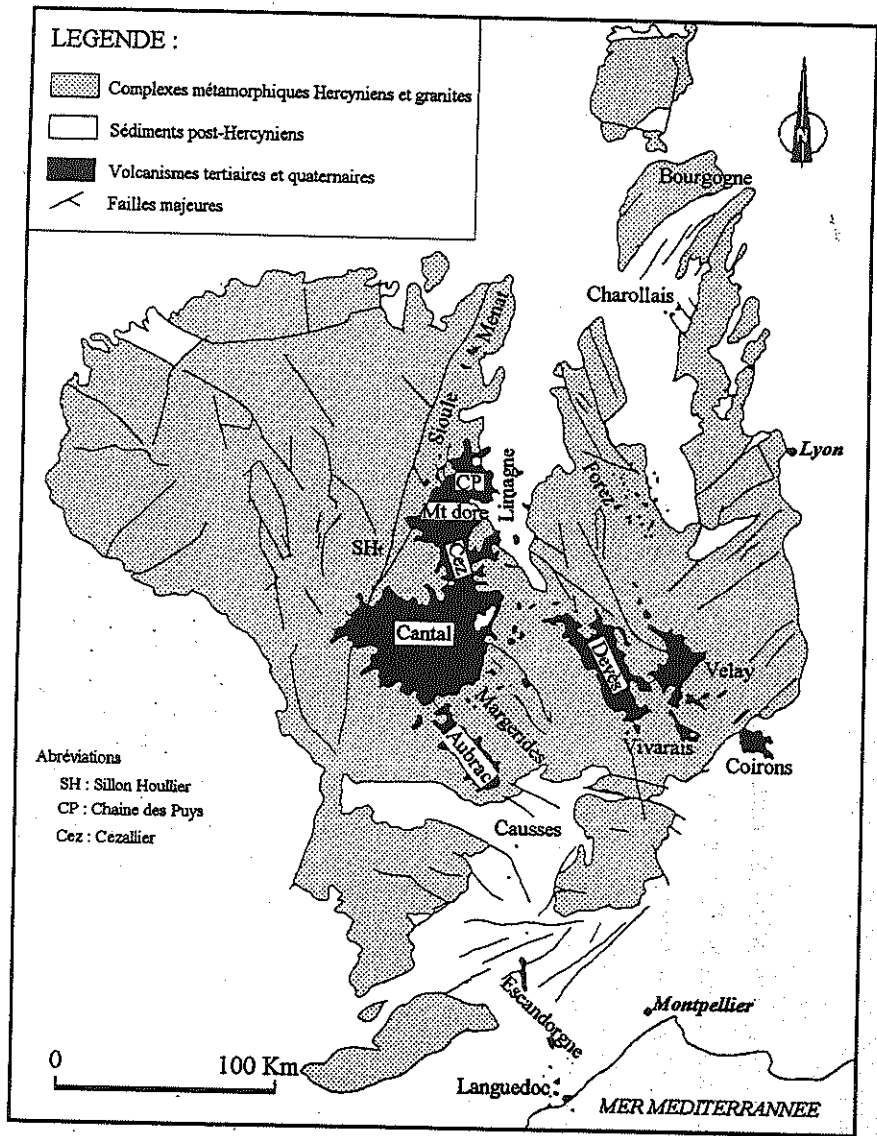


Figure 88 : Différents districts du volcanisme alcalin du Massif Central Français (in Downes, 1987).

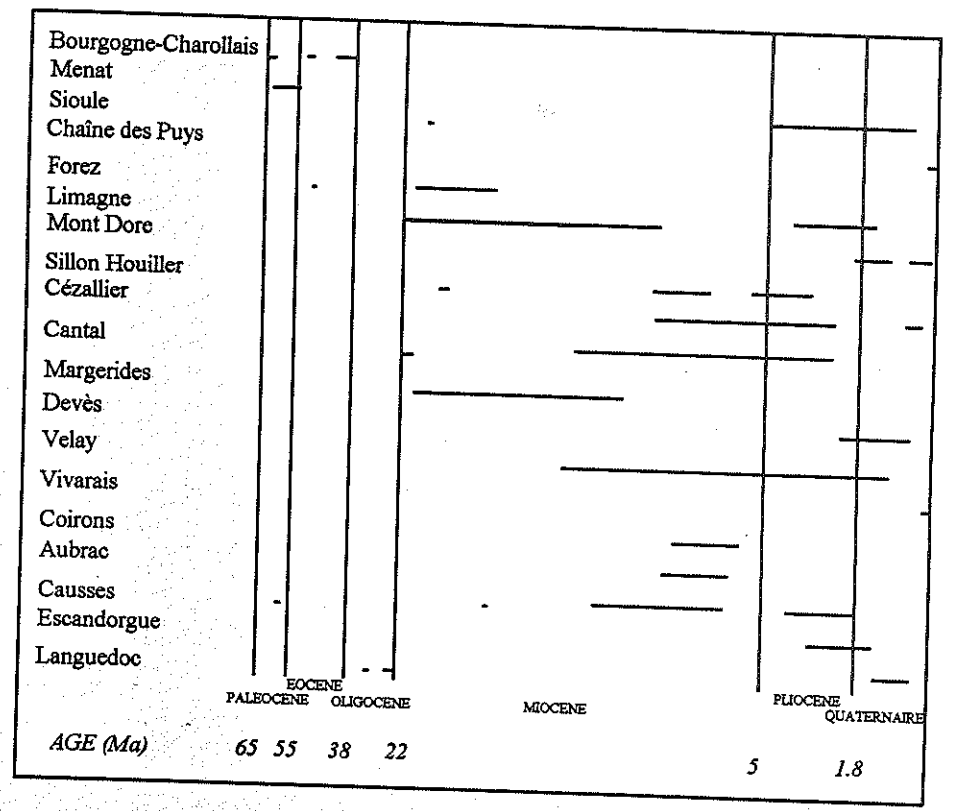


Figure 89 : Ages du volcanisme alcalin du Massif Central (compilation de Maury et Varet, 1980).

Pour la localisation des différentes provinces voir figure 88.

Ce volcanisme alcalin est généralement associé aux grands fossés oligocènes résultant de systèmes d'effondrement de direction N-S, NO-SE voire NE-SO (Goer de Hervé et Mergoïl, 1971). Il est essentiellement concentré dans le Massif Central mais s'étend jusqu'à la Lorraine, l'Alsace et les Vosges au Nord et la Provence au Sud (fig. 87). Les différents districts volcaniques ainsi que leur âge de mise en place sont illustrés dans les figures 88 et 89. On note l'absence de relation claire entre l'âge du volcanisme et sa localisation géographique (fig. 89)

I-2. - Chronologie des éruptions

Le volcanisme précoce en France a commencé discrètement au Tertiaire (Paleocène-Eocène), antérieurement à l'effondrement des fossés, en Bourgogne-Charollais, Menat (Puys de dôme) et les Causses. La plus importante activité volcanique s'est manifestée à partir du Miocène et peut être résumée globalement en trois périodes principales (fig. 88 et 89) (Brousse, 1971; Maury et Varet, 1980 et références citées) :

* *volcanisme Miocène* : des éruptions ponctuelles datées entre 20 et 14 Ma sont connues en Provence (Beaulieu), dans le Forez, la Limagne, le Sillon Houiller et le Nord du Cantal. Cette activité a repris vers 10 Ma dans le Cantal, le Velay oriental et les Causses.

* *paroxysme plio-villafranchien (7.5-1 Ma)* : le volcanisme a connu son apogée entre 4 et 2 Ma et s'est généralisé dans le Massif Central. Entre 7.5 et 4 Ma, l'activité volcanique était concentrée sur des fractures N-S ou NO-SE : Mont-Dore, Cantal, Cézallier, Velay, Coirons, Aubrac, mais aussi en volcans dispersés en Limagne, le long du Sillon Houiller, dans les Causses et en Provence. De 4 à 1 Ma, le volcanisme s'est poursuivi sur des fractures NE-SO (chaîne de la Sioule), NO-SE (chaîne du Devès) et N-S (Escandorgue-Lodévois et Languedoc).

* *volcanisme sub-actuel* : il s'est caractérisé par un volcanisme essentiellement basaltique sous forme de cônes et coulées isolés dans le Vivarais ou d'alignements d'événements globalement subméridiens dans la chaîne des Puys.

II - XENOLITES^(*) DE PERIDOTITE A SPINELLE

II-1. - Introduction

Comme la plupart des basaltes alcalins du monde, le volcanisme Tertiaire et Quaternaire en France renferme plusieurs types d'enclaves (Vilminot, 1962; Brousse et Rudel, 1964; Mercier, 1972; Jardin, 1973; Mercier et Nicolas, 1975; Coisy, 1977; Coisy et Nicolas, 1978; Berger, 1981; Boivin, 1982; Hutchison et al., 1986; Downes, 1987; Nicolas et al., 1987) : mégacristaux, matériaux du socle cristallin superficiel (granite, gneiss, amphibolites) ou profond [granulites et enclaves basiques (pyroxénites, gabbros) et ultrabasiqes (péridotites)].

L'étude de ces enclaves est fondamentale quant à la connaissance de la structure et de la composition du manteau ainsi que de la profondeur d'origine et de l'évolution des basaltes-hôtes. Les xénolites de péridotite se rencontrent dans de nombreux sites volcaniques avec une nette prédominance dans les laves récentes (< 5 Ma) (Downes, 1987). Ils présentent une taille (millimétrique à décimétrique) et une forme variables. On les rencontre généralement dans deux types de gisements : projections basaltiques ou coulées de basalte (Vilminot, 1962). Il s'agit de péridotites à spinelle renfermant occasionnellement de l'amphibole et/ou du phlogopite en quantité subordonnée. De très rares péridotites à grenat-spinelle ont été signalées dans certaines localités (Bédarieux : Albert et al., 1967; Eglazines : Berger et Brousse, 1976; Vestide du Pal : Berger, 1977; Beaulieu : Cheval et al., 1989).

II-2. - Textures des xénolites de péridotite à spinelle

L'étude texturale et pétrographique des xénolites de péridotite a permis à Mercier (1972), Mercier et Nicolas (1975) et Coisy (1977) de définir différents types de textures :

* *texture protogranulaire (ou "à gros grain")* : les cristaux d'olivine et de pyroxènes des péridotites sont de grande taille (2 à 5 mm), non déformés et limités par des joints généralement curvilignes. Cette texture est interprétée comme représentative des zones n'ayant pas subi de déformation intramantellique.

* *texture porphyroclastique* : les péridotites de ce type montrent parfois une foliation

^(*) Xénolite : terme anglo-saxon correspondant aux termes "enclave" ou "nodule", désignant des fragments de roche arrachés par le basalte hôte lors de son ascension. Dans ce qui suit, nous utiliserons les trois termes.

définie par l'orientation des clastes d'olivine et une linéation liée au spinelle. Elles se caractérisent par la présence de deux générations de cristaux :

- des porphyroclastes allongés (8 x 2 mm) offrant de fréquentes macles mécaniques,
- et des néoblastes (environ 0.5 mm) polygonaux recristallisés et non déformés.

Les néoblastes forment une matrice fine cimentant les porphyroclastes précédents. Ces enclaves proviendraient des zones tectonisées du manteau.

* *texture équi-granulaire* (ou "*mosaïque*" selon Coisy et Nicolas, 1978) : des néoblastes isogranulaires et de petite taille (généralement < 2 mm) se développent largement aux dépens des porphyroclastes. Ces derniers peuvent disparaître complètement ou subsister en faible proportion (< 5%). Cette texture caractérise des zones tectoniquement actives du manteau.

Au sein de ce groupe, trois sous-types sont distingués :

- sous-type équi-granulaire "Cerzat" (Mercier, 1972) : intermédiaire entre les textures porphyroclastiques et équi-granulaires, correspondant à des zones tectonisées du manteau et ayant subi une recristallisation en milieu dynamique (Coisy, 1977)

- sous-type équi-granulaire mosaïque : les grains sont fins et forment des joints triples (120°) traduisant une recristallisation intense.

- sous-type équi-granulaire tabulaire : dans ce cas, il y a croissance anisotrope conduisant à une texture à grains tabulaires.

* *texture poecilitique* (Mercier, 1972; Coisy, 1977) : elle est peu fréquente et se caractérise par un développement extrême des cristaux d'olivine (quelques cm) qui leur permet d'englober d'autres minéraux. Selon Mercier (1972), cette texture reflète une recristallisation secondaire de l'olivine. Par contre, Berger (1981) la considère comme une texture magmatique cumulative d'origine très profonde.

* *texture tabulaire à gros grain* : les xénolites de ce type montrent des olivines en tablettes de taille variable et des cristaux isogranulaires d'Opx (1-2 mm). Ce type textural se rencontre dans les mêmes gisements que la texture poecilitique et pourrait aussi représenter des niveaux très profonds du manteau (Berger, 1981).

II-3. - Répartition des différentes textures des péridotites à spinelle

Les types porphyroclastiques et équi-granulaires proviendraient d'un matériel de type protogranulaire considéré comme représentatif de la texture normale et ancienne d'un manteau lithosphérique non déformé (Coisy et Nicolas, 1978). Ces différents types montrent

une séquence de déformation (vitesse de déformation, contraintes et structures) croissante dans l'ordre : protogranulaire → porphyroclastique → équigranulaire (Coisy, 1977; Coisy et Nicolas, 1978).

L'étude texturale d'un grand nombre de nodules montre la dominance des textures protogranulaires et équigranulaires par rapport à la texture porphyroclastique avec une faible abondance des types poecilitiques et tabulaires à gros grains (Coisy, 1977). La distribution géographique de ces différents types texturaux ne semble pas se corréliser avec l'âge du volcanisme. Elle montre cependant une "zonation" grossière caractérisée par une déformation décroissante depuis le centre du Massif Central (péridotites équigranulaires) vers sa périphérie (péridotites protogranulaires et poecilitiques) (fig. 90).

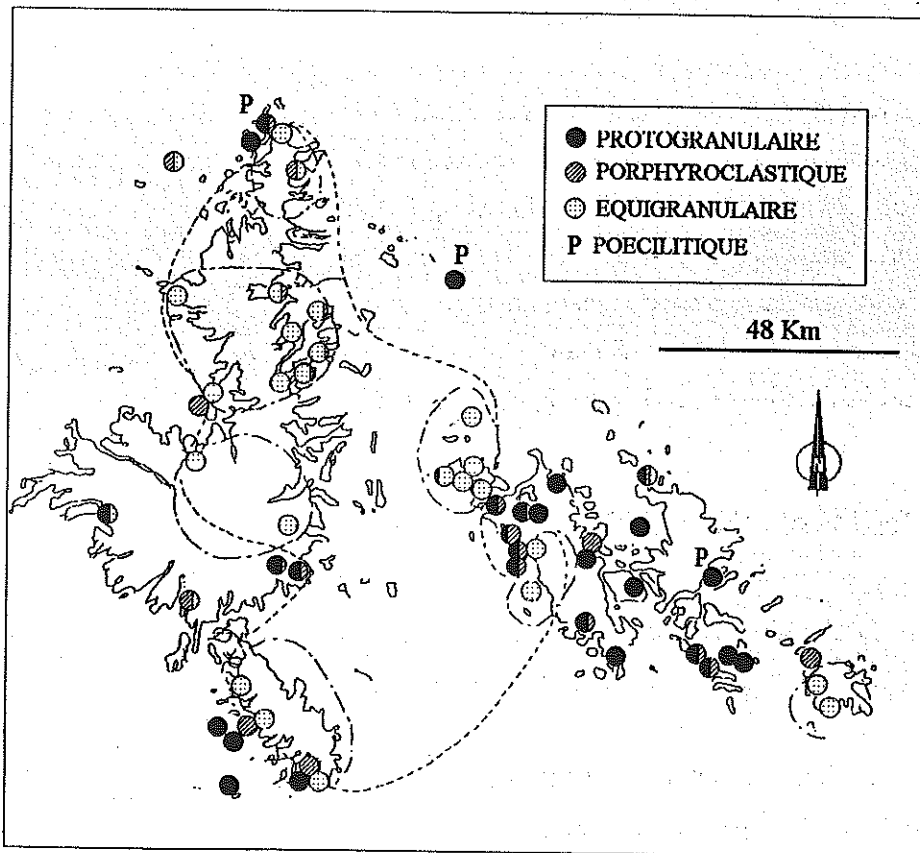


Figure 90 : Répartition et distribution des principales textures des xénolites de péridotite à spinelle du volcanisme alcalin du Massif Central (Coisy, 1977).

II-4. - Conditions d'équilibre pression-température

D'une manière générale, on note une corrélation entre le type textural des enclaves de péridotite et leur température d'équilibre. Ces températures tendent à diminuer dans les péridotites déformées (équigranulaires) par rapport à celles non déformées (protogranulaires) (tableau 28).

	T (°C)	P (Kb)	Texture
Coisy (1977)	910-990	12-17	équi-granulaire
	950-1120	16-21	protogranulaire
Berger (1981)	950-1050	-	équi-granulaire
	1000-1150	22-24	protogranulaire
	~ 1250	30	poecilitique-porphyroclastique
Lorand (1983)	1150-1200	-	tabulaire à gros grains-poecilitique
	900-1000	-	équi-granulaire
	1060	-	protogranulaire
	950-1060	-	porphyroclastique

Tableau 28 : Estimations des conditions d'équilibre de température et de pression des péridotites de différentes textures.

Les températures et les pressions d'équilibre d'un grand nombre de nodules de péridotite à spinelle sont comprises respectivement entre 900 et 1050 °C et 8 et 25 Kb (Hutchison et al., 1975; Coisy, 1977; Berger, 1981; Lorand, 1983; Fabriès et al., 1987). Des péridotites exceptionnelles par leur texture (tabulaire à gros grains ou poecilitique) ou leur minéralogie (péridotites à grenat-spinelle) se caractérisent par des conditions P-T de stabilité plus élevées ($P \geq 30$ Kb et $T \geq 1250$ °C) reflétant probablement une origine mantellique profonde (Berger et Brousse, 1976; Berger, 1977, 1981; Cheval et al., 1981).

III - SCHEMAS INTERPRETATIFS DU VOLCANISME EN FRANCE

Plusieurs modèles ont été élaborés pour interpréter l'origine et l'évolution du volcanisme alcalin de France, nous en retiendrons quelques uns.

Le modèle basé sur les travaux géophysiques de Perrier et Ruegg (1973) propose une remontée de l'asthénosphère depuis 100 Km jusqu'à 50 Km de profondeur correspondant à une poussée de bas en haut de 500 bars. Il en résulte un amincissement de la croûte et la remontée d'un manteau anormal jusqu'à environ 24 Km à l'aplomb du centre du Massif Central où l'activité volcanique a été la plus importante (fig. 91).

Froidevaux et al. (1974) et Brousse (1974) évoquent l'hypothèse d'un point chaud fixe par rapport à la plaque européenne. Afin d'expliquer l'alignement et la migration de l'activité volcanique au cours du temps, ce modèle tient compte d'un développement du volcanisme autour d'un point triple selon trois branches de directions N-S, S-N et NO-SE correspondant chacune à un "rift".

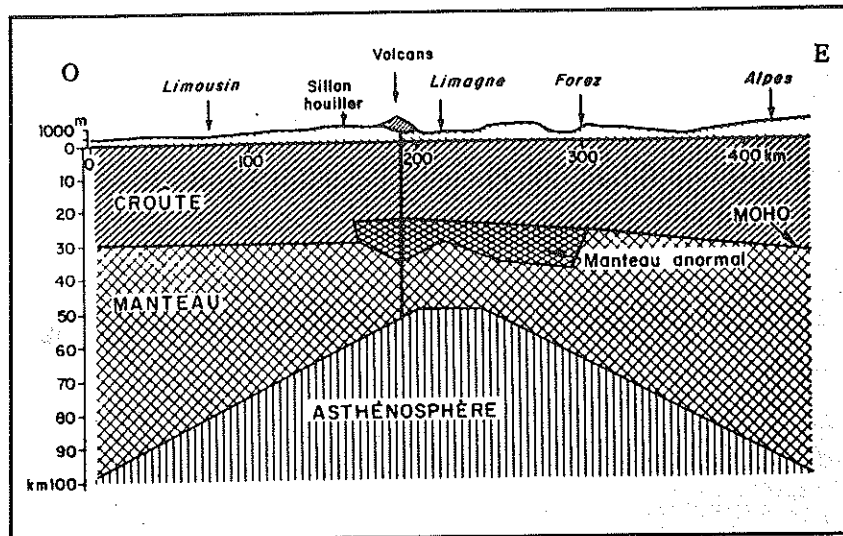


Figure 91 : Modèle schématique illustrant une remontée asthénosphérique et un manteau anormal à l'aplomb du centre du Massif central (Perrier et Ruegg, 1973).

Perrier et Ruegg (1973) distinguent 3 types de structures :

- * A l'Ouest du Sillon Houiller : une croûte continentale (30 Km d'épaisseur) surmontant un manteau normal ($V_p = 8.2$ Kmls).
- * A la bordure orientale : une croûte un peu moins épaisse (~ 27 Km) et morcellée.
- * Au centre du Massif Central : une croûte moins épaisse (24 Km); la discontinuité de Moho est remplacée par une zone de transition où V_p est de 7.3 Kmls.

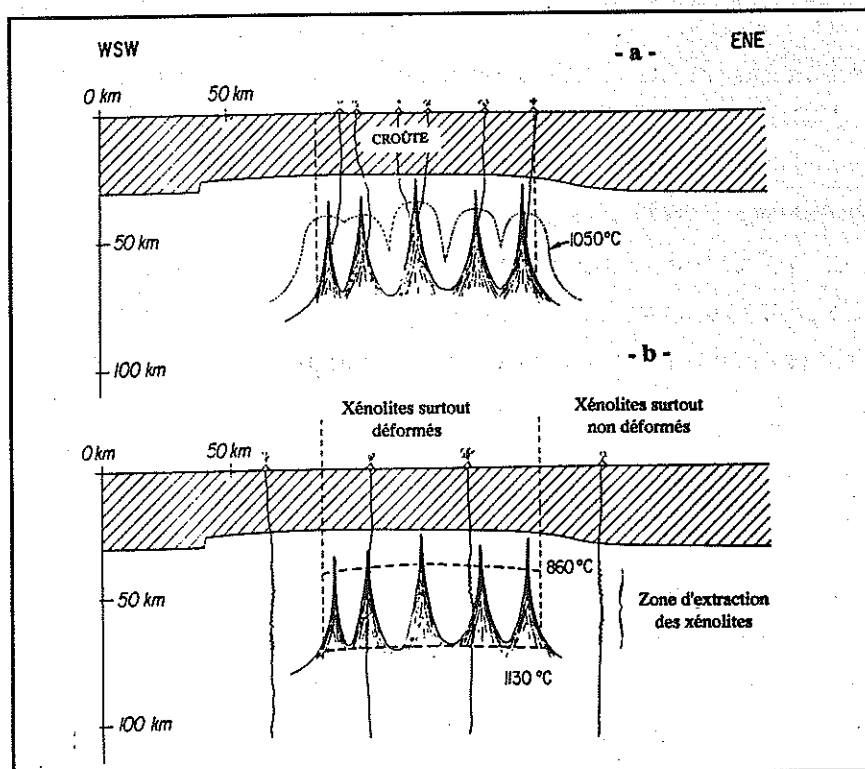


Figure 92 : Ascension asthénosphérique sous forme de multiples intrusions diapiriques ("modèle de polydiapir") (Nicolas et al., 1987).

- a : Intrusions diapiriques produisant un volcanisme basaltique suivi d'une relaxation thermique.
- b : Volcanisme basaltique ayant extrait et remonté les xénolites vers la surface. Les bordures des diapirs (en noir) sont les zones les plus déformées.

En étudiant les textures et la déformation des enclaves remontées par les volcans, Coisy (1977) et Coisy et Nicolas (1978) proposent un diapirisme mantellique, initié à moins de 5 Ma sous forme d'un ensemble de petits diapirs ("modèle de polydiapir") adjacents ou emboîtés de 20 à 30 Km de diamètre chacun. Si ces auteurs attribuent un âge récent au diapir asthénosphérique, d'autres penchent plutôt pour une ascension plus ancienne (> 15 Ma : Berger, 1981; 23.5-34 Ma : Boivin, 1982; 40 Ma : Nicolas et al., 1987).

Ce modèle de polydiapir a été repris et modifié par Nicolas et al. (1987) qui relie l'ascension asthénosphérique à la distension et à la genèse des bassins d'effondrement d'âge Oligocène (40 Ma). Cette ascension se serait effectuée à partir de 70 Km sous forme de multiples intrusions asthénosphériques d'environ 10 Km de diamètre chacune jusqu'à une profondeur de 35 à 45 Km (fig. 92). Elle serait progressive (taux 0.5 à 1 cm/an) et continue jusqu'à un âge récent (4-2 Ma) qui coïnciderait avec le paroxysme de l'activité volcanique.

Maury et Varet (1980) ont élaboré un schéma d'évolution du volcanisme en liaison avec la fracturation Oligo-Miocène des fossés d'effondrement affectant la croûte. La mise en place progressive d'un diapir au cours du Pliocène et Quaternaire résulterait de l'ouverture des fractures induites par un changement de la direction des contraintes (de N20° à N120° et ensuite à N-S).

Des travaux récents (Garnet et al., 1995) de tomographie thermique du manteau jusqu'à 270 Km de profondeur, montrent l'existence d'une puissante colonne thermique à l'aplomb du Massif Central. Garnet et al. signalent également une anomalie thermique résiduelle qu'ils considèrent comme le témoin de l'activité volcanique Oligo-Néogène.

IV - VOLCANISME ALCALIN DU SUD DE L'ESPAGNE

La zone volcanique Néogène du Sud de l'Espagne (SE de la Cordillère Bétique) est caractérisée par une variété de séries volcaniques dont l'âge s'étant principalement entre 15 et 2 Ma. Ces séries sont constituées de roches calco-alkalines, shoshonitiques, ultrapotassiques (lamproïtes) et de basaltes alcalins (fig. 93a). Ceux-ci apparaissent à proximité de Cartagène (Province de Murcia) (fig. 93b) sous forme de coulées basaltiques et de diatrèmes phréato-magmatiques. Ils constituent l'activité magmatique la plus récente de la région et semblent être associés à une phase distensive ayant engendré un ensemble de petits horsts et grabens.

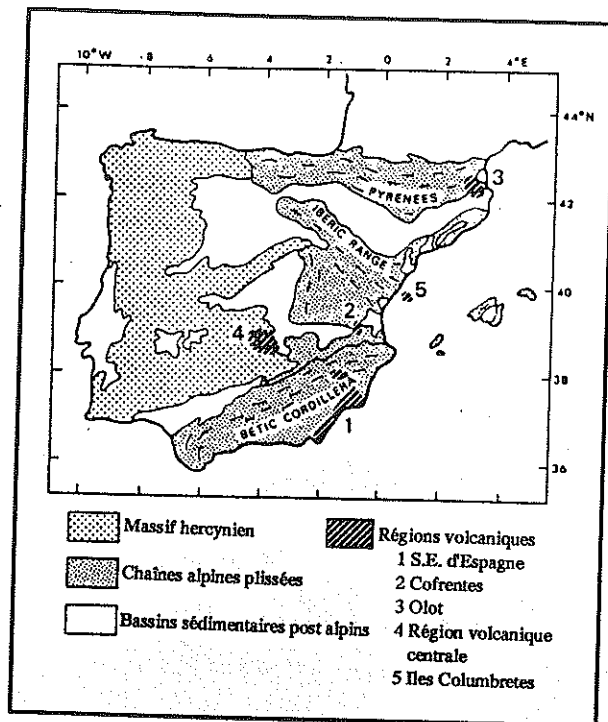


Figure 93a : Principales unités structurales et régions volcaniques Néogène-Quaternaire de la péninsule Ibérique (Ancochea et Nixon, 1987).

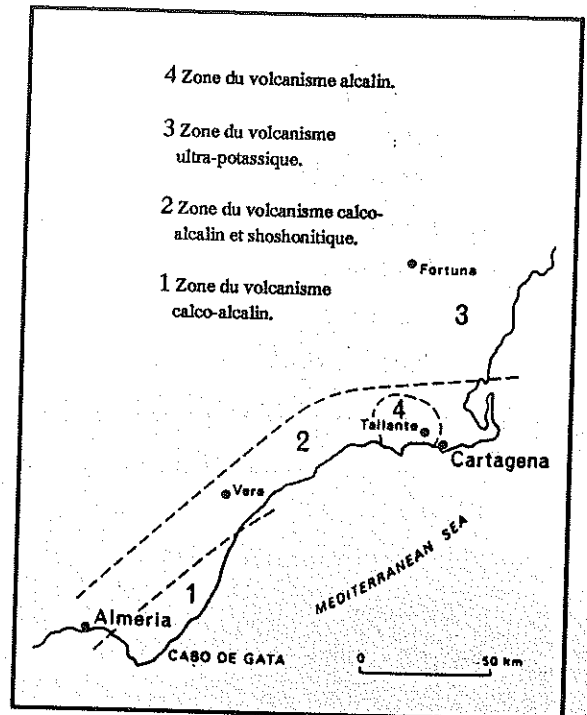


Figure 93b : Zone volcanique de Cabo de Gata et de Cartagène (Provinces d'Almería-Murcia) (in Ancochea et Nixon, 1987).

Les datations disponibles et les données stratigraphiques convergent vers un âge Villafranchien inférieur (2.6-2.8 Ma) pour le volcanisme alcalin de la région de Cartagène (Boivin, 1982; Bellon et al., 1983).

L'une des caractéristiques principales de ce volcanisme alcalin est la richesse et la diversité des enclaves remontées : enclaves crustales (granulites, schistes), mantelliques (péridotites, pyroxénites), magmatiques (diorites à Opx, anorthosites gabbroïques, gabbros, diorites, hornblendites) et mégacristaux d'amphibole (Boivin, 1982; Vielzeuf, 1983; Dupuy et al., 1986; Ancochea et Nixon, 1987; Capedri et al., 1989). Ces enclaves sont particulièrement abondantes dans les volcans de Cabezo de la région de Tallante dont certains types ont été étudiés principalement par Boivin (1982). On les trouve dans des brèches d'explosion et notamment dans un niveau situé à la base du cône actuellement érodé.

Les enclaves ultrabasiqes correspondent à des péridotites à spinelle. Elles peuvent être pénétrées par des petites veines de pyroxénites, de diorites et d'anorthosites gabbroïques de faible épaisseur (0.2 à 3 cm généralement), voire même être incluses à leur tour dans des filons de roches basiques sous forme de grains ou de fragments de quelques centimètres (Boivin, 1982; Ancochea et Nixon, 1987; Capedri et al., 1989).

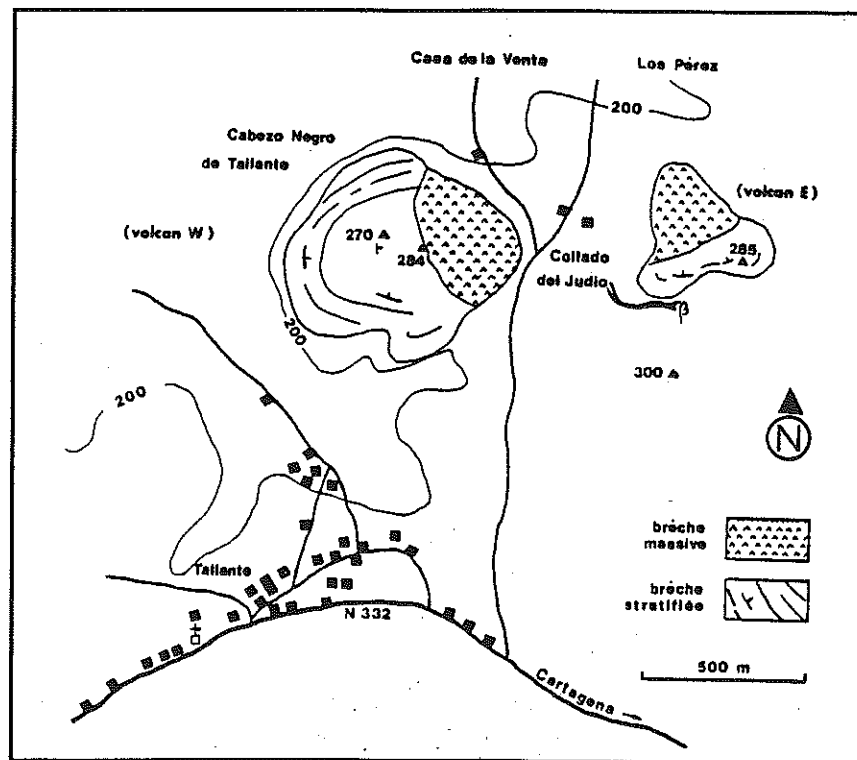
Capedri et al. (1989) évaluent les conditions d'équilibre des péridotites à des pressions de 8 à 16 Kb et des températures de 915 à 1030 °C. Ces températures sont élevées par rapport à celle estimée pour la majorité des péridotites (850 °C) par Boivin (1982) et Dupuy et al. (1986). Selon ces auteurs, cette faible température pourrait refléter un rééquilibrage subsolidus tardif.

Certains auteurs rattachent le volcanisme alcalin à une importante anomalie thermique qui fait suite à de multiples intrusions basiques. Cette anomalie est combinée à un amincissement crustal à l'aplomb de la région de Cartagène (Boivin, 1982; Vielzeuf, 1983).

CHAPITRE II :

PETROGRAPHIE DES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE DU VOLCANISME ALCALIN DE FRANCE ET DU SUD DE L'ESPAGNE

Les xénolites de péridotite étudiés ont été récoltés dans des cônes ou des coulées appartenant à différents districts volcaniques du volcanisme alcalin de France (fig. 94, page suivante). Sept xénolites retenus pour cette étude proviennent du diatrème de Cabezo de Negro situé à 1 Km au Nord du village de Tallante, 20 Km au NO de Cartagène (fig. 95). Dans le tableau 29, on a résumé les principales caractéristiques de ces péridotites. La pétrographie de ces roches est bien connue (Vilminot, 1962; Brousse et Rudel, 1964; Jardin, 1973; Mercier et Nicolas, 1975; Berger, 1973, 1981; Boivin, 1982). Nous en donnerons ici seulement les grands traits.



*Figure 95 : Les deux appareils volcaniques du village de Tallante (Boivin, 1982).
Les xénolites de péridotite à spinelle étudiés proviennent du volcan Ouest (Cabezo Negro).*

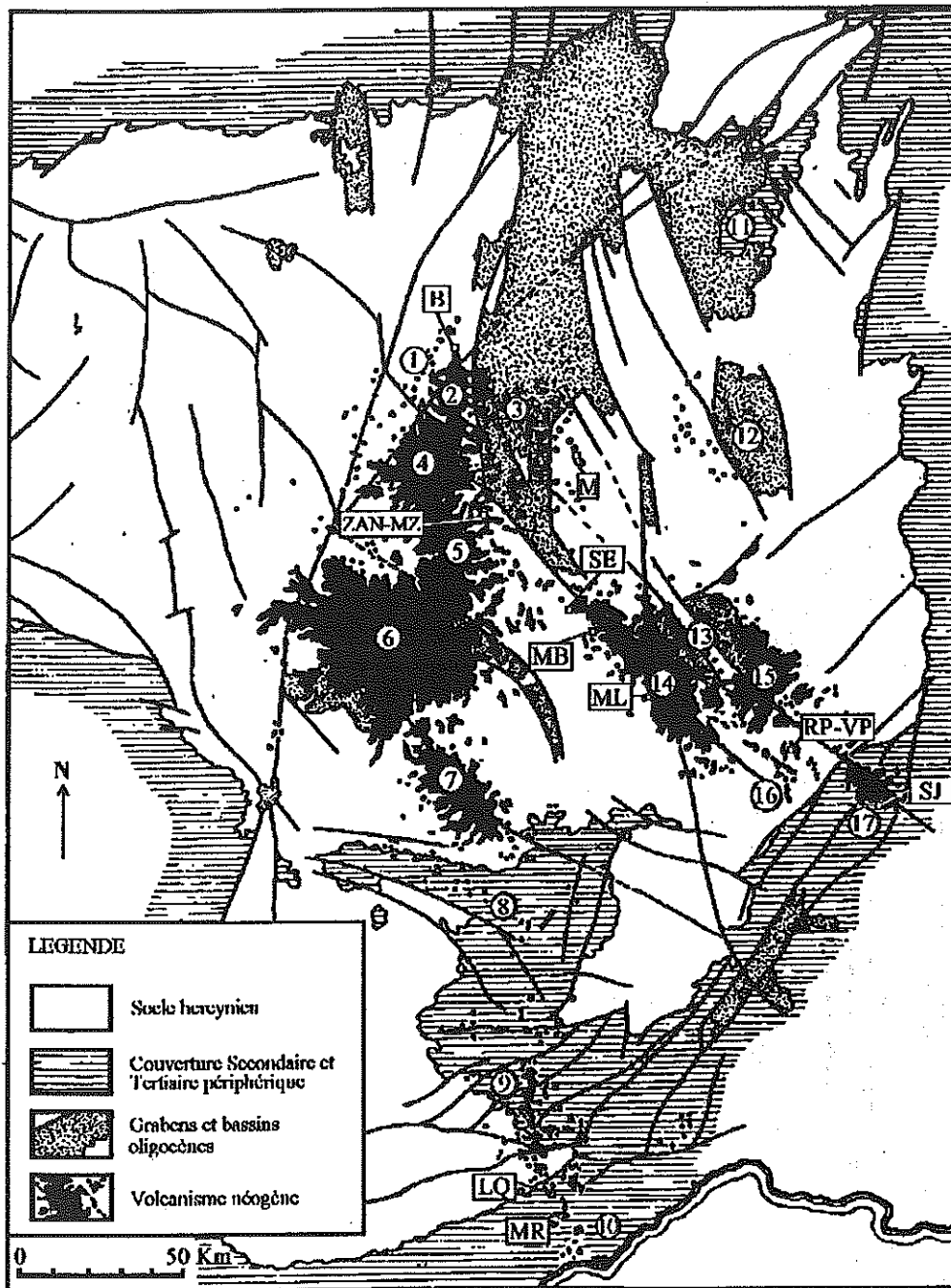


Figure 94 : Carte des différentes provinces volcaniques (en noir) du Massif Central (Goer de Hervé et Mergoïl, 1971) et de localisation des xénolites de péridotite à spinelle étudiés.

1 : Chaîne de la Sioule, 2 : Chaîne des Puys, 3 : Limagne, Comté, Livradois, 4 : Mont Dore, 5 : Cézallier, 6 : Cantal, 7 : Aubrac, 8 : Causse, 9 : Escandorgue, 10 : Bas-Languedoc, 11 : Bourgogne, 12 : Forez, 13 : Bassin du Puy et Emblavès, 14 : Devès, 15 : Velay oriental, 16 : Bas-Vivarais, 17 : Coirons.

B : Beaunit (Chaîne des Puys). ZAN : Zanière et MZ : Mazoires les-Angles (Cézallier). M : Montboissier (Limagne-Livradois). SE : Saint-Eble, MB : Mont-Briançon et ML : Le Moulard (Devès). RP : Pay-Pic et VP : Vestide du Pal (Vivarais). SJ : Saint-Jean le Centenier (Coirons). LQ : La Quille (Escandorgue). MR : Col de la Merquièrre (Escandorgue-Lodévois). Les xénolites du Luberon (P et L) appartiennent au volcanisme de Provence.

Localité	Ech.	Ensemble volcanique	Age	Texture	Rubéfaction	Fusion	Particularités
Volcanisme de France							
Beauvit	B2 B5	Chaîne des Puys	> 14 4000 A**	éguigranulaire tendance éguigranulaire	- -	- -	spinelle brun sombre entre les joints triples ou inclus dans les minéraux silicatés
Vestide du Pal	VP14	Vivarais	< 35 000 A**	porphyroclastique	-	(+)	spinelle presque noir, de très petites gouttelletes de verre incluses dans quelques minéraux
Ray-Pic	RP1 RP4 RP5	Vivarais	> 35 000 A**	protogranulaire // //	- - -	+ + +	fusion dans les zones à spinelle-pyroxènes, développement de petits grains de plagioclase // //
Mazoires les-Angles	MZ1 MZ2 MZ4 MZ10	Cézallier	240 000 ± 10 000 A**	porphyroclastique tendance protogranulaire porphyroclastique //	importante légère importante //	- - (+) -	rubéfaction donnant à la roche un aspect noir (magnétite) rarement rouge (hématite) développement d'une faible mosaïque parfois tabulaire, spinelle noir et peu abondant (< 1%) quelques rares gouttelletes de verre apparaissent dans les zones à spinelle spinelle brun interstitiel parfois inclus dans les pyroxènes
Zanière	ZAN2	Cézallier		porphyroclastique	importante	-	spinelle noir, développement d'une mosaïque
Col de la Merquière	MR MR2 MR4 MR6 MR7 MR9	Escandorgue (Lodévois)	1.75 MA**	porphyroclastique // tendance éguigranulaire // // //	- - - - - -	- (+) - - - -	présence d'amphibole amphibole, quelques rares gouttelletes de verre dans les zones à amphibole et/ou spinelle amphibole, spinelle brun verdâtre, existence de quelques rares porphyroclastes résiduels // // //
La Quille	LQ1	Escandorgue		porphyroclastique	légère	-	spinelle brun jaunâtre interstitiel ou à développement poecilitique
Saint-Eble	SE2 SE4 SE8 SE14	Chaîne de Devès	1.92 MA*	porphyroclastique // // //	- - - -	- - - -	spinelle vert olive, pas d'amphibole, roche traversée par un filon de pyroxénite à spinelle spinelle vert olive, présence d'amphibole spinelle vert brun, présence d'amphibole //
Le Moulard	ML1 ML3	Chaîne de Devès	2.06 MA**	porphyroclastique //	importante //	- -	spinelle vert brun, la roche à un aspect brun rougeâtre (hématite) //
Mont- Briançon	MB1 MB4 MB12 MB19 MB28 MB29	Chaîne de Devès (Devès)	2.5-0.7 MA* (Devès)	porphyroclastique // // // // tendance protogranulaire	- - modérée - - -	- - - - - +	spinelle vert olive quelques très rares gouttelletes de verre au sein ou entre les joints des minéraux silicatés // // // traces de fusion surtout dans les zones à spinelle et pyroxènes
Saint-Jean le Centenier	SJ1 SJ2	Coirons	5.5-6.4 MA* (Coirons)	porphyroclastique tendance protogranulaire	- -	- -	spinelle vert brun spinelle brun très foncé
Montbossier	M2 M6 M11	Limagne (Livradois)	17-13 MA*	tendance protogranulaire // //	- - -	- - -	spinelle brun sombre vermiculaire, en symplectites ou à développement poecilitique // //
Luberon	L1 P1a P1b	Provence	17 ± 1 MA**	porphyroclastique // //	- - -	- - -	altération dans un réseau de fractures, iddingsitisation de l'olivine //
Volcanisme du Sud de l'Espagne							
Tallante	T8 T11 T12 T16 T18 T21 T32	Cartagène	2.6-2.8 MA***	éguigranulaire // // // // // tendance porphyroclastique	- - - - - - -	- - - - - (+) -	spinelle peu abondant (< 1%) en petits grains interstitiels ou inclus dans les pyroxènes // // // // traces de fusion, linéation du spinelle, présence du plagioclase dans les zones à spinelle linéation du spinelle, présence du plagioclase

Tableau 29 : Caractéristiques des xénolites de péridotite étudiés.

- : absent; (+) : très limitée, + : bien individualisée

* : tiré de Coisy (1977); ** : tiré de Brousse et Lefèvre (1990); *** : d'après Bellon et al. (1983).

I - ASSEMBLAGE MINERALOGIQUE

I-1. - Textures

Nous avons adopté la nomenclature des textures proposée par Mercier et Nicolas (1975) et Coisy (1977). Toutefois, l'examen pétrographique montre l'existence de textures intermédiaires entre les grands types définis par ces auteurs. Ceci est lié au développement plus ou moins important d'une mosaïque à grains fins isogranulaires et aux larges variations du pourcentage de porphyroclastes relictuels et de néoblastes.

I-2. - Composition minéralogique

Les compositions modales des péridotites étudiées oscillent d'un gisement à l'autre ainsi que dans un même gisement. La proportion variable du Cpx des péridotites en fait des roches intermédiaires entre harzburgites et lherzolites à spinelle.

L'olivine est majoritaire dans toutes les roches étudiées, suivie de l'Opx et du Cpx. Ces trois minéraux sont xénomorphes à plus rarement subautomorphes. L'olivine présente une dimension variable. Les grands clastes montrent des macles de déformation et des extinctions onduleuses. Ils sont systématiquement dépourvus de clivage et d'inclusion. Les néoblastes d'olivine sont isogranulaires et à joints réguliers. Leur fréquence varie selon les textures d'un gisement volcanique à l'autre ou au sein d'un même gisement.

Comme pour les porphyroclastes d'olivine, les grands cristaux de pyroxènes (Opx, Cpx) offrent des figures de déformation (extinction roulante) mais moins fréquemment. Quelques exsolutions lamellaires pyroxéniques caractérisent quelques clastes de Cpx et notamment d'Opx.

Dans les textures à fine mosaïque et équigranulaire, les pyroxènes sont de très petite taille et isogranulaires. Ils possèdent des joints réguliers polygonaux et peuvent renfermer du spinelle.

Le spinelle est un minéral systématique des péridotites étudiées. Son mode est restreint (< 3%) et varie d'un échantillon à l'autre. Il constitue le seul minéral fortement alumineux de la roche (exception faite pour quelques péridotites du Ray-Pic et de Tallante où le plagioclase

peut apparaître). Sa couleur varie du vert au brun et il peut parfois prendre une teinte noire. Il est souvent associé aux pyroxènes en plages de dimension et de morphologie variables : interstitielle, amiboïde ou poecilitique. Dans les péridotites de Montboissier, le spinelle est caractérisé par un aspect symplectitique vermiculaire.

L'**amphibole**, la phlogopite et plus rarement l'apatite sont des minéraux hydroxylés souvent cités dans les xénolites de péridotite (Vilminot, 1962; Jardin, 1973; Frey et Green, 1974; Hutchison et al., 1975, 1986). Dans notre cas, seule l'amphibole a été observée. Sa présence n'est toutefois pas ubiquiste et caractérise uniquement les péridotites de certains gisements (Col de la Merquière, Saint-Eble). De teinte jaune paille, cette paragasite existe en quantité très subordonnée (quelques cristaux) sous forme de grains de petite taille en position intergranulaire, souvent associés au spinelle.

Contrairement aux péridotites des massifs ultrabasiques de Ronda et des Beni Bousera, l'altération et la rétomorphose des xénolites de péridotite sont des phénomènes aux effets très limités et peu fréquents.

I-3. - Les sulfures des nodules

Au delà des minéraux silicatés et du spinelle qui constituent majoritairement la roche, nous nous sommes intéressés aux phases opaques dont la plupart correspond à des sulfures. La connaissance de ces phases est nécessaire pour appréhender les comportements des platinoïdes. La méthode d'observation utilisée est le microscope électronique à balayage (MEB) couplé à un dispositif EDS qui permet d'obtenir une analyse qualitative des éléments qui constituent les phases observées. Les sulfures ont déjà fait l'objet d'une étude détaillée par Lorand (1983) et Lorand et Conquéré (1983).

Bien qu'elles soient rares, les phases sulfurées existent dans l'ensemble des nodules étudiés avec une abondance variable d'un échantillon à l'autre (0.01 à 0.04 % du volume du nodule). Leur taille est variable de quelques μm à plusieurs centaines de μm . Ils se présentent en grains plus ou moins globuleux, elliptiques ou polyédriques. Leurs relations texturales et leur position par rapport aux minéraux silicatés sont très variées. On les trouve soit en inclusions dans l'olivine, l'Opx et le Cpx ou aux limites des joints de ces derniers, soit associés à l'amphibole et au verre des zones de fusion. Ils peuvent être en grains séparés et isolés ou groupés en essaim dessinant souvent un alignement.

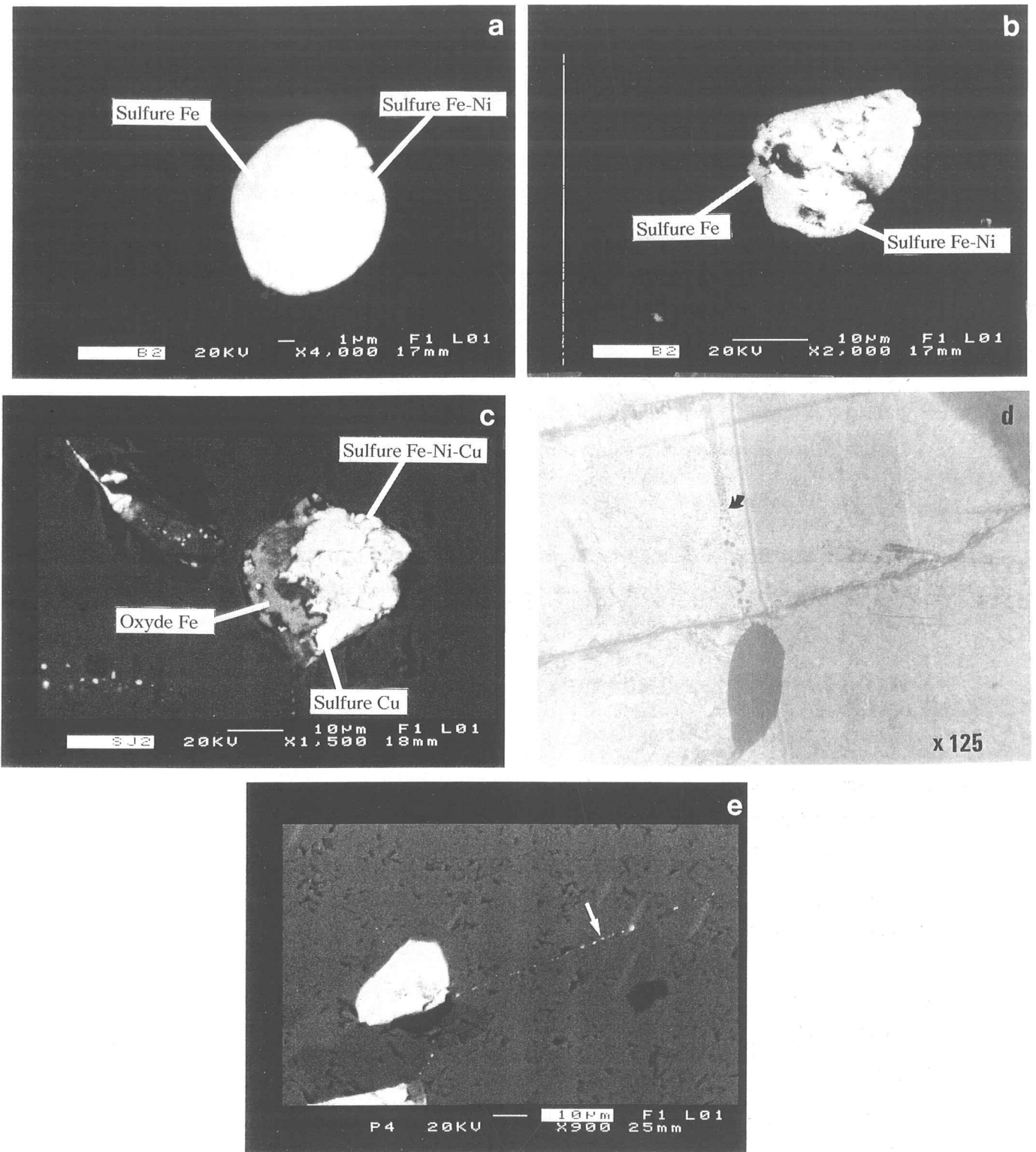


Figure 96 : Inclusions sulfurées isolées ou en cortège.

Les photos sont prises au MEB sauf pour d (lumière naturelle transmise).

a et b : inclusions isolées dans un Opx (échantillon B2 de Beaunit)

c : Inclusion isolée dans une olivine (échantillon SJ2 de Saint-Jean le Centenier)

d : Alignement d'inclusions en cortège (associées à un sulfure isolé) dans une olivine (parallèlement à son plan de maclure mécanique) (échantillon MB4 de Mont-Briançon)

e : Alignement de sulfures dans une fracture "cicatrisée" d'un Cpx (échantillon M6 de Montboissier)

* Les inclusions sulfurées isolées (fig. 96 a, b et c) sont souvent de taille relativement plus importante que celles concentrées en cortège et généralement de forme globuleuse. Elles sont localisées principalement au sein ou dans les fractures des minéraux silicatés, parfois interstitielles ou plus rarement associées au spinelle. Elles correspondent à des sulfures composites à composition de sulfure de $\text{Fe} \pm \text{Ni} \pm \text{Cu}$. L'analyse qualitative du sulfure de la figure 96c par exemple montre qu'il s'agit d'un sulfure de Fe-Ni-Cu (fig. 97a) présentant des plages xénomorphes de sulfure de Cu (fig. 97b) et une large bordure d'oxyde de Fe (fig. 97c). Selon Lorand et Conquéré (1983), ces inclusions sulfurées sont formées de pyrrhotite accompagnée ou non de pentlandite et/ou de chalcopyrite

* En revanche, dans un grand nombre de nodules, on note la présence de sulfures concentrés en cortège dans des zones riches en inclusions vitreuses (fig. 96 d et e et 98). Ce type de sulfures montre diverses relations texturales avec les minéraux silicatés voire avec les sulfures isolés précédents.

- Certains de ces sulfures s'agencent en globules indépendamment des sulfures isolés parallèlement aux plans de clivage ou de macle mécanique des minéraux silicatés. Mitchell et Keays (1981) ont aussi observé des inclusions similaires orientées selon le plan de déformation de l'olivine dans les xénolites de péridotite à grenat de Matsoku et Thaba Putsoa (Lesotho). Ces observations mettent en évidence la présence d'un assemblage sulfuré antérieur ou contemporain à la déformation des péridotites. D'autres sont, par contre, groupés en essaim en association avec les grains de sulfure isolés et semblent prendre naissance à partir de ces derniers lors de la déformation des nodules (fig. 96d). Certains alignements de sulfures correspondent à d'anciennes fractures souvent totalement cicatrisées par la restauration et la suturation des silicates des épontes (fig. 96e).

- Par ailleurs, des grains de sulfures caractérisent des zones riches en inclusions vitreuses et se concentrent en cortège à l'intérieur des minéraux silicatés, sans relation avec leurs plans de déformation ou de fracture (fig. 98 a, a' et b, b'). Dans certains cas, ils peuvent "traverser" les joints des minéraux silicatés. Ce type observé aussi par Frick (1973) et Lorand et Conquéré (1983) dans des nodules de péridotite, est rattaché par Lorand (1987b) à un épisode post-déformation. Il apparaît éloigné des sulfures isolés ce qui lui suggère une origine tardive probablement par "infiltration" ou remobilisation d'un composé sulfuré.

- Dans les nodules portant des traces de fusion locale plus ou moins notable (voir paragraphe II-3), des phases sulfurées sont présentes avec le verre et les produits de fusion (fig. 98c). De tels sulfures ont été décrits et étudiés par MacRae (1979) qui les attribue à une phase vapeur riche en SO_2 originaire des basaltes hôtes.

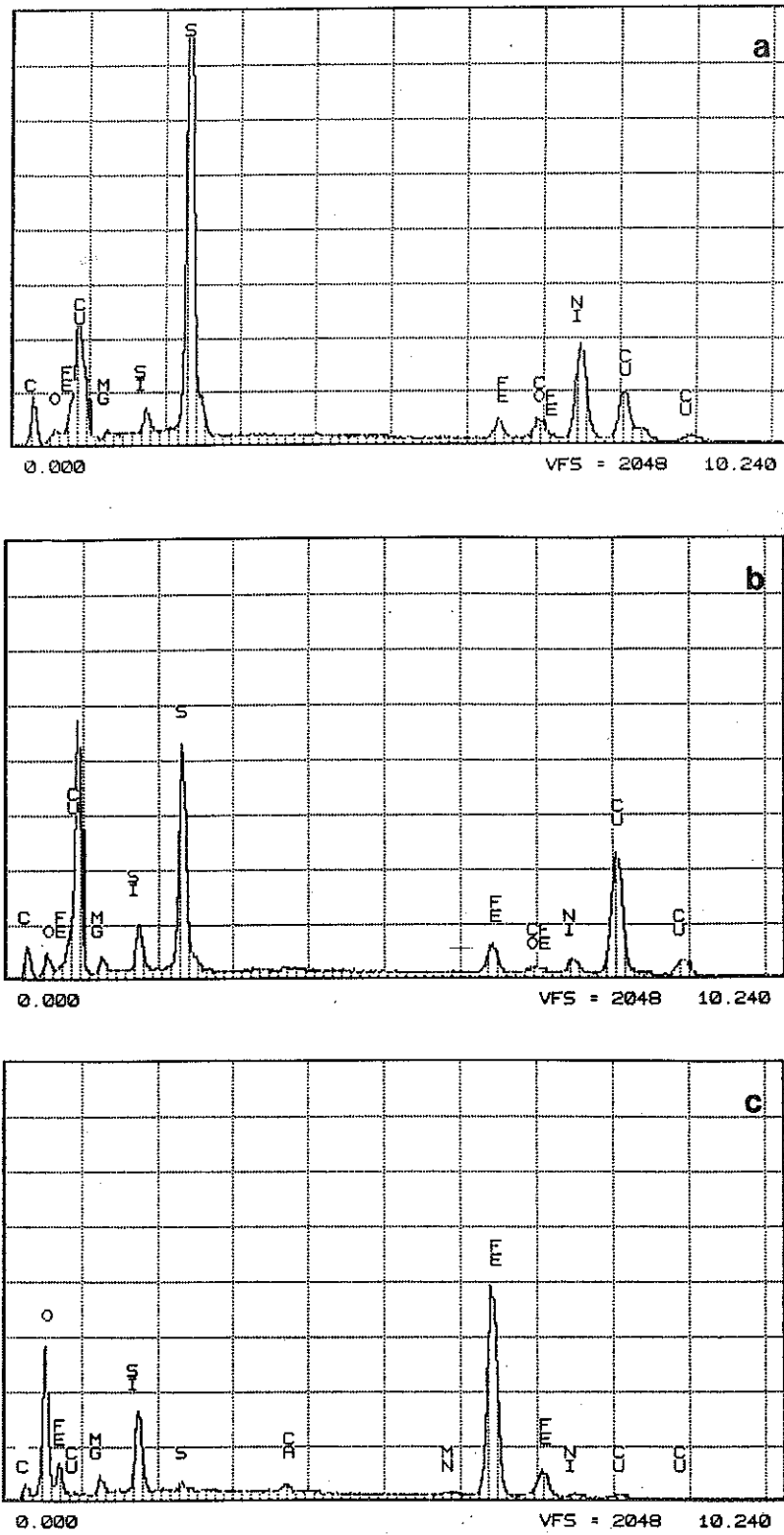


Figure 97 : Analyse qualitative d'une inclusion sulfurée isolée.
 (Le grain sulfuré analysé correspond à celui de la figure 96c).

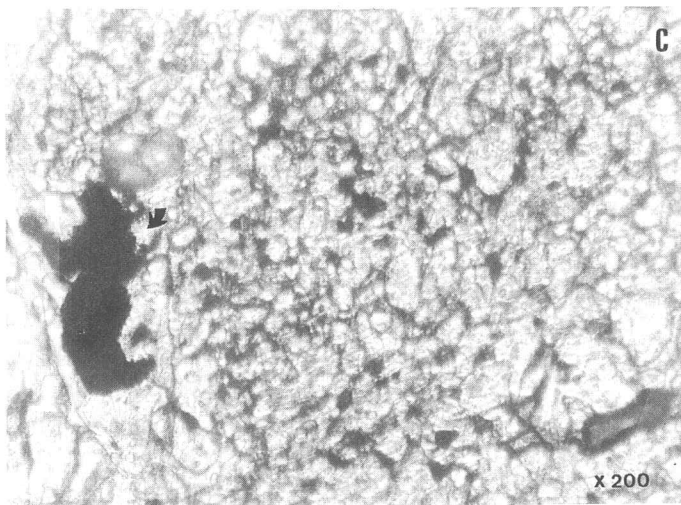
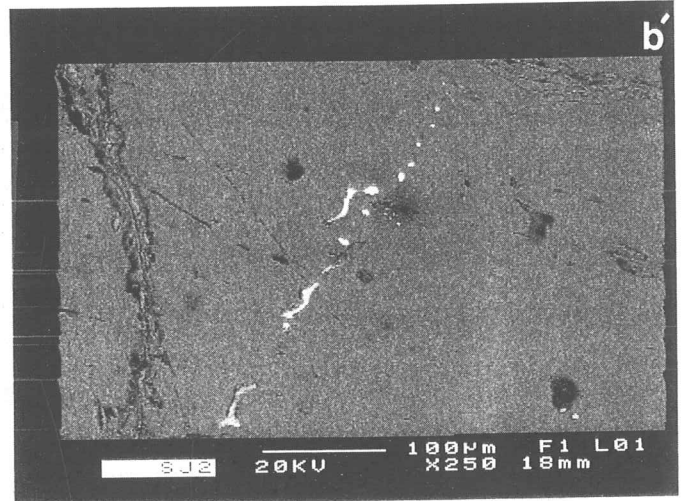
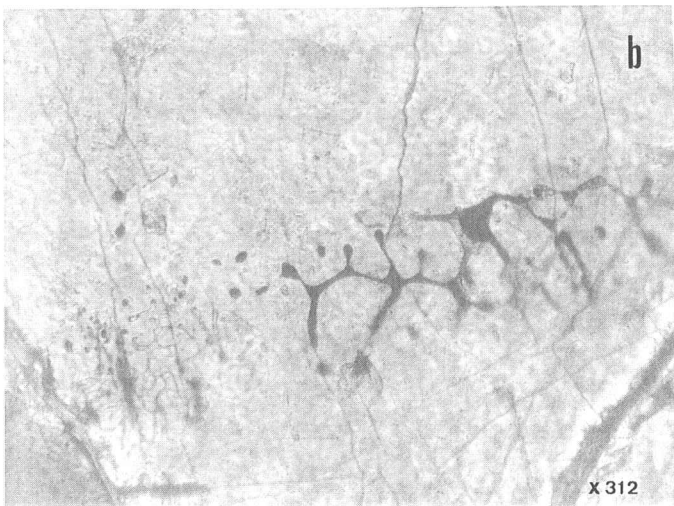
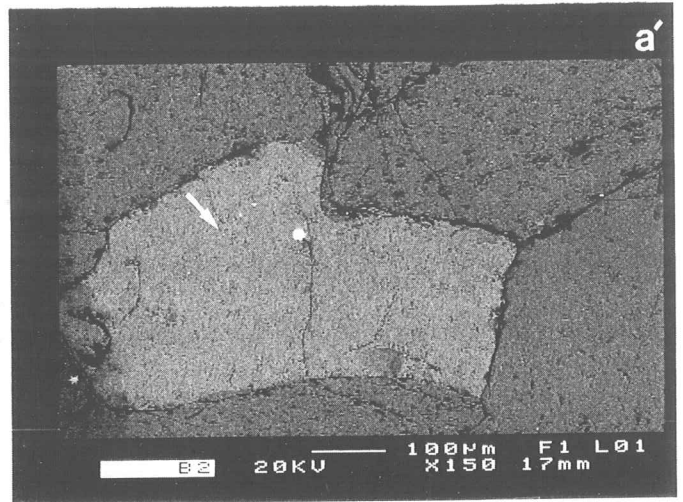
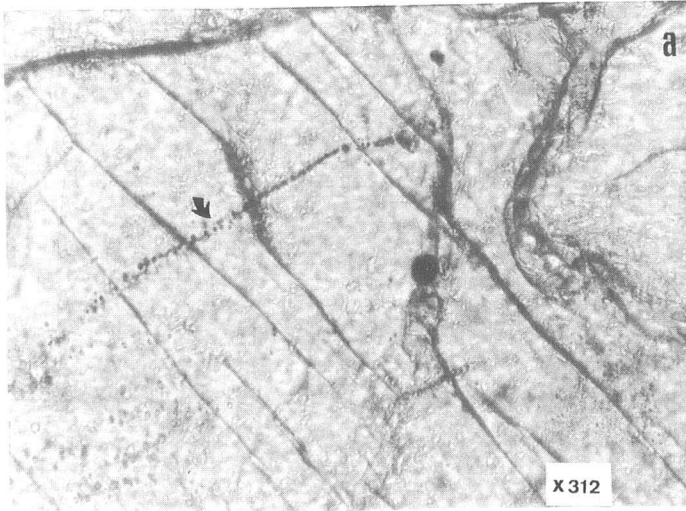


Figure 98 : Alignements d'inclusions vitreuses renfermant des sulfures indépendamment des inclusions sulfurées isolées.
a, b et c : Lumière naturelle transmise, a' et b' : MEB
Inclusions dans un Cpx (a et a') (échantillon B2 de Beaunit),
et un Opx (b et b') (échantillon SJ2 de Saint-Jean le
Centenier). Grain de sulfure dans une zone de fusion (c)
(échantillon RP4 de Ray-Pic).

II - MODIFICATIONS CHIMIQUES TARDIVES - CHOIX DES NODULES ETUDIÉS

II-1. - Rubéfaction sans hydratation

Le type d'altération le plus fréquemment observé dans les xénolites de péridotite est la rubéfaction. La serpentinitisation par contre est quasi-absente. La rubéfaction se rencontre surtout dans les péridotites récoltées dans les cônes de scories et se matérialise macroscopiquement par une couleur rouge-brun avec des reflets irisés du nodule. Les quelques péridotites plus ou moins rubéfiées que nous avons retenues pour cette étude sont reportées dans le tableau 29. Elles proviennent principalement des gisements de Zanière, Mazoires les-Angles, Le Moulard et du Mont-Briançon.

Microscopiquement, l'olivine est le minéral le plus transformé; le Cpx et l'Opx sont aussi affectés lorsque la rubéfaction est intense. Ce mode d'altération se traduit par de fines lamelles et des "filaments" d'hématite qui semblent se développer de façon centripète au sein du minéral. Ces lamelles prennent naissance dans les plans de macles mécaniques, parfois le long des fractures et peuvent acquérir des formes complexes. Notons qu'un échantillon de Mazoires les-Angles (MZ1, tableau 29) atteste d'une autre forme d'oxydation marquée essentiellement par le développement de petites granulations noires (magnétite).

Vilminot (1962) considère la rubéfaction comme un stade ultime du volcanisme correspondant à une "exsolution" des olivines en réponse à une élévation de température. Cependant, Brousse (1967) attribue la formation de l'hématite à des gaz magmatiques (fumerolles). Pour notre part, les échantillons rubéfiés ont tous été récoltés dans le faciès "cœur de cône" parmi des scories hautement oxydées. Il n'y a pas lieu de séparer la rubéfaction des xénolites de celle des scories basaltiques environnantes.

II-2. - Interaction nodules-basaltes encaissants

Certains nodules de péridotite à spinelle peuvent être parcourus par des veines inframillimétriques à millimétriques de basalte hôte. De même, on peut noter leur infiltration par du basalte engendrant le développement de films basaltiques sous forme de globules ou de digitations. Le contact des nodules avec le basalte encaissant est fréquemment marqué par des phénomènes de transformation, de zonation et de fusion des minéraux de ces nodules. Ces phénomènes d'assimilation et de déstabilisation sont vraisemblablement le résultat d'échanges

chimiques nodules-basaltes et de l'influence des températures élevées des basaltes. L'olivine est généralement le minéral le moins sensible à ces modifications. L'Opx se transforme en un agrégat de minéraux de petite taille formé probablement de Cpx et d'olivine. Le Cpx peut s'entourer d'une frange d'augite titanifère (Vilminot, 1962; Jardin, 1973). Il peut également englober ou être bordé de petites cavités de verre, sphériques ou vermiculaires. Le spinelle est souvent auréolé d'une enveloppe opaque de titano-magnétite ou remplacé totalement par cet oxyde.

II-3. - Fusion au sein des nodules

Loin du contact avec le basalte, les minéraux de certaines enclaves montrent les traces d'une fusion plus ou moins prononcée intéressant particulièrement les pyroxènes (Opx, Cpx). Au début de la fusion, les minéraux silicatés (notamment les pyroxènes) voire le spinelle présentent à leur bordure des couronnes de fusion sous forme d'un liseré de petites granulations. A ce stade, les pyroxènes sont encore reconnaissables microscopiquement et s'entourent ou se remplissent de nombreuses cavités vitreuses. Avec la progression de la fusion, les pyroxènes ont tendance à disparaître au profit d'un agrégat de petits pyroxènes en cristaux plus ou moins allongés et d'olivine. L'ensemble de ces cristaux néoformés baigne dans un fond riche en verre. Ce dernier corrode l'olivine et notamment le spinelle. Dans les zones de fusion, la transformation du spinelle peut prendre différents aspects :

- * une opacification soit de la périphérie soit de l'ensemble de ce minéral,
- * une corrosion du spinelle qui arrive parfois à se disloquer formant un amas de petits grains,
- * ou une transformation complète du spinelle qui cède sa place à un assemblage finement cristallisé à plagioclase, pyroxène, olivine et phases opaques.

Le développement de cet assemblage caractérise les zones où pyroxènes et spinelle sont associés. Dans certains cas, on note la présence de certaines inclusions vitreuses (liquide ? ou fluide ?) emprisonnées en cortège au sein des pyroxènes et de l'olivine.

L'ensemble de ces transformations se produit sans contact direct avec le basalte hôte. Il semble être lié au réchauffement du nodule lors de son incorporation et son transport par le basalte (thermométamorphisme) bien que MacRae (1979) évoque une introduction d'une phase vapeur riche en CO_2 et en SO_2 qui abaisse le liquidus des péridotites entraînant ainsi une fusion locale.

II-4. - Choix et sélection des échantillons

Les 45 nodules étudiés ici ont fait l'objet d'un choix sélectif parmi environ 200 nodules examinés. Dans cette sélection, un ensemble de critères a été pris en compte (tableau 29) :

* **diversité spatio-temporelle des nodules** : les échantillons retenus appartiennent à des districts volcaniques d'âge et de localité géographique différents.

* **diversité texturale des nodules.**

* **contamination par le basalte et les roches basiques** : nous avons écarté les nodules recoupés par des filons basaltiques ainsi que ceux de petite taille. De même, les nodules recoupés par des roches basiques (nodules composites) ne sont pas étudiés ici. Le broyage a été effectué sur des fragments appartenant au coeur de nodule après avoir éliminé la gangue basaltique.

* **métasomatose mantellaire** : ce processus se manifeste par l'existence de l'amphibole dans la paragenèse minérale de certains échantillons et probablement par la présence d'inclusions fluides dans beaucoup de nodules. Quelques échantillons offrant les traces de ce processus ont été retenus afin d'en apprécier les éventuels effets.

* **traces de fusion** : quatre échantillons (3 de Ray-Pic et 1 de Mont-Biançon) montrant les empreintes d'une fusion locale ont été retenus volontairement dans le but d'essayer de cerner l'effet de cette fusion.

* **rubéfaction** : certains nodules plus ou moins rubéfiés ont été gardés dans l'objectif de voir si la rubéfaction et les circulations fumerolliennes tardives influencent la composition chimique des nodules.

CHAPITRE III :

DISTRIBUTION DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE DANS LES NODULES DE PERIDOTITE A SPINELLE DES BASALTES ALCALINS

I - COMPOSITION CHIMIQUE

Les xénolites de péridotite à spinelle (45 échantillons) des basaltes alcalins, objets de cette partie, ont été récoltés dans les édifices du volcanisme alcalin récent de France et du Sud de l'Espagne. Comme nous l'avons vu, ils ont été sélectionnés essentiellement en fonction de leur diversité texturale (protogranulaire, porphyroclastique ou équigranulaire), de leur répartition géographique ainsi que de leur particularité pétrographique : traces de fusion ou de métasomatose mantellaire, rubéfaction tardive, ... (tableau 29).

Les compositions en éléments majeurs ont été déterminées en fluorescence X au Laboratoire de Géochimie de Grenoble. Les analyses des éléments en traces ont été effectuées en fluorescence X à l'Université Claude Bernard (Lyon). L'ensemble des résultats analytiques est donné dans l'annexe ④. Les abréviations concernant les échantillons analysés ici sont données dans le tableau 29.

I-1. - Eléments majeurs

Contrairement aux péridotites des Beni Bousera et de Ronda, les péridotites des nodules sont caractérisées par leur fraîcheur comme en témoignent en général les faibles valeurs de la perte au feu (P. F. : 0-0.78%) (exception faite des échantillons du Luberon).

Les compositions chimiques globales sont marquées par une extrême variation des teneurs en oxydes (annexe ④) :

* SiO_2 : la teneur moyenne en silice est de 44.52%. Les concentrations en SiO_2 des sept nodules de Tallante sont confinées et proches de cette moyenne (45.27-46%) alors que celles des nodules du Massif Central sont plus étalées (41.21-48.02%).

* FeO_{tot} : bien que la variation en FeO_{tot} soit de 6.84 à 9.08%, la majorité des nodules présente des concentrations égales ou supérieures à 8.13%.

* Al_2O_3 : l'alumine montre une gamme de concentration allant de 0.71 à 4.54%. Les teneurs en Al_2O_3 des échantillons T16, VP14 et MZ4 sont les plus basses (< 1%) alors que celles de ML1, MB1, RP4 et P1b dépassent l'estimation de Jagoutz et al. (1979) pour un manteau fertile ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.5\%$).

* CaO : comme pour l'alumine, la chaux varie considérablement (0.32-5.25%). En plus de leur nature faiblement alumineuse, les deux nodules MZ4 et VP14 sont les plus pauvres en calcium ($\text{CaO} < 1\%$). Par contre, ceux du volcanisme Tertiaire de Provence (Luberon : L1, P1a et P1b) sont les plus calciques de tous les nodules échantillonnés ($\text{CaO} > 3.79\%$).

* MgO : sa concentration oscille entre 32.78 et 48.74% avec une moyenne de 41.76%. Les trois échantillons très alumino-calciques du Luberon sont faiblement magnésiens par opposition à l'échantillon MZ4 (Mazoures les-Angles).

* MnO et P_2O_5 : les variations des teneurs en ces deux oxydes (P_2O_5 : 0-0.1%; MnO : 0.13-0.18%) ne sont pas très significatives en raison des valeurs faibles et proches des limites de détection.

* K_2O : bien que cet oxyde varie de 0 à 0.28%, la plupart des échantillons sont dépourvus de potassium. Les valeurs importantes de K_2O sont anormales et caractérisent notamment les nodules offrant des traces de fusion.

* TiO_2 : il offre une teneur allant de 0 à 0.23%; ce maximum, trouvé dans deux échantillons (MR2 et P1b), est proche de la valeur en TiO_2 (0.22%) des lherzolites fertiles de Jagoutz et al. (1979).

* Na_2O : la soude montre une large fourchette de concentration (0 à 0.92%). Notons que Hutchison et al. (1975) ont observé une variation similaire dans certains nodules de péridotite du Massif Central (Na_2O : 0-0.83%).

I-2. - Eléments en traces

* Ni : les valeurs extrêmes du Ni s'échelonnent entre 1819 et 2938 ppm avec une moyenne de 2267 ppm légèrement supérieure à la valeur d'un manteau primitif (2000 ppm : Sun, 1982).

* Cr : les échantillons MB29 et SJ2 montrent des teneurs en Cr anormales de 1482 ppm et 5969 ppm respectivement. A l'exception de ces deux nodules, le Cr varie sensiblement du simple au double (2188-4023 ppm). La forte concentration en Cr de SJ2 est expliquée par la fréquence importante des gros grains de spinelle chromifère observé dans cet échantillon.

* Co : il offre une variation relativement restreinte de 92 à 129 ppm (exception faite pour le nodule SJ2).

* Cu : ses concentrations varient de 0 à 75 ppm. Cette forte teneur caractérise l'échantillon anomalique SJ2. Les teneurs en Cu de la majorité des nodules sont inférieures à celle d'un manteau fertile (28 ppm : Sun, 1982).

* Sr : seuls onze échantillons ont été analysés ici. Ces échantillons montrent des concentrations en Sr très contrastées allant de 0 à 136 ppm. Certaines teneurs sont anormalement élevées et dépassent largement la valeur (13 ppm) de la lherzolite fertile R717 de Ronda de Frey et al. (1985).

I-3. - Corrélations inter-éléments

Les coefficients de corrélation linéaire inter-éléments (r) des nodules de péridotite étudiés ici sont reportés dans le tableau 30.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOtot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	[Mg]	Ni	Co	Cr	Cu
SiO ₂	1.00														
Al ₂ O ₃	-0.09	1.00													
FeOtot	0.40	-0.18	1.00												
MnO	0.39	-0.24	0.51	1.00											
MgO	-0.70	-0.62	-0.31	-0.19	1.00										
CaO	0.34	0.81	0.03	0.01	-0.87	1.00									
Na ₂ O	-0.60	0.43	-0.61	-0.52	0.19	0.06	1.00								
K ₂ O	-0.53	0.29	-0.64	-0.48	0.27	-0.05	0.68	1.00							
TiO ₂	0.26	0.67	0.27	-0.13	-0.69	0.63	-0.08	0.02	1.00						
P ₂ O ₅	0.24	0.15	0.27	0.10	-0.34	0.27	-0.01	-0.40	0.18	1.00					
[Mg]	-0.68	-0.32	-0.77	-0.39	0.84	-0.60	0.46	0.53	-0.61	-0.37	1.00				
Ni	-0.15	-0.53	-0.06	0.19	0.49	-0.49	-0.12	-0.17	-0.59	0.06	0.36	1.00			
Co	-0.56	-0.24	-0.18	-0.05	0.59	-0.48	0.33	0.48	-0.37	-0.25	0.47	0.52	1.00		
Cr	0.07	-0.23	0.45	0.51	0.02	-0.09	-0.23	-0.33	-0.14	-0.08	-0.22	0.08	0.09	1.00	
Cu	-0.20	0.31	-0.10	0.04	-0.09	0.24	0.27	0.50	0.09	-0.33	-0.03	-0.06	0.43	0.37	1.00

Tableau 30 : Coefficients de corrélation linéaire (r) des nodules de péridotite à spinelle. Pour une probabilité de 99%, r est significatif s'il dépasse 0.38 (en valeur absolue).

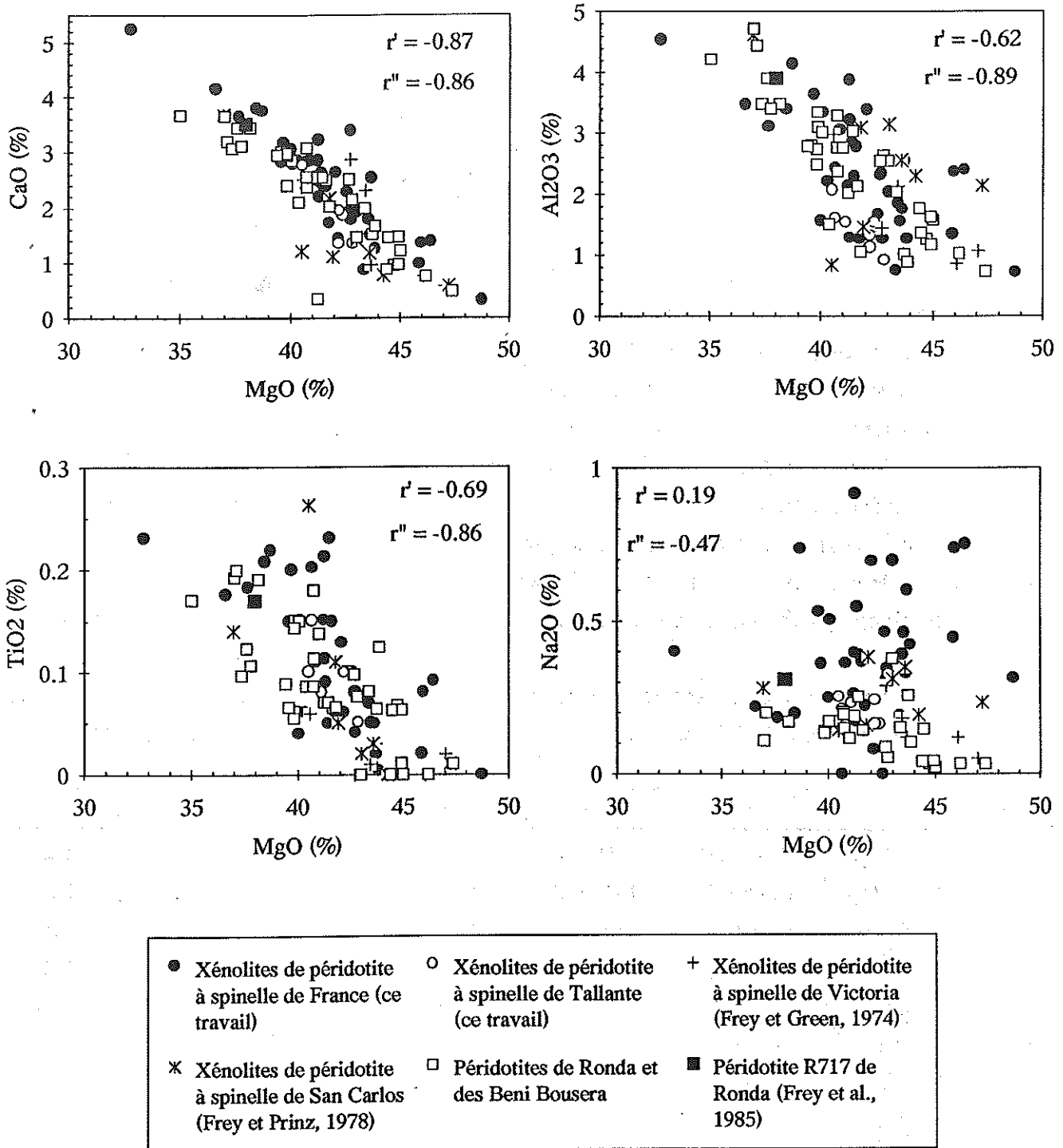


Figure 99 : Variation des teneurs en CaO, Al₂O₃, TiO₂ et Na₂O en fonction des teneurs en MgO dans les xénolites de péridotite à spinelle de France et de Tallante.

Pour comparaison, nous avons également reporté les compositions d'autres xénolites de péridotite à spinelle (Frey et Green, 1974; Frey et Prinz, 1978), des péridotites de Ronda (ce travail) et des Beni Bousera (Gueddari, 1991 et ce travail) ainsi que celle de la péridotite à spinelle R717 considérée comme primitive (Frey et al., 1985).

r' et r'' : Coefficients de corrélation linéaire des xénolites étudiés ici et des péridotites orogéniques (Ronda et Beni Bousera) respectivement.

Les diagrammes de la figure 99 montrent les covariations des éléments majeurs en fonction de MgO. Dans ces diagrammes on a représenté, en plus, les compositions des péridotites des Beni Bousera et de Ronda ainsi que celles des nodules de péridotite à spinelle des basaltes alcalins de Victoria (Australie) (Frey et Green, 1974) et de San Carlos (Etats Unis) (Frey et Prinz, 1978). Comme dans les péridotites bético-rifaines, les concentrations en CaO, Al₂O₃, TiO₂ et MgO sont corrélées entre elles (tableau 30). CaO, Al₂O₃ et TiO₂ montrent entre eux des corrélations positives avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0.63 (tableau 30) alors que MgO est corrélé négativement à ces éléments (fig. 99). On note une évolution linéaire et continue des compositions des nodules. Par ailleurs, les champs de variations des teneurs sont voisins de ceux observés dans les péridotites bético-rifaines.

Seuls MgO et Na₂O sont négativement corrélés avec SiO₂ ($r = -0.7$ et -0.6 respectivement). Par contre, les teneurs en FeOtot sont généralement indépendantes de celles des autres oxydes principaux de grande abondance.

Hormis les trois nodules du Luberon, le rapport [Mg] montre des valeurs élevées (> 88) comparables à celles des xénolites de péridotite de Victoria (Frey et Green, 1974).

La moyenne des teneurs en chaque oxyde se rapproche beaucoup de celle calculée par Maaloe et Aoki (1977) pour des péridotites océaniques et continentales (tableau 31).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	44.31 ± 1.54	45.65 ± 0.27	45.43 ± 1.49	44.15	44.4	44.2
Al ₂ O ₃	2.39 ± 0.93	1.45 ± 0.35	2.52 ± 1.09	1.96	2.38	2.05
FeOtot	8.33 ± 0.51	8.59 ± 0.24	8.32 ± 0.46	8.28	8.31	8.29
MnO	0.15 ± 0.013	0.15 ± 0.005	0.13 ± 0.018	0.12	0.17	0.13
MgO	41.77 ± 2.81	41.71 ± 0.86	41.06 ± 3.3	42.25	42.06	42.21
CaO	2.45 ± 0.97	2.04 ± 0.53	2.29 ± 0.94	2.08	1.34	1.92
Na ₂ O	0.39 ± 0.21	0.22 ± 0.05	0.13 ± 0.08	0.18	0.27	0.27
TiO ₂	0.10 ± 0.07	0.097 ± 0.027	0.09 ± 0.057	0.07	0.13	0.13
P ₂ O ₅	0.06 ± 0.028	0.074 ± 0.007	0.05 ± 0.027	0.02	0.06	0.03

Tableau 31 : Moyenne des teneurs en oxydes (%) des péridotites mantelliques

- (1) 38 nodules de péridotite de France (ce travail); (2) 7 nodules de péridotite de Tallante (ce travail);
 (3) 38 péridotites des Beni Bousera et de Ronda (pour Na₂O : 28 échantillons) (Gueddari, 1991 et ce travail);
 (4) 301 péridotites à spinelle sous-continentales (Maaloe et Aoki, 1977);
 (5) 83 péridotites à spinelle océaniques (Maaloe et Aoki, 1977);
 (6) 384 péridotites à spinelle, composition approximative du manteau supérieur (Maaloe et Aoki, 1977).

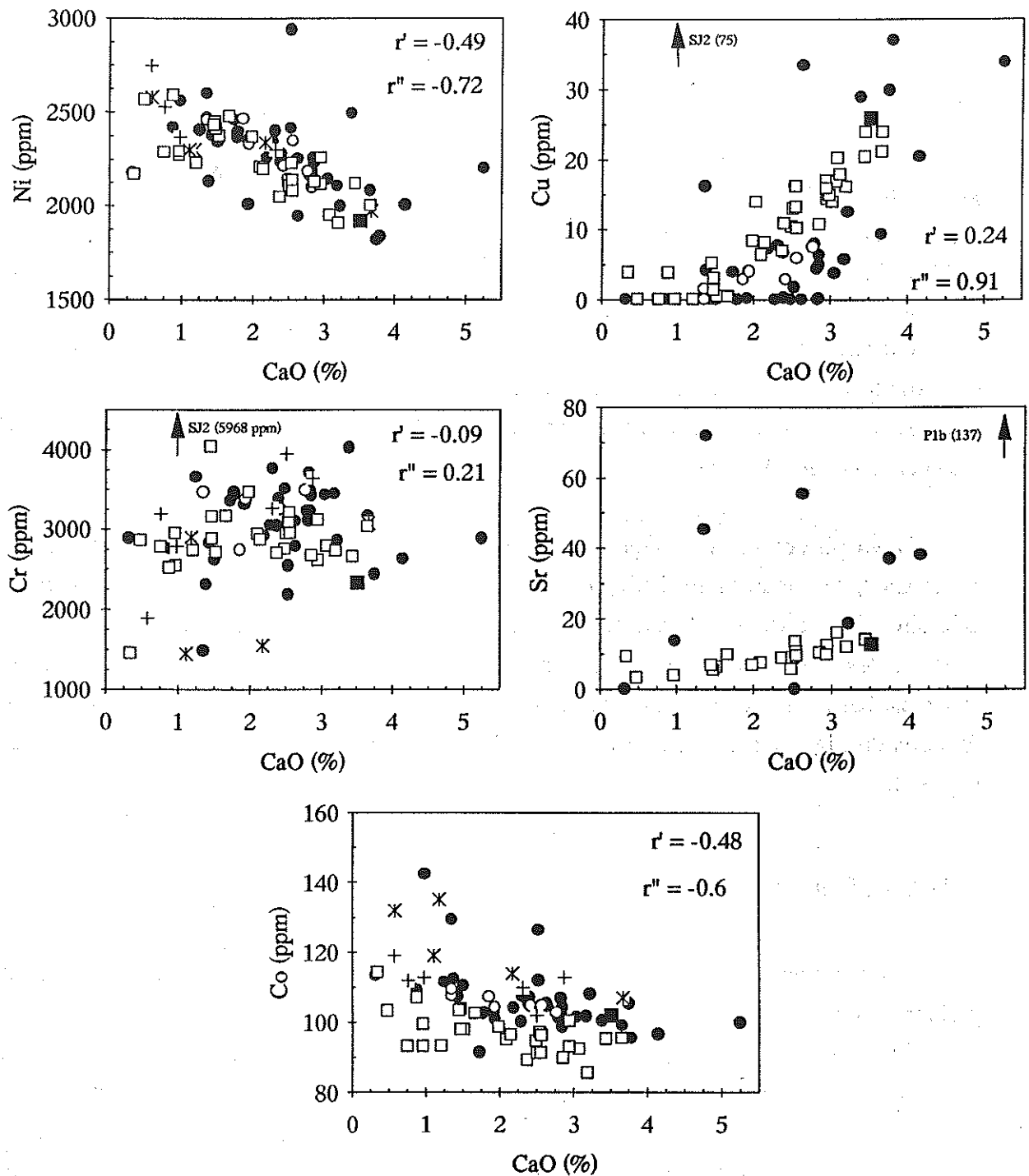


Figure 100 : Variation des teneurs en éléments traces Ni, Cr, Co, Cu et Sr en fonction des teneurs en CaO.

La signification des symboles est la même qu'en figure 99.

Dans le diagramme CaO-Ni (fig. 100), les nodules présentent des teneurs en Ni qui croissent avec la diminution de celles en chaux. On note toutefois la présence de certains échantillons dont les teneurs en Ni s'écartent de la tendance évolutive générale. Ceci explique le faible coefficient de corrélation observé ($r = -0.49$) par rapport à celui des péridotites bético-rifaines ($r = -0.72$). Les teneurs en Cr sont indépendantes de celles en MgO, Al₂O₃ et CaO. L'absence de corrélation entre les teneurs en Cr et celles en ces trois oxydes (fig. 100) semble constituer un trait caractéristique des péridotites mantelliques. Comme pour les péridotites orogéniques, la dispersion en Cr noté ici pourrait résulter de petites variations des proportions de Cpx et de spinelle d'un échantillon à l'autre. Dans le diagramme CaO-Co (fig. 100), on remarque une relative constance des teneurs en Co des nodules. La majorité occupe un champ légèrement supérieur à celui des péridotites de Ronda et des Beni Bousera.

Si les péridotites orogéniques montrent une très bonne corrélation positive entre Cu, Sr et CaO, les nodules se distinguent clairement par des teneurs en Cu et Sr souvent aléatoires (fig. 100). Les fortes concentrations en Sr de certains nodules nous incitent à penser à l'existence de processus d'enrichissement intéressant particulièrement les éléments incompatibles. C'est le cas aussi pour la soude qui montre des concentrations disparates en fonction de MgO et souvent anormalement élevées par rapport aux péridotites orogéniques (fig. 99).

I-4. - Discussion

Les compositions des nodules de péridotite étudiés couvrent le champ défini par les péridotites des Beni Bousera et de Ronda et par les nodules de San Carlos et de Victoria. Les corrélations positives ou négatives ainsi que les tendances notées ci-dessus caractérisent la quasi-totalité des xénolites péridotitiques (Maaloe et Aoki, 1977; Loubet, 1981; Kempton, 1987) et ont été observées dans diverses localités : Dreiser Weiher, Allemagne (Harris et al., 1972); Victoria, Australie (Frey et Green, 1974); San Carlos, Etats Unis (Frey et Prinz, 1978); Massif Central Français (Hutchison et al., 1975; Downes, 1987).

Dans leurs travaux sur les xénolites du Massif Central, Coisy (1977), Downes (1987) et Downes et Dupuy (1987) montrent l'existence d'un lien entre les compositions chimiques des péridotites et leurs textures; les échantillons à texture protogranulaire étant généralement moins déprimés que ceux à texture porphyroclastique ou équigranulaire. Cependant, aucune relation claire n'apparaît entre la composition chimique et la texture des nodules étudiés ici. De même, la rubéfaction liée aux actions fumerolliennes tardi-volcaniques ne semble pas modifier de façon significative la composition chimique de nos échantillons.

Hutchison et al. (1975) concluent que les xénolites de péridotite du Massif Central se classent en deux types, un premier type "déprimé" ($MgO > 40\%$) et un second "non déprimé" ($MgO < 40\%$). Toutefois, dans les diagrammes de la figure 99, on remarque une variation continue dans la composition des nodules traduisant une évolution progressive des différents échantillons.

Comme pour les péridotites orogéniques, ces variations reflètent l'existence d'une série résiduelle issue d'un ou plusieurs épisodes de fusion à taux variables. Pour expliquer les compositions observées, cette hypothèse est plus justifiée qu'un processus cumulatif (Shimizu et Allègre, 1978; Berger, 1978, 1981). Dans le manteau, le Ni et le Co sont réputés comme étant des éléments compatibles ayant un fort coefficient de partage avec l'olivine. Comme l'ont discuté plusieurs auteurs (Kuno et Aoki, 1970; Frey et Green, 1974; Frey et Prinz, 1978; Loubet, 1981), la fourchette de variation des teneurs en ces deux éléments est beaucoup plus importante lors d'une différenciation magmatique que lors d'une extraction magmatique. Les faibles variations des concentrations en Ni et Co observées (d'un facteur d'environ 1.6) suggèrent que nos nodules correspondent plutôt à des résidus de fusion.

Par ailleurs, le fort rapport [Mg] observé dans les péridotites les classe parmi les xénolites à caractère résiduel par opposition aux péridotites enrichies en fer et à faible rapport [Mg] (< 88) d'origine cumulative (Berger, 1978, 1981; Frey et Prinz, 1978). Dans le diagramme [Mg]-CaO (fig. 101) par exemple, nous avons reporté les deux xénolites PA51 et PA-218G de Frey et Prinz (1978) considérées par ces auteurs comme les produits d'un processus cumulatif. Ces deux échantillons se distinguent nettement de nos péridotites par un petit rapport [Mg] (≤ 87) alors que leurs teneurs en CaO sont faibles. Par conséquent, les variations observées en certains éléments majeurs et en traces compatibles, sont celles d'une série résiduelle évoluant par fusion partielle depuis des lherzolites fertiles alumino-calciques (riches en Cpx) jusqu'à des péridotites magnésiennes à cachet résiduel.

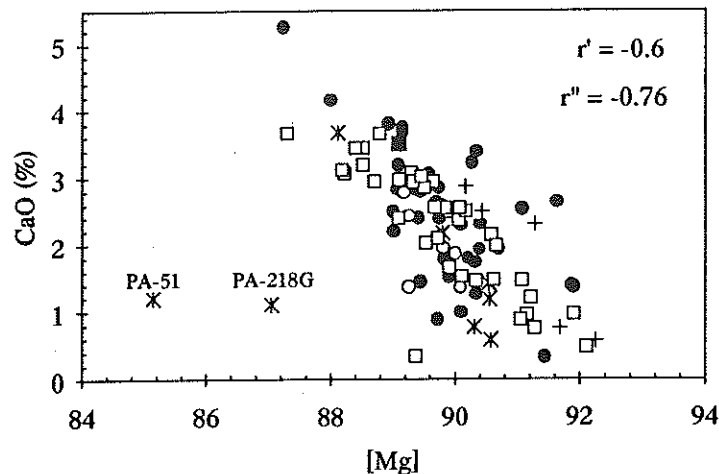


Figure 101 : Diagramme de variation des teneurs en CaO en fonction du rapport [Mg].
 La signification des symboles est la même qu'en figure 99.

En revanche, si plusieurs analogies géochimiques entre les péridotites des massifs ultrabasiques et celles des xénolites existent, quelques traits distinctifs méritent d'être soulignés ici, notamment leurs teneurs respectives en Na_2O , Cu et Sr. Alors que dans les péridotites bético-rifaines, on note une bonne corrélation positive entre Cu, Sr et CaO (fig. 100), **les nodules se caractérisent par une dispersion géochimique de ces éléments.** L'absence d'analogie de comportement entre ces deux ensembles péridotitiques suggère que les nodules ont pu subir d'autres processus ayant oblitéré les tendances corrélatives préexistantes entre CaO et certains éléments incompatibles par exemple.

Plusieurs travaux géochimiques sur des nodules de provenance différente à travers le monde (Frey et Green, 1974; Frey et Prinz, 1978; Kurat et al., 1980; Menzies, 1983; Wilshire, 1984; Hutchison et al., 1986; Downes, 1987) évoquent un **phénomène de métasomatose mantellaire responsable de l'enrichissement en éléments incompatibles** (terres rares légères, K, Na, Th, U,...). Frey et Green (1974) proposent un modèle d'évolution dans lequel les nodules représenteraient un mélange de deux composants mantelliques non reliés génétiquement. L'enrichissement en certains éléments incompatibles serait le résultat de l'infiltration des péridotites résiduelles (composant A) par un fluide (composant B) dérivant d'un niveau profond à partir du champ des péridotites à grenat.

Parmi tous les nodules analysés ici, les quatre échantillons montrant une grande fréquence de verre (RP1, RP4, RP5 et MB29) sont particulièrement riches en K_2O et Na_2O . Selon Frey et Green (1974), ces zones riches en verre seraient issues de la **fusion incongruente des phases hydratées, phlogopite et amphibole.** Ceci expliquerait peut être les teneurs anormales en K_2O et Na_2O observées dans ces nodules. Toutefois, certains nodules renfermant de l'amphibole (MR4 et MR7 par exemple) montrent des teneurs faibles

en ces deux éléments. De plus, ils peuvent présenter une composition identique à celle d'autres péridotites dépourvues de ce minéral. Cette remarque rejoint la conclusion de Hutchison et al. (1986) selon laquelle certains nodules de péridotite sans amphibole du Massif Central seraient enrichis en potassium et en terres rares légères par rapport à ceux contenant de l'amphibole. Ce découplage observé dans plusieurs nodules de péridotite de divers volcanismes alcalins du monde est qualifié par Dawson (1984) de "métasomatisme cryptique".

I-5. - Conclusion

Il n'existe pas de relation apparente entre la rubéfaction, le type textural et la répartition spatio-temporelle des nodules, et leur composition chimique.

Par ailleurs, si l'on exclu certains éléments incompatibles, la composition des nodules de péridotites du volcanisme alcalin de France et du Sud de l'Espagne, est cohérente et comparable à celle des péridotites orogéniques des Beni Bousera et de Ronda. Ces deux ensembles péridotitiques (massifs et nodules) offrent des variations et des tendances similaires et communes. Ils définissent une série régulière depuis des termes relativement "fertiles" jusqu'à ceux à caractère réfractaire. Cette évolution est caractéristique des séries résiduelles et traduit l'appauvrissement progressif par des fusions partielles mantellaires successives de degré variable. Bien que l'hypothèse d'une origine cumulative ait été envisagée dans le cas de certains nodules de péridotites, la fusion semble le processus le plus probable pour expliquer la variation des concentrations notée dans les nodules étudiés ici.

Toutefois, le caractère distinctif des nodules réside dans leur concentration en certains éléments incompatibles (Sr, Na₂O). Alors que dans les péridotites bético-rifaines, le comportement de ces éléments est gouverné par la fusion, celui observé dans le cas des nodules exige un processus ayant modifié partiellement la composition des nodules en certains éléments incompatibles. Le phénomène largement admis par de nombreux auteurs est celui de la métasomatose intramantellaire. Les concentrations aléatoires observées pour le Cu sont attribuées soit à une perte de cet élément lors du transport des nodules par le magma (Mitchell et Keays, 1981) soit à la variation de la quantité de sulfures d'un échantillon à l'autre (Jagoutz et al., 1979).

Dès lors, il est intéressant d'étudier la distribution des PGE dans les nodules afin d'examiner l'effet de la fusion et/ou de la métasomatose sur le comportement de ces éléments. Cette démarche, différente de celle s'appuyant sur l'étude des terres rares utilisée

classiquement dans le cas des xénolites mantelliques, est d'autant plus intéressante que les données en PGE sur les nodules sont encore très restreintes.

II - DISTRIBUTION DES PGE DANS LES XENOLITES DE PERIDOTITE A SPINELLE

II-1. - Abondances en PGE-comparaison avec les travaux antérieurs

II-1.1. - Résultats

Dans l'ensemble, les teneurs en PGE des 45 nodules de péridotite à spinelle étudiés ici sont de 10^{-2} à 10^{-3} fois celles de la chondrite C1 (Naldrett et Duke, 1980). Dans le tableau 32, nous avons présenté les teneurs minimales, maximales, et moyennes en chaque élément du groupe du platine. Les moyennes calculées (tableau 32) sont légèrement inférieures aux valeurs du manteau non différencié (Barnes et al., 1988) avec un facteur d'appauvrissement relativement constant (environ 0.6 pour Ir, Rh et Pd, 0.7 pour Pt et 0.8 pour Ru).

	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
Teneurs minimales	0.13	1.7	0.2	0.57	0.21
Teneurs maximales	3.9	7.1	2.3	20.8	7.6
Teneurs moyennes	2.55 ± 0.89	4.63 ± 1.38	0.91 ± 0.39	5.8 ± 3.5	2.61 ± 1.65

Tableau 32 : Teneurs minimales, maximales et moyennes en PGE (en ppb) des nodules de péridotite à spinelle étudiés.

Les teneurs globales Σ PGE variables de 4.4 à 37.2 ppb sont grossièrement voisines de celles observées dans les péridotites des Beni Bousera (13.7 à 39.5 ppb) et de Ronda (17.2 à 32.5 ppb). La large fourchette de variation en Σ PGE des nodules est due en fait à l'existence de quelques rares échantillons à teneurs "anormales" (basses ou élevées). Les plus faibles teneurs en IPGE intéressent les nodules de Mazoires (Ir < 1 ppb : MZ1, MZ2, MZ4, MZ10; Ru \leq 2.2 ppb : MZ2, MZ4). A l'exception de ces échantillons, Ir et Ru varient sensiblement du simple au triple (1.3 à 3.9 ppb et 2.4 à 7.1 ppb respectivement). Par contre, la gamme de teneurs en PPGE est relativement plus grande que celle en IPGE. Elle reste cependant plus restreinte que celle observée dans les péridotites bético-rifaines. Les plus faibles teneurs en Rh, Pt et Pd caractérisent également deux échantillons du volcan de Mazoires (MZ1 et

MZ10). Paradoxalement, la teneur la plus forte en Rh (2.3 ppb) est observée dans l'échantillon MZ4 de ce même volcan. Si l'on exclu la teneur en Pt de l'échantillon B5 de Beaunit (20.8 ppb), la plus forte teneur en cet élément est de 12.5 ppb (échantillon L1 du Luberon) réduisant ainsi la fourchette de variation en cet élément.

Les seules données sur les xénolites de péridotite à spinelle dont on dispose dans la littérature ne concernent souvent que Pd, Ir et Au. La comparaison ne sera donc faite que pour le Pd et l'Ir (Au non analysé ici). Nous avons fait une compilation des données concernant les teneurs en Ir et Pd des xénolites de péridotite à spinelle et à grenat ainsi que les estimations des teneurs en ces éléments dans le manteau supérieur (tableau 33).

Référence	Faciès	Ir	Pd	Pd/Ir	Localités
Mitchell et Keays (1981)	Psp (3)	1.9	1.8	0.95	Kilbourne Hole, New Mexico
Mitchell et Keays (1981)	Psp (32)	3.6	4.3	1.19	Psp du manteau supérieur (compilation)
Mitchell et Keays (1981)	Psp (9)	4.1	3.8	0.93	Victoria, Australie
Morgan et al. (1981)	Psp (14)	3.7	4.5	1.22	Différentes localités
Morgan et al. (1981)	Psp (7)	3.7	5.6	1.51	Kilbourne Hole, New Mexico
Jagoutz et al. (1979)	Psp (6)	3.5	-	-	Différentes localités
Mitchell et Keays (1981)	Pgt protogranulaire (4)	6.9	2.9	0.42	Matsoku, Lesotho
Mitchell et Keays (1981)	Pgt porphyroclastique (1)	2.7	2.9	1.07	Thaba Putsoa, Lesotho
Morgan et al. (1981)	Pgt protogranulaire (4)	7	5.1	0.73	Matsoku, Lesotho
Morgan et al. (1981)	Harzburgite à grenat (1)	0.05	0.09	1.80	Lashaine Volcano, Tanzanie
Morgan et al. (1981)	Pgt porphyroclastique (1)	3.6	4.3	1.19	Thaba Putsoa, Lesotho
Paul et al. (1979)	Pgt protogranulaire (1)	5.5	1.3	0.24	Matsoku, Lesotho
Paul et al. (1979)	Pgt protogranulaire (9)	18.7	2.9	0.16	Kapvaal
Paul et al. (1979)	Pgt porphyroclastique (1)	4.9	11	2.24	
Morgan (1986)	Estimation du manteau supérieur	3.4	4.5	1.32	
Sun (1982)	"	3.4	5	1.47	
Mitchell et Keays (1981)	"	3	4.3	1.43	
Chou (1978)	"	2.4	8.2	3.42	
McDonough et Sun (1995)	"	3.2	3.9	1.22	
Naldrett et Duke (1980)	Chondrite C1	540	545	1.01	
Barnes et al. (1988)	Manteau théorique	4.4	4.4	1	

Tableau 33 : Estimation du manteau supérieur et compilation des teneurs en Ir et Pd ainsi que du rapport Pd/Ir des xénolites de péridotite à spinelle (Psp) et à grenat (Pgt).
Entre parenthèses : nombre d'échantillons.

Dans le tableau 34, nous avons reporté la fourchette des teneurs en Ir et Pd ainsi que du rapport Pd/Ir des nodules de diverses provenances. Les variations des teneurs en Ir et en Pd

sont grossièrement cohérentes avec celles trouvées dans d'autres nodules. Dans le détail, la dispersion des teneurs en Ir de nos échantillons est relativement étroite. Par contre, l'intervalle de variation en Pd dans les xénolites du volcanisme alcalin de France rappelle fortement celui des nodules appartenant à Victoria et à différentes régions dans le monde (tableau 34). Par ailleurs, l'écart offert par le rapport Pd/Ir (0.26 à 3.81) est en réalité beaucoup plus restreint. En effet, hormis quatre échantillons (MZ2, MZ4, SJ2 et M2) à fort rapport Pd/Ir (> 2.5) et un échantillon (LQ1) à Pd/Ir très bas (0.26), Pd/Ir oscille entre 0.46 et 1.66. Ce faible écart du rapport Pd/Ir est voisin de celui noté par Mitchell et Keays (1981) et Morgan et al. (1981) (tableau 34). Notons que les sept nodules de Tallante montrent des faibles concentrations en Pd comparables à celles des trois xénolites de Kilbourne Hole analysées par Mitchell et Keays (1981), qui sont à l'origine de leur faible rapport Pd/Ir.

Ir (ppb)			Pd (ppb)			Pd/Ir			Localités
min.	max.	moy.	min.	max.	moy.	min.	max.	moy.	
0.13	3.9	2.6	0.21	7.6	2.8	0.26	3.81*	1.02*	(38), France (a)
1.7	3.3	2.4	0.77	1.8	1.3	0.42	0.74	0.55	(7), Tallante (a)
1.1	2.5	1.9	1.3	2.7	1.8	0.6	1.4	1.1	(3), Kilbourne Hole, New Mexico (b)
2.6	6.1	4.1	0.4	7.8	3.8	0.1	2	0.9	(9), Victoria, Australie (b)
1.7	6.3	3.7	1.3	6.9	4.5	0.37	2	1.3	(14), Diverses localités (c)

Tableau 34 : Comparaison des teneurs minimales, maximales, moyennes en Ir et Pd et du rapport Pd/Ir entre les nodules de péridotite à spinelle de France et de Tallante et les nodules d'autres localités.

(a) : ce travail; (b) : Mitchell et Keays (1981); (c) : Morgan et al. (1981); le chiffre entre parenthèse correspond au nombre d'échantillons; * : les valeurs moyennes et maximales calculées ne tiennent pas compte de deux échantillons de Mazoires (MZ2 et MZ4)

II-1.2. - Description des spectres des teneurs en PGE des nodules

Le champ des spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau (Barnes et al., 1988) de l'ensemble des nodules de péridotite à spinelle est très dilaté notamment au niveau de Rh, Ir, Pt et Pd (fig. 102). Il montre une limite supérieure sensiblement voisine de celles des champs définis par les péridotites de Ronda et des Beni Bousera alors que sa limite inférieure occupe une position très basse. Cette approche n'est pas significative en raison de l'existence de quelques rares échantillons de teneurs marginales.

Nous avons représenté les spectres de chaque échantillon, groupés par volcan et par province volcanique (fig. 103 à 111). La description sera faite par districts volcaniques.

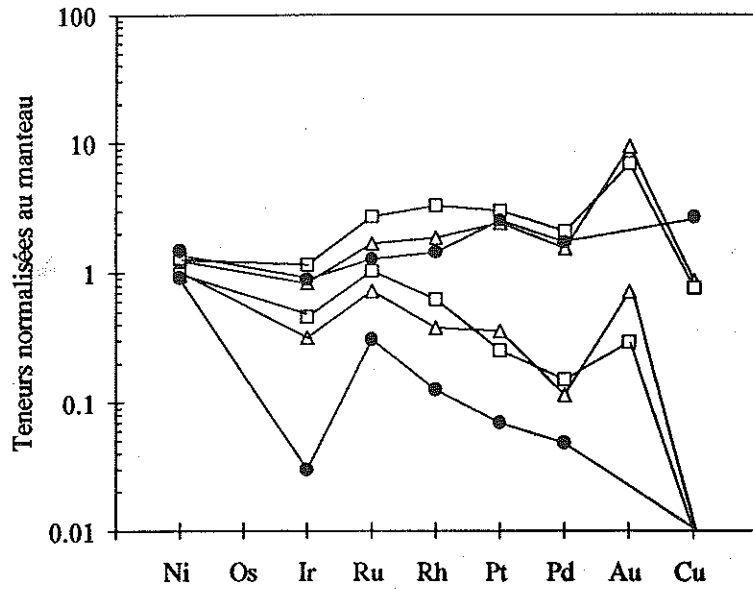


Figure 102 : Comparaison entre le champ des teneurs en PGE normalisées au manteau (Barnes et al., 1988) des xénolites de péridotite à spinelle (cercles noirs) et ceux des péridotites de Ronda (carrés blancs) et des Beni Bousera (triangles blancs).

- Chaîne des Puys : les deux échantillons de Beaunit (B2 et B5) montrent des spectres de PGE en "zigzag" (fig. 103). Bien que l'allure des deux profils soit semblable, il existe un léger enrichissement en PGE dans l'échantillon B5 par rapport à B2.

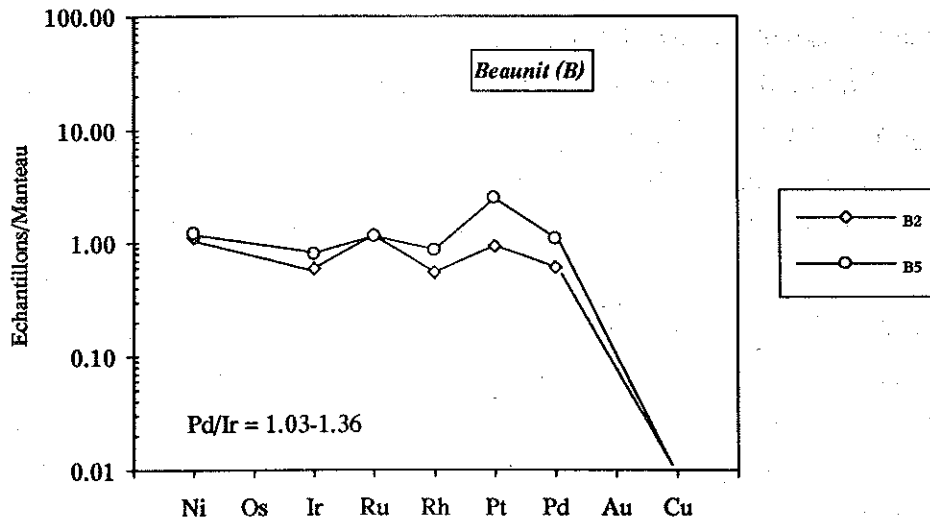


Figure 103 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de deux xénolites de Beaunit (Chaîne des Puys).

- **Vivarais** : les trois nodules de Ray-Pic (RP1, RP4 et RP5) sont caractérisés par des profils de PGE relativement homogènes et plats (fig. 104). La faible anomalie positive en Pt des deux échantillons RP1 et RP5 est due aux teneurs basses en Rh. Appartenant au même ensemble volcanique, le nodule VP14 du volcan de la Vestide du Pal présente un spectre caractérisé par des teneurs en Ir (3.7 ppb), Ru (6.3 ppb) et Rh (1.2 ppb) proches des valeurs du manteau de normalisation (fig. 104). Ces teneurs sont légèrement supérieures à celles des échantillons précédents alors que les concentrations en Pt et Pd sont tout à fait comparables.

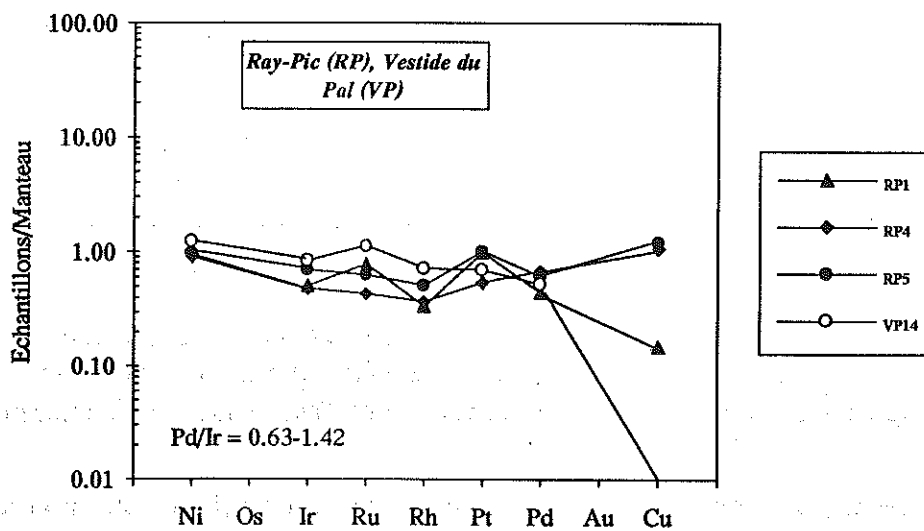


Figure 104 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de trois xénolites de Ray-Pic (symboles noirs) et d'un xénolite de Vestide du Pal (symboles blancs) (Vivarais).

- **Cézallier** : les quatre nodules rubéfiés de Mazoires (MZ1, MZ2, MZ4 et MZ10) offrent une distribution des PGE particulière avec des spectres à deux tendances contrastées (fig. 105). La première caractérisant les échantillons MZ2 et MZ4 est marquée par des profils à forte pente positive et rappelle la distribution de certaines pyroxénites mantelliques. Alors que les concentrations en PPGE sont du même ordre de grandeur que celles observées dans les autres nodules péridotitiques, les teneurs en IPGE sont très faibles, engendrant ainsi des spectres à rapport Pd/Ir très grand (4.73 et 45.31). La seconde tendance est matérialisée par des profils de PGE à allure opposée, dans leur segment Rh-Pd, par rapport aux deux spectres précédents (fig. 105). Elle est caractérisée par les teneurs en Ir, Rh, Pt et Pd les plus basses de tous les nodules étudiés ici. Le nodule ZAN2 du volcan de Zanière (volcan voisin de Mazoires), également rubéfié, montre un spectre plat (fig. 105) et différent des spectres précédents avec un rapport Pd/Ir de 1.28.

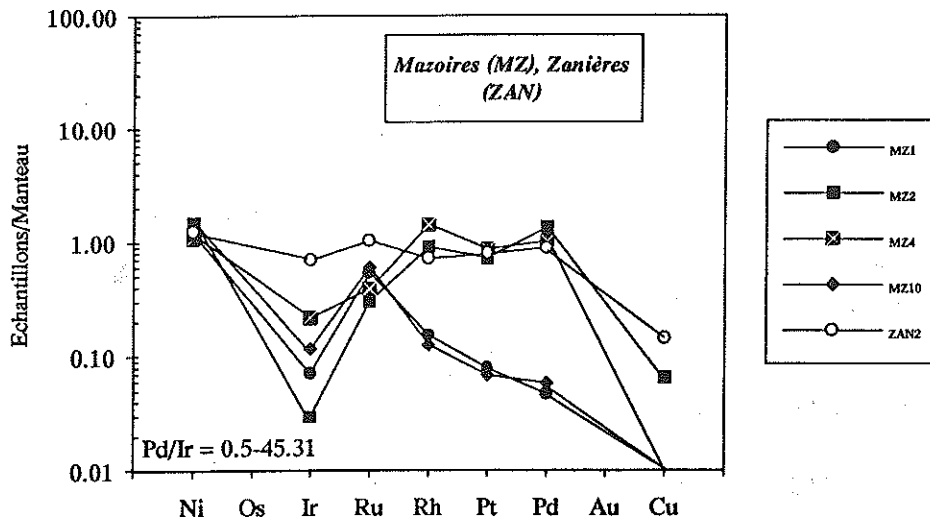


Figure 105 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de quatre xénolites de Mazoires (symboles noirs) et d'un xénolite de Zanière (symboles blancs) (Cézallier).

- Escandorgue : les six échantillons du Col de la Merquière (MR, MR2, MR4, MR6, MR7 et MR9) présentent des spectres grossièrement plats (fig. 106). Par contre, le seul nodule de La Quille (LQ1) analysé ici montre un spectre à pente négative (fig. 106) avec un rapport Pd/Ir faible (0.26).

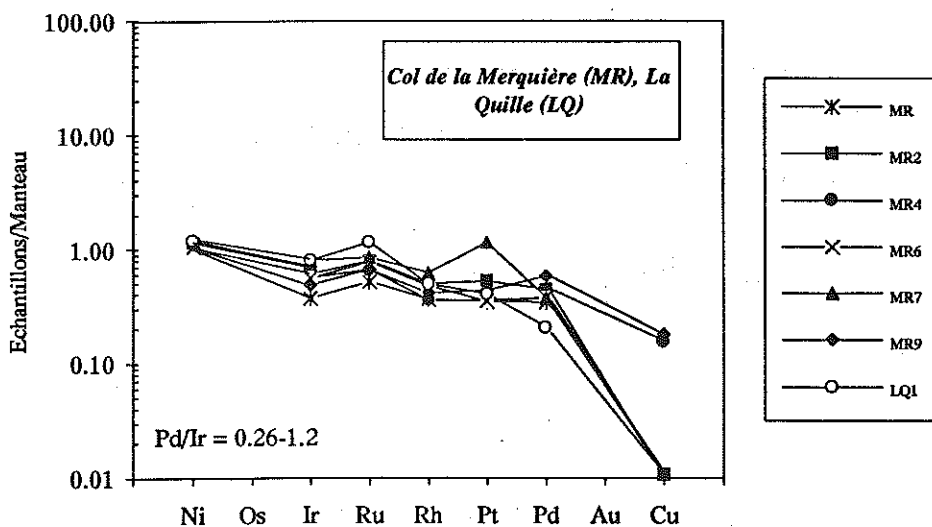


Figure 106 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de six xénolites du Col de la Merquière (symboles noirs) et d'un xénolite de La Quille (symboles blancs) (Escandorgue).

- **Chaîne du Devès** : les teneurs en PGE dans les nodules de Saint-Eble (SE2, SE4, SE8 et SE14) sont homogènes (fig. 107a). Notons que l'échantillon SE2 dépourvu d'amphibole présente un spectre similaire à ceux des trois nodules contenant ce minéral. Ces spectres sont plats et non fractionnés avec des rapports Pd/Ir proches de 1 (0.88 à 1.22). Les nodules (ML1 et ML3) fortement rubéfiés prélevés du volcan Le Moulard montrent des profils à tendance similaire (fig. 107a) avec des rapports Pd/Ir légèrement inférieurs à 1 (0.59 et 0.91). Bien qu'il existe des écarts des teneurs en PGE entre les différents nodules de Mont-Briançon (MB1, MB4, MB12, MB19, MB28 et MB29), on note une similitude et un parallélisme entre leurs spectres de distribution des PGE (fig. 107b). La tendance commune de ces spectres est également à allure sensiblement plate même dans le nodule rubéfié (MB 12) (fig. 107b).

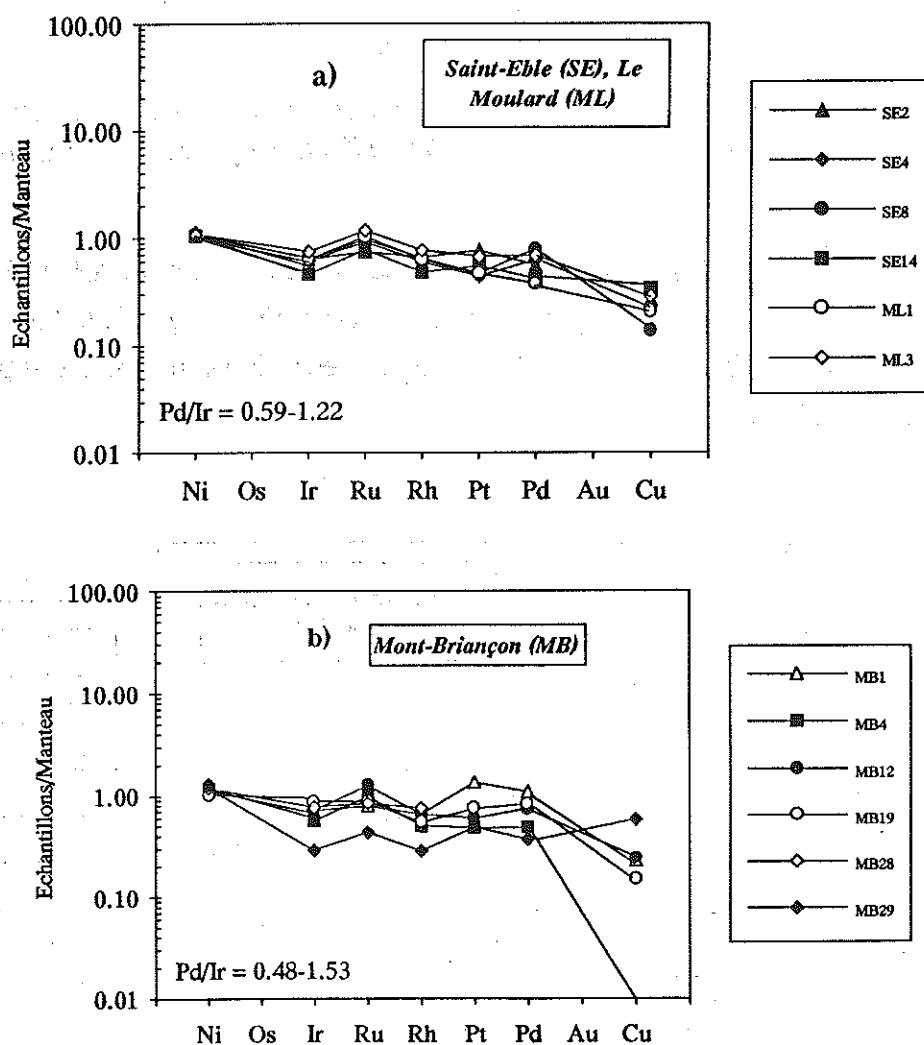


Figure 107 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de (a) quatre xénolites de Saint-Eble (symboles noirs), deux xénolites de Le Moulard (symboles blancs) et (b) six xénolites de Mont-Briançon (chaîne du Devès).

19 AOÛT 2003

- **Coirons** : les échantillons SJ1 et SJ2 de Saint-Jean le Centenier sont caractérisés par des profils de PGE fractionnés, à allure différente (fig. 108). Le nodule SJ2 présente un spectre à pente positive et à rapport Pd/Ir élevé (3.81). Par contre, celui de l'échantillon SJ1 se différencie du précédent par des teneurs en PPGE moins importantes alors que celles en IPGE sont similaires.

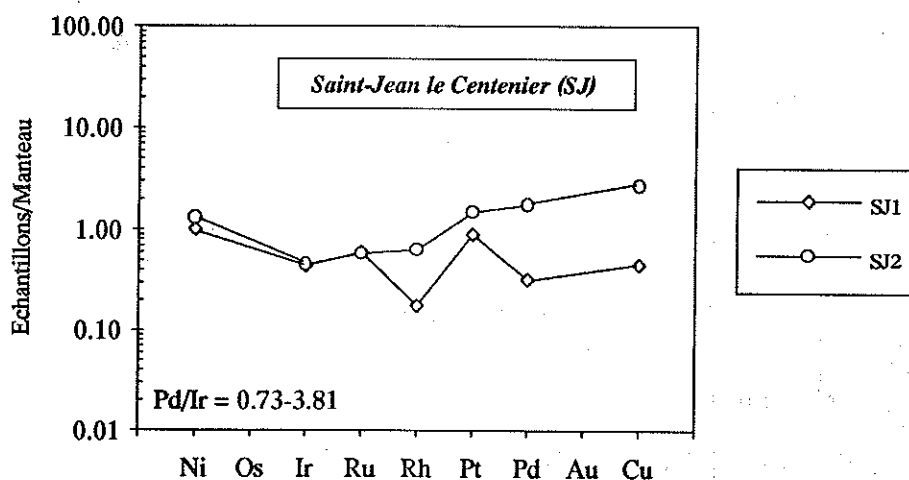


Figure 108 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de deux xénolites de Saint-Jean le Centenier (Coirons).

- **Limagne-Livradois** : la tendance générale offerte par les profils des trois nodules de Montboissier est relativement plate (fig. 109). On note une fluctuation des abondances en PPGE et en Cu alors que les IPGE oscillent très peu. La variation des teneurs en Pd est proportionnelle à celle des teneurs en Cu. Elle est à l'origine de l'écart observé du rapport Pd/Ir (0.47 à 2.5).

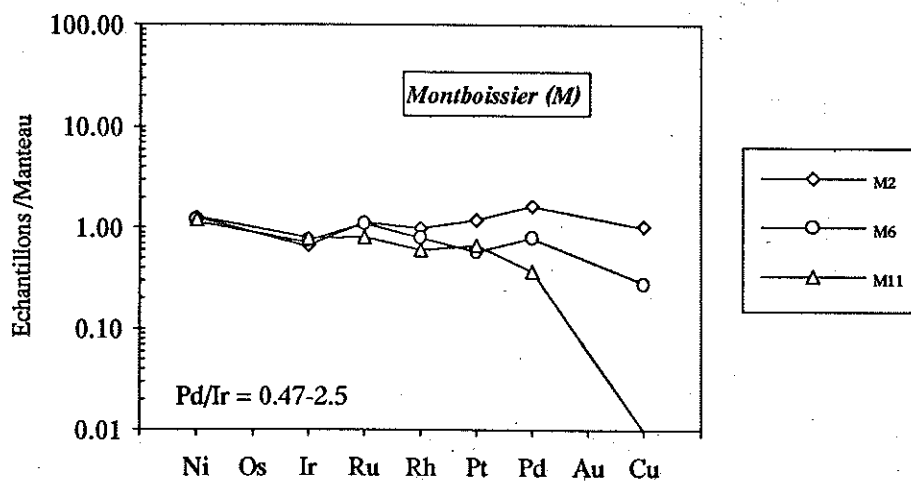


Figure 109 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de trois xénolites de Montboissier (Limagne-Livradois).

- **Provence** : les profils de distribution des PGE dans les nodules du Luberon (L1, P1a et P1b) sont généralement plats (fig. 110). La faible dispersion notée au niveau des teneurs en Pd a pour effet d'augmenter, mais de manière restreinte, le rapport Pd/Ir (0.45 à 1.66). Il est à noter que le spectre d'un nodule provenant du même volcan paraît montrer une forte anomalie négative en Pt (Fischer, com. pers.). Ceci n'est pas le cas des trois échantillons analysés ici qui montrent des teneurs en Pt (5 à 12.5) autour de la valeur mantellique de normalisation (8.3 ppb).

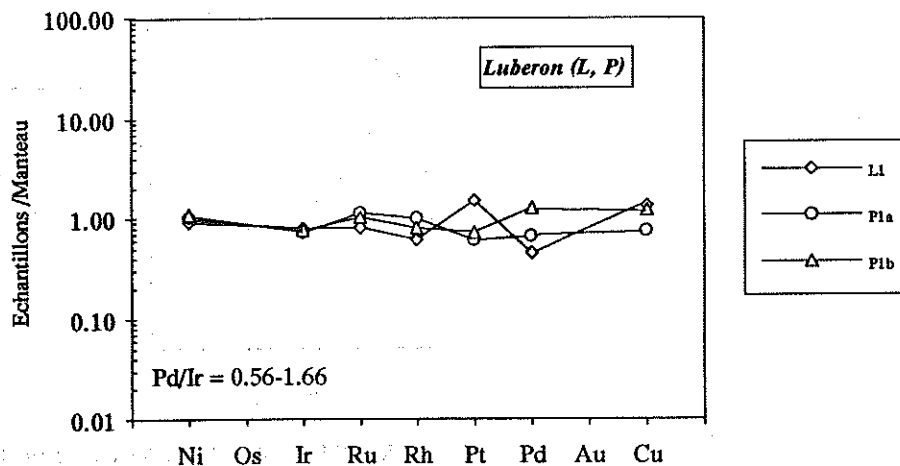


Figure 110 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de trois xénolites du Luberon (Provence).

- **Tallante** : les sept nodules prélevés dans le volcanisme alcalin du Sud de l'Espagne présentent des spectres de PGE à pente toujours négative (fig. 111) et un rapport Pd/Ir confiné et inférieur à 1 (0.42 à 0.74).

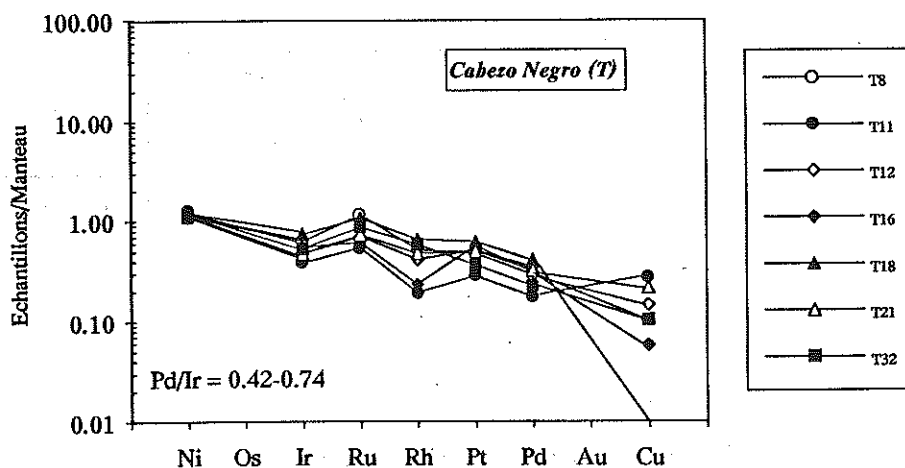


Figure 111 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de sept xénolites de Cabero Negro (Tallante).

II-1.3. - Conclusion

Dans l'ensemble, les données analytiques des PGE dans les xénolites de péridotite étudiés ici montrent des teneurs peu variables. Si l'on exclu six échantillons à spectres fractionnés et non "conventionnels" (fig. 112b), les xénolites de péridotite du volcanisme alcalin de France montrent des profils de distribution des PGE à tendance générale sensiblement plate (fig. 112a). Ces spectres occupent un champ relativement large traduisant de petites variations des teneurs en PGE, notamment en Rh, Pt et Pd, d'un échantillon à l'autre. Le rapport Pd/Ir qui varie généralement de 0.42 à 1.66 est voisin de celui des nodules de péridotite étudiés par Mitchell et Keays (1981), Morgan et al. (1981) et Morgan (1986). Dans les nodules de Tallante (fig. 111) ainsi que dans quelques nodules de France, on note un léger début d'appauvrissement en PPGE.

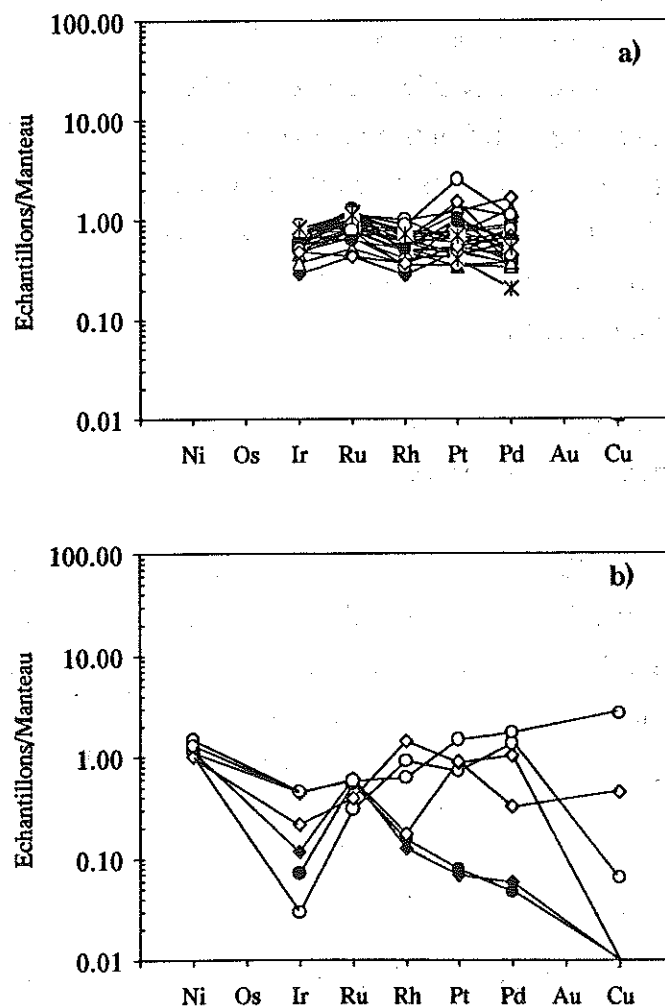


Figure 112 : Tendance générale des spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau des xénolites étudiés. (a) Majorité des échantillons, (b) six échantillons "anormaux".

II-2. - Contrôle et distribution des PGE dans les xénolites de péridotite à spinelle

II-2.1. - Teneurs en PGE dans les phases minérales

La séparation des minéraux a été effectuée sur un nodule de Mont-Briançon (MB19) dépourvu de toute trace d'altération. Les minéraux ont été séparés sur la fraction granulométrique 100-125 μm par le biais de liqueurs denses et du séparateur magnétique (Frantz). La procédure analytique d'attaque et de dosage des PGE est la même que celle utilisée pour les roches totales. Les teneurs ont été déterminées par ICP-MS au Laboratoire de Géochimie de Grenoble.

Bien que le tri final des phases minérales ait été réalisé soigneusement sous la loupe binoculaire, nous ne pouvons pas affirmer que certaines de ces phases ne contiennent pas d'inclusions "inframicroscopiques" notamment de sulfures. En effet, l'examen pétrographique a montré qu'une fraction des sulfures est incorporée dans les minéraux silicatés constitutifs des péridotites. Ceci est d'autant plus gênant que les sulfures sont des porteurs de PPGE (voir ci-dessous). Par conséquent, ces faits doivent être pris en compte lors de l'interprétation des abondances en PGE des minéraux.

Le tableau 35 donne les teneurs en PGE des phases minérales du nodule MB19 ainsi que celles d'autres péridotites prises dans la littérature.

Les teneurs en PGE dans ces phases minérales montrent des valeurs faibles, généralement inférieures à la dizaine de ppb. Les teneurs en Ru et en Rh sont très basses ou inférieures à la limite de détection dans toutes les phases minérales analysées. A l'exception de ces deux éléments, les teneurs en PGE les plus élevées s'observent dans le spinelle. On note une concentration préférentielle des PGE dans les minéraux selon l'ordre suivant (tableau 35) : spinelle > Cpx > Opx et/ou olivine. Ces deux derniers minéraux ont des teneurs du même ordre de grandeur avec des concentrations en Pt et en Pd légèrement plus élevées dans l'olivine que dans l'Opx à l'inverse du Rh et de l'Ir.

	olivine	Opx	Cpx	spinelle	R.T.	Référence
Ir	0.07-0.5	0.7-1.8	0.4-3.4	1.1-6.3	2.6-6.1	(1)
	0.07-0.3	0.4-0.7	0.6-0.8	2.1-3.1	1.1-2.5	(2)
	< 1	< 4	< 4	18.5	n.a.	(3)
	0.52	0.85	1.3	2	3.9	(4)
Ru	< 0.5	< 2	< 2	< 2	5.6	(3)
	n.d.	n.d.	0.26	n.d.	4.9	(4)
Rh	< 0.1	< 0.5	< 0.5	17	1.3	(3)
	0.037	0.07	0.3	n.d.	0.86	(4)
Pt	< 0.5	< 0.2	30.8	16.5	< 0.5	(3)
	3.8	1.1	4.6	5.8	6.2	(4)
Pd	0.2-1	2.1-2.8	1.7-6.7	8.1-9	4.4-7.8	(1)
	0.02-0.1	0.1-0.4	0.6-1.1	0.5-1.3	1.3-2.7	(2)
	4	67	176	8	10.5	(3)
	1.9	1.5	3.4	12.9	3.6	(4)

Tableau 35 : Teneurs en PGE (en ppb) des phases minérales constitutives d'un nodule de péridotite à spinelle de Mont-Briançon, comparées à celles d'autres péridotites.

(1) : 3 xénolites de péridotite à spinelle de Mt. Prondon, Victoria (Mitchell et Keays, 1981)

(2) : 3 xénolites de péridotite à spinelle de Kilbourne Hole, New Mexico (Mitchell et Keays, 1981)

(3) : une lherzolite à spinelle du massif de Lherz (Bégou, 1989)

(4) : un xénolite de péridotite à spinelle de Mont-Briançon (ce travail)

R.T. : roche totale, n.a. : non analysé, n.d. : non détecté.

Les abondances en PGE dans chaque phase minérale sont cohérentes avec celles déterminées par Mitchell et Keays (1981) en particulier dans les nodules de Mt. Prondon, Victoria (tableau 35). Ces teneurs, notamment en IPGE et en Rh, sont comparables aux teneurs de certaines phases minérales des péridotites bético-rifaines (Partie B - Chapitre III). Par contre, elles sont assez différentes des valeurs obtenues dans les minéraux d'une lherzolite à spinelle du massif de Lherz (Pyrénées) par Bégou (1989). Cette différence intéresse principalement le Pt, l'Ir et le Rh dans le spinelle et le Pd dans les pyroxènes.

En déterminant la proportion modale de chaque phase minérale, nous avons calculé la contribution en PGE de chacune des phases à la composition de la roche totale (tableau 36). Les teneurs en PGE de l'ensemble des minéraux analysés du nodule de Mont-Briançon ne permettent pas d'expliquer celles de la roche totale. En effet, la contribution de toutes ces phases minérales reste largement inférieure à la teneur globale de l'échantillon : le déficit en PGE mis en évidence ici intéresse beaucoup plus l'Ir, le Ru et le Rh (plus 80 %) que le Pt et le Pd (55 - 60 %). Il est donc nécessaire de faire appel à une phase manquante non prise en compte dans ce modèle pour expliquer ce déficit.

	Contribution de chaque minéral*					
	% Modal	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
Olivine	68	0.354	-	0.0252	2.598	1.271
Opx	20	0.17	-	0.014	0.226	0.296
Cpx	10	0.129	0.026	0.03	0.457	0.34
Spinnelle	2	0.041	-	-	0.116	0.256
Teneur calculée**		0.693	0.026	0.0692	3.396	2.166
Teneur mesurée sur roche totale		3.9	4.9	0.86	6.2	3.66
Contribution de tous les minéraux***		~ 18 %	~ 0.5 %	~ 8 %	~ 55 %	~ 60 %

Tableau 36 : Contribution des minéraux à la composition en PGE de la roche totale.

* = [(teneur en un PGE dans un minéral donné x % modal de ce minéral)/100].

** = la somme des contributions des minéraux pour un PGE donné.

*** = [(teneur calculée x 100)/teneur mesurée sur roche totale].

II-2.2. - Minéraux du groupe du platine de la famille du platine (PPGM)

Les phases silicatées et le spinelle ne permettant pas d'expliquer la composition en PGE de la roche totale, on est conduit à supposer que ces éléments sont concentrés dans des phases intergranulaires. En raison de l'affinité chalcophile des PGE, les sulfures apparaissent comme de bons candidats à la collecte des PGE. Afin de vérifier cette hypothèse, nous nous sommes intéressés aux sulfures - en inclusion et en position interstitielle - des nodules. Nous avons effectué des recherches sur l'existence d'alliages et de minéraux du groupe du platine (PGM) dans plusieurs centaines de grains opaques appartenant à une dizaine d'échantillon à l'aide du microscope électronique à balayage (MEB). Parmi ces échantillons, deux [un de Montboissier (M2) et un du Ray-Pic (RP4)] ont révélé la présence d'alliages et de minéraux du groupe du platine.

Dans l'échantillon M2, deux grains d'un minéral de composition Pt-As ont été observés, un à proximité d'un sulfure Fe-Ni (fig. 113a) et l'autre associé à la bordure d'un sulfure de Fe-Cu-(Ni) (fig. 113b). Ces grains sont de très petite taille avec une longueur de 2 à 2.5 μm et une largeur variable de 0.6 à 1 μm . L'analyse semi-quantitative (fig. 114a) montre qu'il s'agit probablement de la sperrilyte (PtAs₂) ?.

Par ailleurs, dans le nodule RP4 du Ray-Pic, un premier alliage a été observé au voisinage d'un sulfure Fe-Ni dans une zone "riche" en verre de fusion (fig. 113c). Il s'agit d'un grain de Pt-Pd-Sn d'une taille de l'ordre de 1 μm (fig. 114b). Le second correspond à un alliage Pt-Fe-Ni englobé dans un alliage Fe-Ni; l'ensemble est inclus dans un sulfure Fe-Ni. (fig. 113d et 114c). Notons qu'un alliage de même composition (Pt-Fe-Ni) a été signalé par Garuti et al. (1984) dans une lherzolite du massif de Balmuccia de la zone d'Ivrée (Italie).

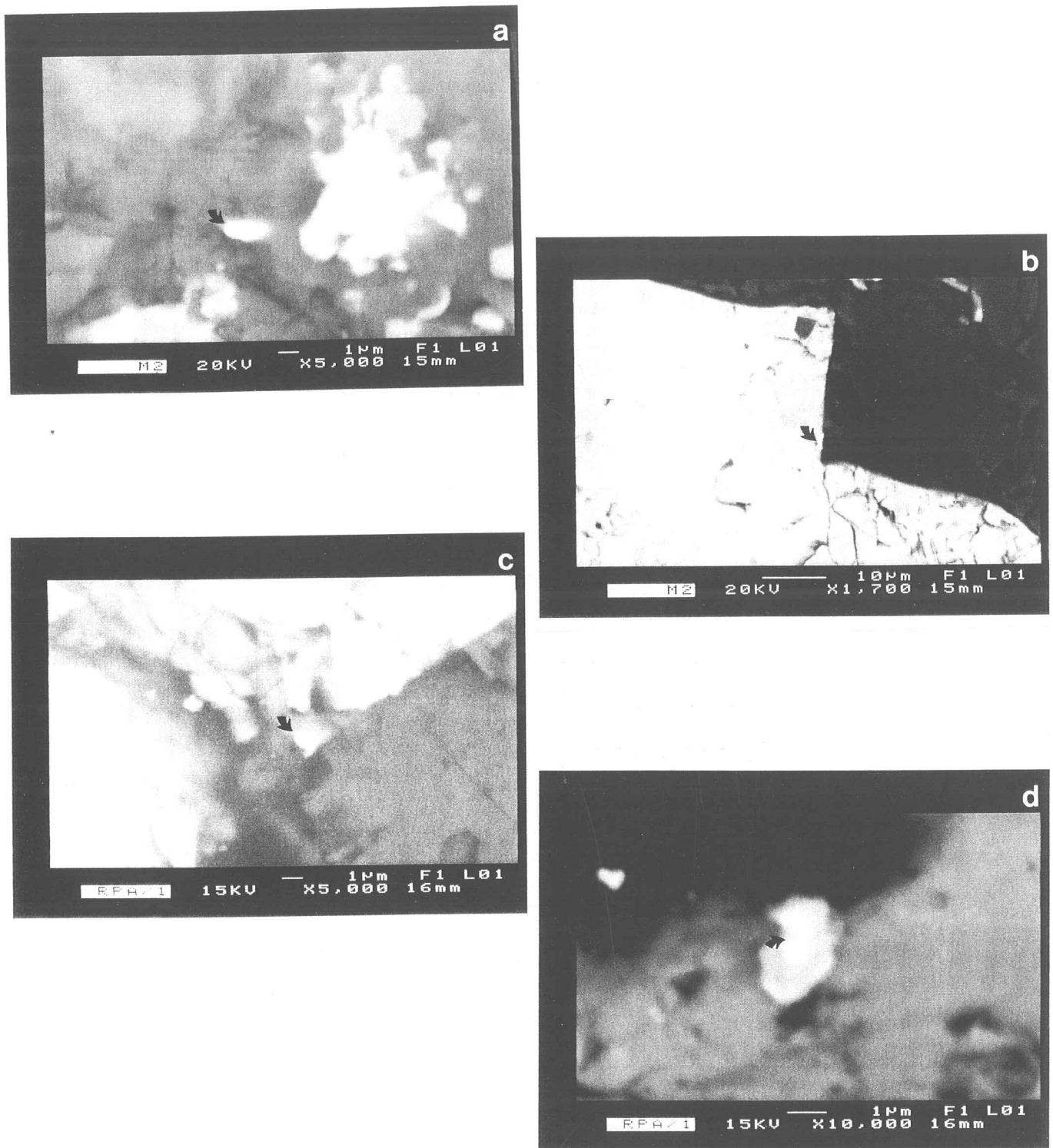


Figure 113 : Minéraux du groupe du platine de la famille du platine (PPGM) observés au MEB en association ou à proximité des sulfures.

- a : grain Pt-As à proximité d'un sulfure Fe-Ni (échantillon M2 de Montboissier),
 b : grain Pt-As en bordure d'un sulfure Fe-Cu-(Ni) (échantillon M2 de Montboissier),
 c : grain Pt-Pd-Sn en bordure d'un sulfure Fe-Ni dans une zone de verre de fusion (échantillon RP4 de Ray-Pic),
 d : grain Pt-Fe-Ni inclu dans un alliage Fe-Ni. L'ensemble est en inclusion dans un sulfure Fe-Ni (échantillon RP4 de Ray-Pic).

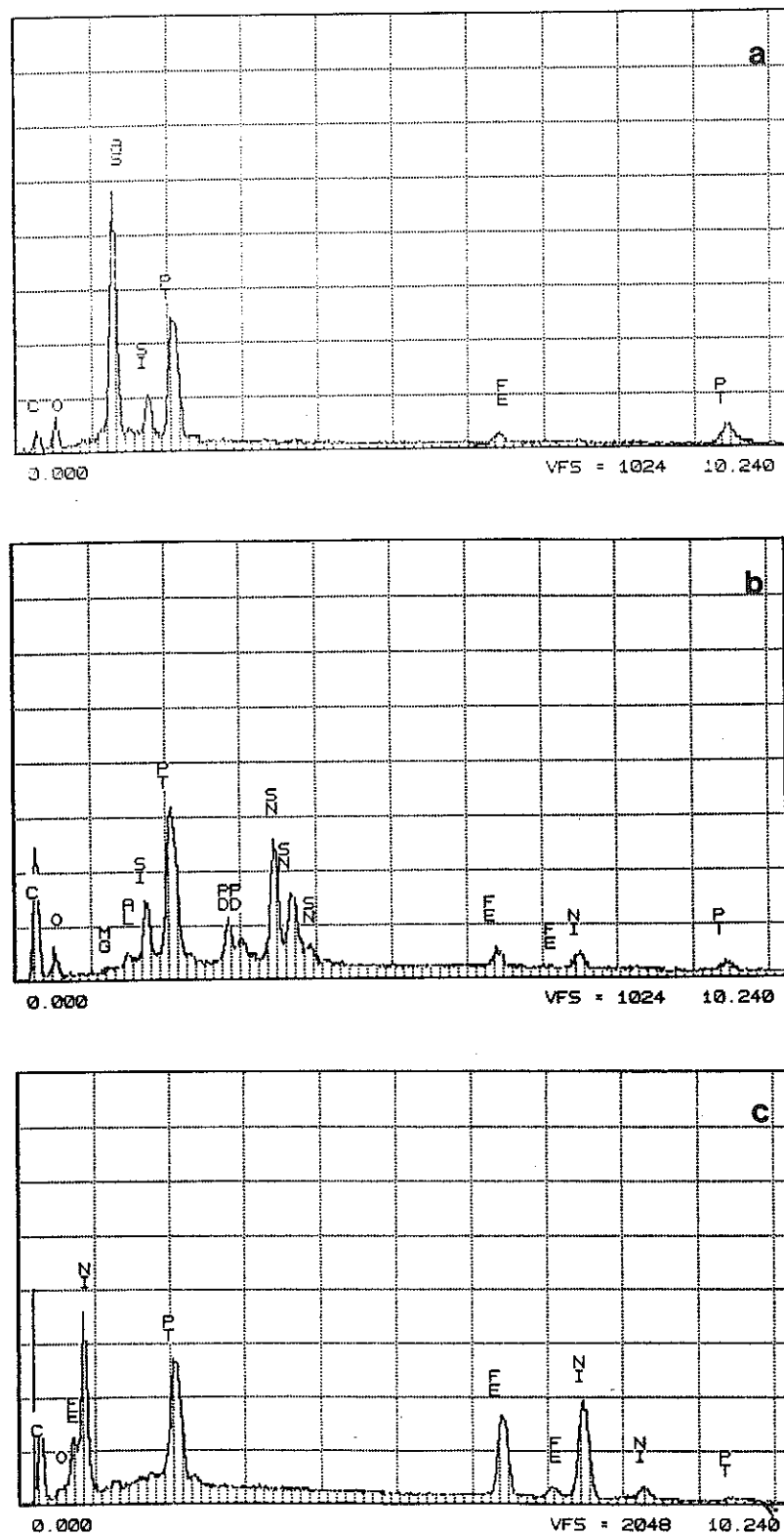


Figure 114 : Analyse qualitative (par un dispositif EDS couplé au MEB) des différents grains de Pt et/ou de Pd observés.

Le profil a correspond aux deux grains de la figure 113 a et b.

Les profils b et c correspondent respectivement aux grains de la figure 113c et 113d.

A notre connaissance, seuls Keays et al. (1981) ont observé des minéraux du groupe du platine dans les xénolites ultrabasiques des basaltes intraplaques. Ces auteurs ont décrits de la cooperite (PtS) ? et de la paolovite (Pd₂Sn) ? en association avec des sulfures dans les nodules de péridotite de Mt. Prondon (Victoria).

La présence de phases à Pt et/ou à Pd au sein ou au voisinage des sulfures pourrait être attribuée à une exsolution du Pt et du Pd à partir du réseau des sulfures résultant d'un refroidissement durant le transport des nodules vers la surface. L'association sulfures-PPGE (Pt, Pd) appuie l'hypothèse selon laquelle les sulfures sont de véritables collecteurs de ces éléments dans les péridotites. Les teneurs en Pt et en Pd des minéraux et la contribution de ces derniers de plus de 50 % à la composition de la roche totale peuvent être attribuées à une contamination de ces minéraux par des phases sulfurées riches en Pt et en Pd sous forme de PGM ou de solutions solides. Cette hypothèse se conçoit bien étant donné la fréquence des inclusions sulfurées dans l'olivine et les pyroxènes révélée lors de l'examen pétrographique.

II-3 - Discussion : comportement des PGE dans les xénolites de péridotite à spinelle

II-3.1. - Absence du rôle de la fusion partielle dans la distribution des PGE

Comme on l'a signalé précédemment, les teneurs en certains oxydes et éléments traces des péridotites sont des indicateurs de la fusion subie par ces roches (l'appauvrissement en CaO est proportionnel à la progression de la fusion). Dans les diagrammes CaO-PGE (fig. 115), les teneurs en PGE ne sont pas corrélées avec celles en CaO. En raison de la nature magmaphile et chalcophile des PPGE, leurs abondances devraient diminuer dans les péridotites déprimées. Cependant, l'existence de spectres plats dans des xénolites plus ou moins déprimés (en CaO, Al₂O₃,...) ainsi que l'évolution indépendante des teneurs en PPGE avec celles de CaO (fig. 115) semblent écarter le rôle de la fusion partielle sur le comportement des PPGE. Ceci est plus difficile à mettre en évidence dans le cas des IPGE puisque ces éléments sont à caractère réfractaire et ne sont pas - ou peu - sensibles à l'extraction magmatique. A cet égard, on peut noter que les nodules de Tallante et certains nodules de France offrent des teneurs en Ir élevées qui ont tendance à augmenter dans les péridotites déprimées (fig. 115).

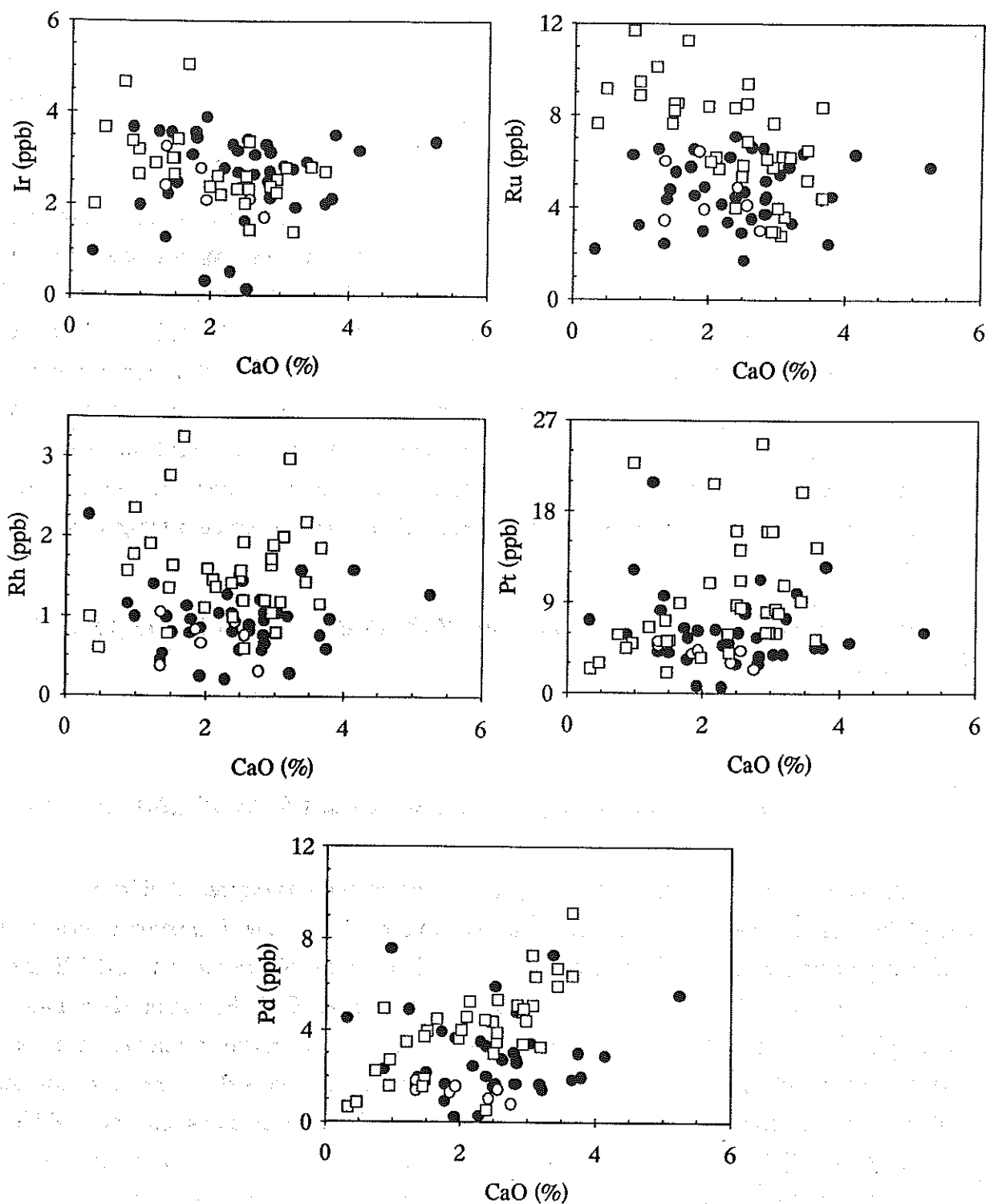


Figure 115 : Variation des teneurs en PGE en fonction de celles en CaO.
 Cercles noirs : xénolites de péridotite à spinelle de France. Cercles blancs : xénolites de péridotite à spinelle de Tallante. Carrés blancs : péridotites des massifs de Ronda (ce travail) et des Beni Bousera (Guédari, 1991 et ce travail).

L'évolution des teneurs en PGE observée dans les xénolites de péridotite constitue un caractère distinctif de ces roches avec les péridotites des massifs ultrabasiqes. Ces dernières offrent une évolution linéaire du rapport Pd/Ir avec les teneurs en CaO alors que dans les xénolites cette corrélation n'est pas vérifiée (fig. 116).

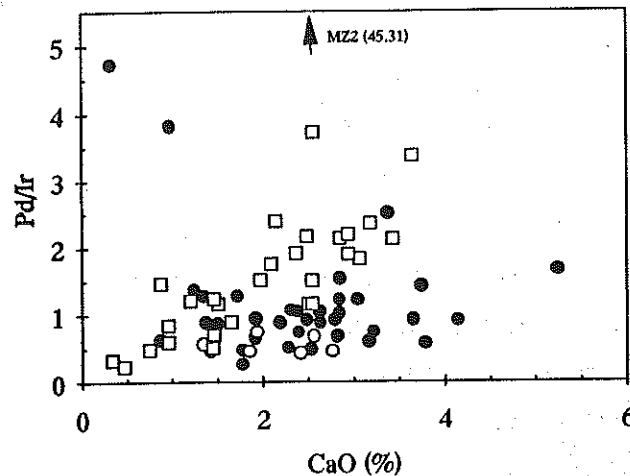


Figure 116 : Diagramme de variation du rapport Pd/Ir en fonction des teneurs en CaO. La signification des symboles est la même qu'en figure 115.

II-3.2. - Effet de la métasomatose

Pour expliquer l'absence d'un effet de la fusion partielle sur le comportement des PGE, on pourrait évoquer une redistribution ou une refertilisation en PGE par des processus métasomatiques intramantellaires. De tels processus ont été mis en évidence par plusieurs travaux (Hutchison et al., 1976; Frey et Prinz, 1978; Menzies, 1983; Frey et Green, 1984; Downes, 1987). Frey et Green (1974) considèrent les nodules de péridotite comme le mélange de deux composants A et B : un composant A initial représenté par des péridotites ayant subi des taux de fusion notables auquel s'est ajouté un composant B (< 2 %) correspondant à des fluides métasomatiques riches en éléments incompatibles.

Bien qu'aucune donnée n'existe quant à la composition en PGE des fluides métasomatiques et à leurs coefficients de partage avec ceux-ci, l'homogénéité des spectres des teneurs en PGE des xénolites à amphibole avec ceux de la majorité des xénolites sans amphibole laisse supposer que la métasomatose qui est à l'origine de la pargasite n'agit pas sur la distribution des PGE dans le manteau. Par ailleurs, il n'existe aucune relation entre les concentrations en Na_2O et celles en PGE. Dans leur étude sur des laves magnésiennes riches en Ti, Hamlyn et al. (1985) trouvent des concentrations en PGE

similaires entre les laves riches en amphibole et enrichies en terres rares légères et celles pauvres en amphibole et en terres rares légères. De même, Lorand (1987a) n'observe aucune différence de teneurs en PGE, entre les péridotites renfermant de la pargasite et celles dépourvues de ce minéral, dans les massifs pyrénéens. D'autres travaux (Jagoutz et al. 1979; Mitchell et Keays, 1981; Morgan et al., 1981; Fryer et Greenough, 1992) corroborent ces conclusions et écartent le rôle de la métasomatose mantellaire sur la mobilisation des PGE dans le manteau. Dans les xénolites péridotitiques, Morgan et al. (1981) ont montré que les péridotites à spinelle de Kelbourne Hole qui se distingue par leurs spectres de terres rares ont des teneurs en PGE tout à fait comparables. Un tel résultat a été étendu récemment pour les xénolites de péridotite à spinelle du Massif Central (Lorand et Pattou, 1995), et ceux de Hessian Depression, Allemagne (Hartmann, 1995a). Ces auteurs ont, en effet, observé que les xénolites métasomatisés enrichis en LREE et ceux dépourvus de toute trace métasomatique modale ou cryptique ont des spectres en PGE tout à fait similaires. Hartmann (1995 a et b, com. pers.) a souligné le comportement indépendant des PGE de celui des terres rares et conclu que la métasomatose n'influence pas les abondances en PGE mais peut seulement affecter celles de Au.

II-3.3. - Association sulfures-PPGE, comportement de la fraction sulfurée

Les xénolites de péridotite montrent généralement des teneurs en soufre (< 100 ppm : Mitchell et Keays, 1981; Lorand, 1990; Ionov et al., 1992) largement plus basses que celles observées dans les massifs orogéniques (100-300 ppm : Garuti et al, 1984; Morgan, 1986; Lorand, 1990). L'hypothèse retenue pour expliquer cette différence considère les teneurs en soufre des péridotites orogéniques comme représentatives du manteau alors que le composé sulfuré des xénolites serait la conséquence d'une introduction et d'une remobilisation avant ou au cours de l'incorporation de ces xénolites par les magmas (Arculus et Delano, 1981a; Wendlandt, 1982; Garuti et al., 1984). Dans les péridotites orogéniques, si la fraction sulfurée (et les PPGE qui lui sont associés) est essentiellement gouvernée par le processus de fusion partielle comme en témoignent les corrélations positives entre les teneurs en S et en Cu en fonction de CaO et de Al₂O₃ (Garuti et al., 1984; Lorand, 1990; Partie B - Chapitre III), celle des xénolites semble avoir subi une évolution plus complexe.

En étudiant les sulfures associés aux verres de fusion au sein de certains xénolites, MacRae (1979) suggère une origine du composé sulfuré des xénolites suite à l'incorporation dans ceux-ci d'une phase vapeur riche en CO₂ et en soufre. Si cette hypothèse s'avère juste, la présence dans les nodules de Ray-Pic d'alliages de Pt et/ou de Pd dans les sulfures localisés dans les zones de fusion (fig. 113c et d, 114 b et c) serait la conséquence de l'introduction des

PGE par cette phase vapeur. Toutefois, une telle origine n'expliquerait pas les sulfures des nodules dépourvus de traces de fusion. Par ailleurs, l'analyse des inclusions fluides dans plusieurs xénolites (Murck et al., 1978) montre que la majorité de ces inclusions renferme seulement du CO_2 et rarement du $\text{CO}_2 + \text{SO}_2$.

L'existence de sulfures en cortège associés à des inclusions vitreuses ou recoupant les joints des minéraux silicatés militent à la faveur de leur introduction dans les nodules. Le nodule de Montboissier où un minéral du groupe du platine (PtAs_2 ?) est observé en association avec les sulfures (fig. 113 a et b) montre des traces évidentes d'une infiltration par le basalte (Lorand, 1983). Une autre alternative consiste à considérer les sulfures des xénolites comme représentatifs d'un composé sulfuré séparé des liquides basiques. En raison du fort coefficient de partage des PPGE vis-à-vis des sulfures, la rétention de ce composé dans les nodules provoquerait leur enrichissement en ces éléments au détriment des magmas parents. Le piégeage des sulfures et des PPGE dans la région source mantellaire est souvent suggéré par de nombreux auteurs pour expliquer l'appauvrissement en PPGE noté dans divers liquides magmatiques (Mitchell et Keays, 1981; Hamlyn et al., 1985; Barnes et al., 1985, 1988; Lorand et al., 1993; Hartmann, 1995 a et b).

II-3.4. - Comportement des IPGE et du Rh

L'hypothèse d'une incorporation du Pt et du Pd semble probable pour expliquer les teneurs en ces éléments dans les nodules. Toutefois, nous nous pouvons pas étendre une telle hypothèse à l'Ir, au Ru et au Rh, bien que leurs coefficients de partage liquide sulfuré/liquide silicaté soient du même ordre de grandeur que ceux du Pt et du Pd. En effet, à notre connaissance, aucune association de sulfure avec Ir, Ru ou Rh n'a encore été observée dans les xénolites. La nature des minéraux du groupe du platine de la famille de Ir (IPGM) ou du Rh demeure ainsi encore problématique dans ce type de matériaux. Les analyses de Jagoutz et al. (1979) sur la fraction sulfurée appartenant à deux nodules de Kilbourne Hole montrent que celle-ci n'explique qu'environ 5 % de la teneur en Ir des roches totales. Cette déduction couplée à l'absence de contrôle des IPGE et du Rh par les minéraux silicatés et le spinelle (Mitchell et Keays, 1981 et ce travail) impliqueraient une concentration de ces éléments dans des phases indépendantes, en position intergranulaire. Deux hypothèses peuvent être émises ici :

* la première consiste à envisager la présence de Ir, Ru et Rh sous forme de phases réfractaires non remobilisables lors de la fusion partielle.

* la seconde suppose que ces éléments aient été extraits dans les liquides et aient fractionné précocement sous forme d'alliages réfractaires en raison de leur haute température de stabilité et leur faible solubilité dans les liquides (Amossé et al., 1987, 1990; Fleet et Stone, 1991).

Quelle que soit l'hypothèse retenue ici, la rétention de ces éléments dans les résidus de fusion ou leur fractionnement précoce, pourrait être à l'origine du rapport (PPGE/IPGE)_{nm} supérieur à 1 observé dans les liquides de fusion tels que les basaltes intraplaques (Mitchell et Keays, 1981; Hartmann, 1995 a et b).

II-3.5. - Signification des spectres des xénolites et implications sur l'équilibre noyau-manteau

Le comportement réfractaire des IPGE et la rétention de phases sulfurées riches en PPGE dans les xénolites de péridotite à spinelle soulèvent une remarque importante quant à l'interprétation de leurs spectres de PGE. En effet, en raison des rapports chondritiques et des spectres plats de PGE qu'offrent les xénolites, plusieurs auteurs (Chou, 1978; Jagoutz et al., 1979; Morgan et al., 1981; Sun, 1982; Morgan, 1986) considèrent ces matériaux comme représentatifs d'un manteau supérieur sous-continental primitif. Cette hypothèse suppose que les PGE n'ont pas fractionné au cours des processus magmatiques. Toutefois, dans plusieurs liquides magmatiques ainsi que dans les péridotites orogéniques, la grande variation du rapport Pd/Ir et le comportement contrasté PPGE/IPGE montrent que ces deux sous-groupes de PGE fractionnent les uns par rapport aux autres durant les processus de fusion ou de différenciation magmatique. Il n'est donc pas exclu que les spectres relativement plats des xénolites de péridotites reflètent un phénomène de rétention de phases sulfurées renfermant des PPGE dans des résidus mantelliques riches en IPGE non observés à ce jour.

Par ailleurs, sur la base de la nature fortement sidérophile des PGE et de l'Au, certains auteurs (Chou, 1978; Jagoutz et al., 1979; Morgan et al., 1981; Morgan, 1986; Tredoux et al., 1989; Fryer et Greenough, 1992) considèrent que les abondances en PGE dans le manteau sont plus élevées que celles exigées pour un équilibre manteau-noyau. Ces auteurs élaborent un modèle d'accrétion hétérogène de la Terre suite à une ségrégation incomplète du noyau ou à un "ensemencement" par les bombardements météoriques postérieur à la différenciation du noyau terrestre. Ce modèle aurait comme conséquence l'incorporation des quantités de PGE et Au observées actuellement dans le manteau.

Les forts coefficients de partage liquide sulfuré/liquide silicaté de l'ensemble des PGE déterminés expérimentalement (Stone et al., 1990; Peach et al., 1990; Fleet et al., 1991, 1994; Bezmen et al., 1994) rejoignent l'hypothèse de Mitchell et Keays (1981) et Garuti et al. (1984) selon laquelle le modèle de bombardement météorique sous-estime la nature très chalcophile des métaux nobles. Ces auteurs proposent l'existence, durant la formation du noyau, d'un composé sulfuré ayant joué un rôle important dans la collecte des PGE et de l'Au dans le manteau. La rétention et la variation de la distribution des sulfures dans le manteau pourraient induire une hétérogénéité des teneurs en PGE et en Au dans les roches mantelliques sans obligatoirement avoir recours aux bombardements météoriques.

Certains travaux (Fleet et Stone, 1991; O'Neill et al., 1995) ont inféré la tendance très sidérophile du Pt et du Pd dont le coefficient de partage alliage Fe/liquide silicaté est supérieur à 1000. Cependant, dans les péridotites bético-rifaines aussi bien que dans les xénolites de péridotite, ces deux éléments apparaissent plutôt chalcophiles car piégés dans les sulfures. Ceci confirme bien le rôle des sulfures dans la collecte des PPGE dans le manteau. Dans un tel modèle, les IPGE devraient aussi avoir un comportement chalcophile et être portés par la phase sulfurée. Ceci réside dans le fait que le coefficient de partage liquide sulfuré/liquide silicaté est très grand et similaire à celui des PPGE (Stone et al., 1990, Peach et al., 1990; Fleet et al., 1991, 1994; Bezmen et al., 1994). Une solution consiste à considérer que les IPGE étaient portés par les sulfures antérieurement à la fusion partielle subie par les péridotites. Lors de l'extraction basaltique, l'ensemble des PGE seront concentrés dans le liquide sulfuré immiscible précoce. Ce liquide pourrait par la suite précipiter les IPGE sous forme d'alliages réfractaires en raison de la faible solubilité des IPGE (Amossé et al., 1987; 1990) alors que les PPGE sont restés retenus dans la source en association avec les sulfures.

III - CONCLUSION

Les variations de composition en éléments majeurs et en éléments traces dans les xénolites de péridotite à spinelle du volcanisme alcalin de France et du Sud de l'Espagne sont similaires à celles observées dans les péridotites des massifs ultrabasiques orogéniques bético-rifains de Ronda et des Beni Bousera. Elles traduisent l'existence d'une série résiduelle continue ayant subi une ou plusieurs extractions magmatiques. Plusieurs travaux distinguent cependant ces deux types de matériaux mantelliques par leurs teneurs en certains éléments traces incompatibles. Cette différence est attribuée au phénomène de métasomatose

intramantellaire des xénolites. L'analyse comparative des comportements de PGE a fait ressortir des divergences notables quant aux mécanismes qui gèrent la distribution de ces éléments dans les deux types de manteau. L'étude des PGE dans les xénolites ultrabasiques entreprise ici a permis d'apporter quelques renseignements dont les plus importants peuvent être résumés comme suit :

(1) Contrairement aux péridotites bético-rifaines, l'évolution des teneurs dans les xénolites de péridotite à spinelle n'est pas gouvernée par la fusion partielle subie par ces roches.

(2) Les différences significatives dans le comportement des PGE observées entre ces deux ensembles mantelliques ne peuvent pas être attribuées à certaines particularités spécifiques des xénolites. La distribution des PGE semble grossièrement homogène et ne paraît pas varier selon le type de texture, l'existence (ou non) du verre de fusion et de la rubéfaction. De même, la métasomatose qui produit l'amphibole ne semble pas agir sur la distribution des PGE dans le manteau.

(3) L'analyse des PGE dans les minéraux d'un nodule couplée aux résultats de Mitchell et Keays (1981) montrent que la contribution des phases minérales des xénolites (olivine, Opx, Cpx, spinelle) n'explique pas la composition en PGE des roches totales. Les observations réalisées au MEB nous ont permis de mettre en évidence une association du Pt et du Pd, sous forme de minéraux du groupe du platine (PPGM), avec les sulfures. C'est la première fois que des PPGM sont observés et décrits dans les xénolites de péridotite à spinelle du Massif Central. Cette association démontre clairement que les sulfures sont de véritables collecteurs du Pt et du Pd dans le manteau sous-continentale. Ces sulfures, qui montrent des relations texturales complexes avec les minéraux silicatés, pourraient représenter, au moins en partie, une fraction sulfurée extraite et séparée à partir des liquides basiques.

(4) L'Ir, le Ru et le Rh ne semblent pas associés aux sulfures, ni aux phases minérales principales des xénolites. Ils pourraient se trouver sous forme de particules réfractaires en position intergranulaire, existant antérieurement ou ayant fractionné à partir des liquides. La nature de ces phases reste toutefois énigmatique.

(5) L'incorporation du Pt et du Pd par un composé sulfuré dans un manteau "riche" en IPGE pourrait expliquer l'allure sensiblement plate et la nature non fractionnée des spectres. De tels spectres ne sont donc pas obligatoirement le reflet d'un manteau supérieur fertile. Par conséquent, on peut se poser la question sur la validité et la signification des valeurs mantelliques de normalisation.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

I - ASPECT ANALYTIQUE

L'étude de la distribution des PGE et de l'Au dans des roches à très faibles teneurs, nécessite leur extraction par une méthode fiable et leur dosage par ICP-MS. En plus des taux d'extraction exceptionnels, les limites de détection instrumentale très basses rendent la technique analytique utilisée ici parfaitement adaptée au dosage des matériaux renfermant les PGE et l'Au en ultra-traces. Le dosage de l'Ir par ajout d'une solution d'iodure de potassium (IK) est un résultat très encourageant. Des essais préliminaires nous ont montré que l'utilisation d'une solution de Se-Te plus concentrée en Te permettait d'améliorer le taux d'extraction de l'Au en présence de IK et laisse donc espérer dans l'avenir une extraction simultanée de Ir et de Au.

II - DUALITES DU COMPORTEMENT DES PGE DANS LE MANTEAU SUPERIEUR : PERIDOTITES OROGENIQUES ET XENOLITES DE PERIDOTITE DES BASALTES ALCALINS

L'étude comparative de la distribution des PGE entre les péridotites des massifs ultrabasiques orogéniques et celles des xénolites montre des différences importantes.

- *Différenciation des PGE lors du processus de fusion partielle des péridotites orogéniques - Double comportement possible du Rh*

Les variations des teneurs en PGE dans les péridotites orogéniques sont dominées par la fusion mantellaire et attestent de leur degré d'extraction. Malgré leur réputation sidérophile et/ou chalcophile, les PGE ne se comportent pas de manière identique au cours du processus de fusion. En effet, comme nous l'avons montré dans la Partie B - Chapitre III, la compréhension du fractionnement des PGE lors de la fusion mantellaire fait intervenir des mécanismes physico-chimiques et des processus différents qui régissent l'évolution des teneurs des matériaux résiduels. Pour Pt et Pd, les teneurs sont contrôlées par l'association de ces deux éléments avec la fraction sulfurée des péridotites. Le scénario envisagé ici consiste à considérer que le Pt et le Pd sont portés initialement par une phase sulfurée dans un manteau

fertile antérieurement à l'expression des premiers liquides anatectiques. L'élimination d'un liquide calcique par fusion progressive d'un mélange cristallin auquel le Cpx participe entraîne les sulfures et les éléments chalcophiles (Pt, Pd) sous forme d'un complexe sulfuré. Cette extraction est d'autant plus active que le taux de fusion est élevé engendrant ainsi des résidus de plus en plus déprimés en Pt et en Pd. Par contre, l'absence d'un comportement identique pour l'Ir et le Ru écarte la possibilité de leur mobilisation lors de la fusion. Ces deux éléments paraissent piégés dans des phases réfractaires intergranulaires.

Si les comportements de l'Ir et du Ru d'une part, et de Pt, Pd et Au d'autre part obéissent aux mêmes règles dans les péridotites de Ronda et celles des Beni Bousera, celui du Rh diffère entre les deux massifs. Ce comportement spécifique du Rh (chalcophile à Beni Bousera comme Pt et Pd et réfractaire à Ronda comme Ir et Ru) soulève le problème de son affectation au sous-groupe des PPGE. Les études expérimentales montrent que le Rh peut posséder un comportement ambivalent en s'incorporant dans le spinelle sous de fortes fugacités en oxygène (Capobianco et Drake, 1990 a et b; Amossé et Allibert, 1992, 1993). Les mesures des fugacités en oxygène par pile à électrolyte solide montrent ici que les valeurs de fO_2 dans les péridotites de Ronda ne sont pas favorables à une telle incorporation. Cette hypothèse s'accorde avec les faibles teneurs en Rh du spinelle. Ces résultats nous conduisent à admettre pour les péridotites de Ronda des fugacités en soufre (fS_2) insuffisantes pour complexer le Rh avec les PPGE comme c'est probablement le cas pour les péridotites des Beni Bousera.

• *Distribution des PGE dans les xénolites de péridotite à spinelle*

L'étude de la distribution des PGE dans les péridotites à spinelle des xénolites fait ressortir des différences significatives avec les péridotites orogéniques précédentes. Ici la distribution ne paraît pas être régie par le processus d'extraction magmatique. Cette différence n'est pas attribuable à certaines spécificités de l'histoire de ces matériaux (métasomatose modale et rubéfaction par exemple). Elle paraît refléter soit la rétention d'un composé sulfuré riche en PPGE dans un manteau sous-continentale plus ou moins déprimé par des extractions multiples, soit une refertilisation discrète en composé sulfuré. L'association du Pt et du Pd avec les sulfures (sous forme de minéraux du groupe du platine) confirme ici le pouvoir collecteur du soufre. L'absence d'un contrôle des IPGE (et probablement du Rh) par les sulfures, les silicates et le spinelle des péridotites suggère leur existence sous forme d'alliages intergranulaires. Sur la base de ces résultats, les spectres sensiblement plats en PGE observés dans les xénolites n'impliquent pas forcément un manteau supérieur sous-continentale fertile.

• *Hétérogénéité du manteau*

Les comportements distincts des PGE entre un manteau sous-continental (xénolites) et un manteau des zones orogéniques témoignent d'évolutions pétrogénétiques différentes propres à leurs histoires et contextes géodynamiques. Ainsi, l'image que l'on peut se faire du manteau, à travers les PGE, est celle d'un ensemble de réservoirs géochimiques variés dont les caractéristiques propres ou actuelles refléteraient des évolutions physico-chimiques et géodynamiques spécifiques distinctes.

III - ORIGINALITE ET DIVERSITE PETRO-GEOCHIMIQUE DES PYROXENITES ASSOCIEES AUX MASSIFS ULTRABASIQUES : APPORT DE L'ETUDE DES PGE

L'étude des pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera a permis d'aborder les comportements des PGE au cours du fractionnement des liquides et de mettre en évidence certaines analogies ou différences quant aux mécanismes qui contrôlent leurs teneurs.

Les teneurs en PGE et en Au normalisées au manteau font apparaître une multitude de spectres de pente Pd/Ir systématiquement positive et très variable confirmant le comportement différentiel des PPGE par rapport aux IPGE lors du fractionnement des liquides. L'appauvrissement en IPGE peut être relié à une précipitation précoce de ces éléments lors des premiers stades de cristallisation contrôlée par une augmentation de la fugacité en oxygène comme le supposent les données thermochimiques (Amossé et al., 1987, 1990). A l'inverse, les variations des abondances en PPGE et en Au sont influencées par les phases sulfurées. Les minéraux du groupe du platine de la famille du platine (PPGM) observés au MEB en association avec les sulfures confirment bien le rôle collecteur du soufre. Les mécanismes qui gèrent les teneurs en PGE et en Au dans les différentes pyroxénites semblent les mêmes. Ils illustrent le rôle capital des paramètres physico-chimiques fO_2 et fS_2 dans la différenciation des PGE. Les variations des teneurs notées pour chaque faciès reflètent l'héritage de l'évolution des magmas parentaux. Les données géochimiques (majeurs, traces), couplées aux teneurs en PGE et en Au permettent de subdiviser les pyroxénites en plusieurs groupes géochimiques distincts.

Les pyroxénites à grenat s.s. (webstérites à grenat et clinopyroxénites à grenat) et les pyroxénites à spinelle s.l. possèdent certains traits géochimiques communs. Les teneurs en PGE et en Au sont comparables avec des profils de pente positive caractéristique de magmas ayant fractionné précocement les IPGE contrairement aux PPGE et à l'Au qui sont restés dans la fraction sulfurée des liquides.

Les clinopyroxénites à grenat \pm corindon ("grosphydites") sont signalées pour la première fois dans le massif ultrabasique de Ronda. Elles se différencient par leur pétrographie et leur géochimie des pyroxénites précédentes. Par opposition, ce faciès est caractérisé par une composition marquée d'une part, par des teneurs en alumine élevées et d'autre part, par des teneurs faibles en fer ($Al_2O_3/FeO_{tot} > 2.7$) et en Y. Leurs spectres de terres rares se distinguent aussi par l'absence d'enrichissement en terres rares lourdes et par une anomalie positive en Eu. Ces différences géochimiques générales se retrouvent également au niveau de leurs abondances en PGE et en Au dont les profils de distribution sont tout à fait spécifiques de ce type de matériaux. Deux tendances contrastées sont définies ici : 1) une première marquée par des teneurs très appauvries pour l'ensemble des PGE et Au; les spectres rappellent ceux observés dans les magmas type MORB; 2) une seconde caractérisée par les teneurs globales les plus importantes de toutes les pyroxénites étudiées; les spectres ressemblent à ceux de certains cumulats ophiolitiques. La différence des teneurs en PGE et en Au entre les deux types n'est pas couplée à celle des métaux de base (Ni, Co, Cu). Elle pourrait refléter une ségrégation d'une fraction sulfurée, mineure, dans le cas des pyroxénites appauvries affectant préférentiellement les métaux précieux (D^{SL} très élevé) par rapport aux métaux de base (D^{SL} faible). Par ailleurs, la pauvreté en IPGE des deux tendances ne peut pas être mise au compte de cette ségrégation. Elle paraît plutôt liée à un fractionnement précoce antérieur à la saturation en soufre.

L'ensemble des données géochimiques des clinopyroxénites à grenat \pm corindon montrent leur particularité parmi les pyroxénites à grenat déjà décrites dans les massifs bético-rifains. Les caractéristiques de ces roches attestent probablement de leur filiation d'un protolite gabbroïque très riche en plagioclase ayant initialement évolué dans des conditions crustales. Cette hypothèse admise par Kornprobst et al. (1990) pour le massif des Beni Bousera peut aussi être sérieusement envisagée dans le cas de Ronda.

Ainsi, à travers l'étude de quelques faciès pyroxénitiques des massifs ultrabasiques du domaine d'Alboran, le manteau supérieur apparaît comme pétrographiquement et géochimiquement très hétérogène; hétérogénéité qui atteste d'une évolution géodynamique - ancienne ou récente? - très complexe.

IV - SIGNIFICATION DE LA DISTRIBUTION DES PGE DANS LES PHASES MINERALES

Les quelques analyses de minéraux effectuées permettent de discuter leur rôle quant à la distribution des PGE dans le manteau. Si les sulfures peuvent être considérés comme des minéraux porteurs des PPGE (Pt, Pd) et de l'Au, par contre, l'olivine, l'Opx, le Cpx et le spinelle n'exercent aucun contrôle capital sur la concentration des IPGE et du Rh. Le fait que les phases silicatées et le spinelle soient appauvris en ces éléments impose l'individualisation de ces derniers sous forme de phases propres (alliages?) interstitielles. Le fractionnement de telles phases indépendamment des sulfures pourrait traduire un mécanisme de piégeage lithosphérique précoce.

Le faible pouvoir collecteur du spinelle pour les IPGE et le Rh (dans le cas des péridotites à spinelle et les pyroxénites à spinelle s.l.) va à l'encontre des hypothèses formulées par certains auteurs. Sa signature géochimique en PGE atteste d'un "héritage". Il dériverait d'une(des) phase(s) préexistante(s) (grenat,...) n'ayant aucun rôle dans la concentration des PGE. Cet "héritage" est à mettre au compte d'une évolution rétrograde tardive du manteau.

Par ailleurs, l'évolution pétrologique et rétomorphique tardive des matériaux mantellaires ne paraît pas oblitérer leurs principales caractéristiques géochimiques; celles-ci peuvent être considérées, particulièrement pour les PGE, comme le reflet de leur histoire pétrogénétique initiale.

BIBLIOGRAPHIE

- Albert, D., Albert, R. et Brousse, R., 1967. Enclaves de péridotites à pyrope chromifère dans les pipes de la région de Bédarieux (Hérault). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, Série D, p. 657-659.
- Amossé, J., Fouletier, J. et Kleitz, M., 1982. Application of solid electrolyte cells to the field of geoscience. *Bull. Minéral.*, 105, p. 188-192.
- Amossé, J., Fischer, W., Allibert, M. et Piboule, M., 1986. Méthode de dosage d'ultra-traces de platine, palladium, rhodium et or dans les roches silicatées par spectrophotométrie d'absorption atomique électrothermique. *Analisis*, 14, n° 1, p. 26-31.
- Amossé, J., Allibert, M., Fischer W. et Piboule, M., 1987. Etude de l'influence des fugacités d'oxygène et de soufre sur la différenciation des platinoïdes dans les magmas ultramafiques. Résultats préliminaires. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, Série II, n° 19, p. 1183-1185.
- Amossé, J., Allibert, M., Fischer W. et Piboule, M., 1990. Experimental study of the solubility of platinum and iridium in basic silicate melts - Implications for the differentiation of platinum-group elements during magmatic processes. *Chem. Geology*, 81, p. 45-53.
- Amossé, J. et Allibert, M., 1992. Experimental study of the solubility of PGE's in basic silicate melt at high temperature. Implications for the differentiation of PGE's during magmatic processes. *4th Symposium of Experimental Mineralogy, Petrology, and Geochemistry, Clermont-Ferrand*, abstract.
- Amossé, J., Allibert, M., Ostrosi, B., Qoku, E. et Lleshi, B., 1992. Comportement géochimique et minéralogie des éléments du groupe du platine (PGE) dans le gisement de Krasta (Albanie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 315, Série II, p. 559-564.
- Amossé, J. et Allibert, M., 1993. Partitioning of iridium and platinum between metals and silicate melts : evidence for passivation of the metals depending on fO_2 . *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, p. 2395-2398.
- Ancochea, E. et Nixon, P.H., 1987. Xenoliths in the Iberian Peninsula. In : "*Mantle xenoliths*", P. H. NIXON (Ed.), New York : John Wiley & Sons, p. 119-124.

- Arculus, R.J. et Delano, J.W., 1981a. Siderophile element abundances in the upper mantle : evidence for a sulfide signature and equilibrium with the core. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, p. 1331-1343.
- Arculus, R.J. et Delano, J.W., 1981b. Intrinsic oxygen fugacity measurements : techniques and results for spinels from upper mantle peridotites and megacryst assemblages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, p. 899-913.
- Ballhaus, C., 1995a. Is the upper mantle metal-saturated ? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132, p. 75-86.
- Ballhaus, C., 1995b. Platinum-group elements as tracers for mantle redox states. *Beih. z. Eur. J. Mineral.*, 7, n° 1, abstract, p. 12.
- Barnes, S.J., 1990. The use of metal ratios in prospecting for platinum-group element deposits in mafic and ultramafic intrusions. *J. Geochem. Explor.*, 37, p. 91-99.
- Barnes, S.J., Naldrett, A.J. et Gorton, M.P., 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geology*, 53, p. 303-323.
- Barnes, S.J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L.P., Often, M., Pedersen, R.B. et Robin, B., 1988. The use of mantle normalization and metal ratio in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper : examples from Norway. In : "Geoplatinum 87", H.M. PRICHARD, P.J. POTTS, J.F.W. BOWLES et S.J. CRIBB (Eds), London, Elsevier, p. 113-143.
- Barnes, S. J. et Picard, C. P., 1993. The behaviour of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation, and sulfide segregation : an example from the Cape Smith Fold Belt, northern Quebec. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, p. 79-87.
- Bégou, P., 1989. Distribution des éléments du groupe du platine et de l'or dans les roches basiques et ultrabasiqes. Approche de leur comportement géochimique orthomagmatique pendant les phénomènes de fusion partielle et de cristallisation fractionnée. *Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 196 p.
- Bégou, P., Amossé, J., Fischer, W. et Piboule, M., 1989. Distribution des éléments du groupe du platine (PGE) dans les péridotites à spinelle de l'étang de Lherz (Ariège, France) : résultats préliminaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II, p. 1177-1182.

- Bellon, H., Bordet, P. et Montenat, C., 1983. Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, t. XXV, n°2, p. 205-217.
- Berger, E., 1973. Le volcanisme récent de l'Ardèche. *Thèse de 3ème cycle, Université de Paris Sud*, 402 p.
- Berger, E., 1977. Sur la présence d'une lherzolite à grenat en enclave dans le basalte alcalin de la Vestide du Pal (Ardèche) : conditions d'équilibre, implications pétrogénétiques et géotectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 284, Série D, p. 709-712.
- Berger, E., 1978. Origine cumulative des enclaves de péridotites à structure poecilitique et tabulaire à gros grains, comparaison avec les tectonites. Conséquences sur l'interprétation de la structure du manteau supérieur, ses relations avec la croûte inférieure et l'origine des basaltes alcalins. *Bull. Minéral.*, 101, p. 506-514.
- Berger, E., 1981. Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (pacifique Sud) et continental (Massif Central Français). *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris Sud*, 469 p.
- Berger, E. et Brousse, R., 1976. Une lherzolite à grenat du pipe d'Eglazines (Lozère, France) stabilisée à 1 400°C et 30 kbar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, Série D, p. 1477-1480.
- Bezmen, N.I., Asif, M., Brüggmann, G.E. et Naldrett, A.J., 1991. Experimental determination of sulfide-silicate partitioning of PGE and Au. *Geol. Assoc., Mineral. Assoc., Canada and Soc. Econ. Geol. Prog.*, 16, abstract, p. 12.
- Bezmen, N.I., Asif, M., Brüggmann, G.E., Romanenko, I.M. et Naldrett, A.J., 1994. Distribution of Pd, Rh, Ru, Ir, Os, and Au between sulfide and silicate metals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, p. 1251-1260.
- Bobrievich, A.P., Smirnov, G.I. et Sobolev, V.S., 1960. On the mineralogy of xenoliths of the grossular-pyroxene-disthene rock (grosopydite) from kimberlites of Yakutia (in Russian). *Geologiya i geofizika*, 3, p. 18-24.
- Bodinier, J.L., 1989. Distribution des terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo et de l'Ariège. *Documents et travaux du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier*, n° 22, 177 p.

- Boivin, P.A., 1982. Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur : arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemples du Devès (Massif Central Français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). *Annales scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand*, n° 72, 344 p.
- Bonini, W.E., Loomis, T.P. et Robertson, J.D., 1973. Gravity anomalies, ultramafic intrusions, and the tectonics of the region around the strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 78, p. 1372-1382.
- Borisov, A., Palme, H. et Spettel, B., 1994. Solubility of palladium in silicate melts : implications for core formation in the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, p. 705-716.
- Borisov, A. et Palme, H., 1995. The solubility of iridium in silicate melts : new data from experiments with Ir₁₀Pt₉₀ alloys. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, p. 481-485.
- Bourgois, J., 1978. La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Besançon*, 453 p.
- Bouybaouene, M.L., 1993. Etude pétrologique des métapelites des Sebtides supérieures, Rif interne, Maroc : une évolution métamorphique de haute pression. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Mohammed V, Rabat, Maroc*, 162 p.
- Bouybaouene, M.L., Goffé, B. et Michard, A., 1995. High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebtides nappes, northern Rif, Morocco. *Geogaceta*, 17, p. 117-119.
- Brousse, R., 1967. La place des ultrabasites en France. *Geol. Rundsch.*, 57, p. 621-655.
- Brousse, R., 1971. Magmatologie du volcanisme Néogène et Quaternaire du Massif Central. In : "symposium J. JUNG, géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français", Clermont-Ferrand, p. 377-478.
- Brousse, R., 1974. Le volcanisme en France, volcanisme et phénomènes associés. *Revue Haute-Auvergne*, 44, p. 221-242.
- Brousse, R. et Rudel, A., 1964. Bombes de péridotites, de norites, de charnockites et de granulites dans les scories du Puy de Beaunit. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 259, p. 159-188.

- Brousse, R. et Lefèvre, C., 1990. Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. *Guides géologiques régionaux, Edition Masson*, 263 p.
- Brüggmann, G.E., Arndt, N.T., Hofmann, A.W. et Tobschall, H.J., 1987. Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontario, and Gorgona Island, Colombia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, p. 2159-2169.
- Capedri, S., Venturelli, G., Salvioli-Mariani, E., Crawford, A.J. et Barbieri, M., 1989. Upper-mantle xenoliths and megacrysts in an alkali basalt from Tallante, South-Eastern Spain. *Eur. J. Mineral.*, 1, p. 685-699.
- Capobianco, C.J. et Drake, M.J., 1990a. Partitioning of ruthenium, rhodium, and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum group element fractionation trends. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, p. 869-874.
- Capobianco, C.J. et Drake, M.J., 1990b. Experimental investigation of the partitioning of noble siderophile elements among basaltic liquidus phases. *V.M. Goldschmidt Conf. Prog.*, abstract, p. 35.
- Chalouan, A., 1986. Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 317 p.
- Cheval, F., Dautria, J.M. et Girod, M., 1989. Les enclaves de lherzolite à grenat et spinelle du volcan burdigalien de Beaulieu (Bouches-du-Rhône) : des témoins d'une remontée du manteau supérieur associée à l'ouverture du bassin océanique provençal. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 309, Série II, p. 1309-1315.
- Chou, C.L., 1978. Fractionation of siderophile elements in the earth's upper mantle. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th*, p. 219-230.
- Coffrant, D. et Piboule, M., 1973. Kélyphitisation du disthène des éclogites du Limousin. *98e Congrès national des sociétés savantes, Saint-Etienne*, t. I, p. 375-382.
- Coisy, P., 1977. Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central. Modèles géodynamiques du manteau supérieur. *Thèse de 3ème cycle, Université de Nantes*, 115 p.
- Coisy, P. et Nicolas, A., 1978. Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Minéral.*, 101, p. 424-436.

- Conquéré, F. et Kornprobst, J., 1972. Quelques précisions sur les caractères minéralogiques et chimiques des pyroxénites à grenat du massif des Beni Bousera (Maroc) et sur leur signification pétrogénétique. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 95, p. 115-123.
- Crocket, J.H., 1981. Geochemistry of the platinum-group elements. In : "Platinum-Group Elements : mineralogy, geology, recovery", L.J CABRI (Ed.), *Can. Inst. Min. Metall. Spec. vol.*, 23, p. 49-64.
- Darot, M., 1973. Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda-Andalousie-Espagne). *Thèse de 3ème Cycle, Université de Nantes*, 115 p.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G. et Obata, M., 1993. Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology*, 21, p. 471-474.
- Dawson, J.B., 1984. Constrating types of upper mantle metasomatism. In : "Kimberlites II. The mantle and crust-mantle relationships." J. KORNPROBST (Ed.), Amsterdam, Elsevier, p. 289-294.
- Dickey, J.S.Jr., 1970. Partial fusion products in Alpine-type peridotites : Serrania de la Ronda and other examples. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 3, p. 33-49.
- Didon, J., Durand-Delga, M. et Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gilbratar. *Bull. Soc. géol. France*, t. XV, p. 77-105.
- Doblas, M. et Oyarzun, R., 1989a. "Mantle core complexes" and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain : an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, p. 76-84.
- Doblas, M. et Oyarzun, R., 1989b. Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt) : implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17, p. 430-433.
- Doblas, M. et Oyarzun, R., 1990. Comment and reply on "Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (betic-rif alpine orogenic belt) : implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, April, p. 381-382.

- Downes, H., 1987. Relationship between geochemistry and textural type in spinel lherzolites, Massif Central and Languedoc, France. In *"Mantle xenoliths"*, P.H. NIXON (Ed.), New York : John Wiley & Sons, p. 125-133.
- Downes, H. et Dupuy, C., 1987. Textural, isotopic and RRE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, p. 121-135.
- Dupuy, C., Dostal, J., et Boivin, P.A., 1986. Geochemistry of ultramafic xenoliths and their host alkali basalts from Tallante, southern Spain. *Mineral. Mag.*, 50, p. 232-239.
- Dürr, S.H., 1967. Geologie de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalusien). *Geol. Romana*, 6, p. 1-73.
- Edwards, S.J., 1990. Harzburgites and refractory melts in the Lewis Hills Massif, Bay of Islands ophiolite complex : the base-metals and precious-metals story. *Can. Mineral.*, 28, p. 537-552.
- Fabries, J., Figueroa, O., et Lorand, J.P., 1987. Petrology and thermal history of highly deformed mantle xenoliths from the Montferrier basanites, Languedoc, southern France : A comparison with ultramafic complexes from the North Pyrenean zone. *J. Petrology*, 28, p. 887-919.
- Fischer, G., 1860. Neue mineralien im Schwarzwald. *Neues Jb. Miner. Geol. Paläont.*, p. 795-797.
- Fischer, W., 1988. Approche experimentale du fractionnement magmatique et exemples de redistributions hydrothermales des éléments du groupe du platine (PGE). *Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 160 p.
- Fleet, M.E. et Stone, W.E., 1991. Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, p. 245-253.
- Fleet, M.E., Crocket, J.H. et Stone W.E., 1991. Partitioning of palladium, iridium, and platinum between sulfide liquid and basalt melt : effets of melt composition, concentration, and oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, p. 2545-2554.

- Fleet, M.E., Crocket, J.H. et Stone W.E., 1994. Sulphide liquid/silicate melt partition coefficients for platinum-group elements and gold. *Mineral. Mag.*, 58A, p. 276-277.
- Frey, F.A. et Green, D.H., 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, p. 1023-1059.
- Frey, F.A. et Prinz, M., 1978. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona : petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, p. 129-176.
- Frey, F.A., Suen, C.J. et Stockman, H.W., 1985. The Ronda high temperature peridotite : geochemistry and petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, p. 2469-2491.
- Frick, C., 1973. The sulfides in griquaite and garnet peridotite xenoliths in kimberlite. *Contrib. Minerl. Perol.*, 39, p. 1-16.
- Frizon de Lamotte, D., Guezou, J.C., Andrieux, J., Albertini, M.A., Coulon, M. et Poisson, A., 1990. Comment and reply on "Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (betic-rif alpine orogenic belt) : implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology.*, April, p. 381-382.
- Froidevaux, C., Brousse, R. et Bellon, H., 1973. Hot spot in France? *Nature*, 248, 5451, p. 749-751.
- Fryer, B.J. et Greenough, J.D., 1992. Evidence for mantle heterogeneity from platinum-group-element abundances in Indian Ocean basalts. *Can. J. Earth Sci.*, 29, p. 2329-2340.
- Garnet, M., Wilson, M. et Achauer, U., 1995. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, p. 281-296.
- Garrido, C.J. et Van der Wal, D., 1995. Structural petrology and geochemistry of the Ronda ultramafic massif. A field trip guide. In : "Documents of the 2th International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes", Granada, Spain, H.G. BARSCZUS et F. GERVILLA (Eds), vol. 2, 92 p.
- Garuti, G., Gorgoni, C. et Sighinolfi, G.P., 1984. Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-verbano mantle peridotites (Western Italian Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, p. 69-87.

- Gervilla, F., 1990. Mineralizaciones magmaticas ligadas a la evolucion de las rocas ultramaficas de la serrania de Ronda (Malaga, Espana). *Ph. D. Thesis, universidad de Granada, Spain*, 189 p.
- Gervilla, F. et Leblanc, M., 1990. Magmatic ores in high-temperature Alpine-type lherzolite massifs (Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco). *Econ. Geology*, 85, p. 112-132.
- Gervilla, F. et Remaïdi, M., 1993. Field trip to the Ronda ultramafic massif : an example of asthenosphere-lithosphere interaction ? *Ofioliti*, 18, n°1, p.21-35.
- Goer de Hervé, A. et Mergoïl, J., 1971. Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. In : "*symposium J. JUNG, géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français*", Clermont-Ferrand. p. 345-376.
- Goffé, B., Michard, A., Garcia-Duenas, V., Gonzalez-Lodeiro, F., Monié, P., Campos, J., Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., Martinez-Martinez, J.M. et Simancas, J.F., 1989. First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (S.E. Spain). *Eur. J. Mineral.*, 1, p. 139-142.
- Green, D.H., 1967. High-temperature peridotite intrusions. In : "*Ultramafic and related rocks*", P.J. WYLLIE (Ed.), Wiley, New York, p. 212-222.
- Green, D.H. et Ringwood, A.E., 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, p. 103-190.
- Gueddari, K., 1991. Distribution et comportement géochimique des platinoïdes et de l'or dans le massif ultrabasique des Beni Bousera (Maroc). *D.E.A., Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand*, 62 p.
- Gueddari, K., Piboule, M. et Amossé, J., 1992. Comportement des éléments du groupe du platine (PGE) dans le massif ultrabasique des Beni Bousera (Rif, Maroc). *14ème RST, Toulouse*, p. 74.
- Gueddari, K., Piboule, M. et Amossé, J., 1994a. Comportement des éléments du groupe du platine (PGE) dans les ultrabasites des Beni Bousera (Rif, Maroc) : données préliminaires. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 318, Série II, p. 79-86.

- Gueddari, K., Piboule, M. et Amossé, J., 1994b. Approche géochimique de la distribution des métaux nobles dans les lherzolites et les pyroxénites associées des massifs ultrabasiques Bético-Rifains. *15ème RST, Nancy*, p. 6.
- Gueddari, K., Piboule, M. et Amossé, J., 1995a. Dualité du comportement des platinoïdes (PGE) dans le manteau supérieur : exemple des péridotites des massifs orogéniques et des xénolites des basaltes alcalins. *Beih. z. Eur. J. Mineral.*, 7, n° 1, abstract, p. 97.
- Gueddari, K., Piboule, M. et Amossé, J., 1995b. Origin and geochemical evolution of pyroxenites from Ronda and Beni Bousera ultramafic massifs : Contribution of precious metals study. *EUG 8, Terra abstracts*, 7, p. 286.
- Hamlyn, P.R., Keays, R.R., Cameron, W.E., Crawford, A.J. et Waldron, H.M., 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas : implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, p. 1797-1811.
- Harris, P.G., Hutchison, R. et Paul, D.K., 1972. Plutonic xenoliths and their relation to the upper mantle. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 271, p. 313-323.
- Hartmann, G., 1995a. The behaviour of platinum-group elements and Au during mantle metasomatism. *Beih. z. Eur. J. Mineral.* 7, n° 1, abstract, p. 98.
- Hartmann, G., 1995b. PGE and Au abundances in MORB-source and lithospheric mantle. *EUG 8, Terra abstracts*, 7, p. 145.
- Hertogen, J., Janssens, M.J. et Palme, H., 1980. Trace elements in ocean ridge basalt glasses : implications for fractionation during mantle evolution and petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, p. 2125-2143.
- Hutchison, R., Chambers, A.L., Paul, D.K. et Harris, P.G., 1975. Chemical variation among French ultramafic xenoliths-evidence for a heterogeneous upper mantle. *Mineral. Mag.*, 40, p. 153-170.
- Hutchison, R., Williams, C.T. et Henderson, P., 1986. New varieties of mantle xenolith from Massif Central, France. *Mineral. Mag.*, 50, p. 559-565.
- Ionov, D.A., Hoefs, J., Wedepohl, K.H. et Wiechert, U., 1992. Content and isotopic composition of sulphur in ultramafic xenoliths from central Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, p. 269-286.

- Jackson, S.E., Fryer, B.J., Gosse, W., Healey, D.C., Longerich, H.P. et Strong, D.F., 1990. Determination of the precious metals in geological materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) with nickel sulfide fire-assay collection and tellurium coprecipitation. *Chem. Geology*, 83, p. 119-132.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. et Wanke, H., 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafics nodules. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, p. 2031-2050.
- Janssens, M.J., Hertogen, J., Takahashi, H., Anders, E. et Lambert, P., 1977. Rochechourat meteorit crater : identification of projectile. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 750-758.
- Jaques, A.L. et Green, D.H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral.*, 73, p. 287-310.
- Jardin, L., 1973. Les enclaves basiques et ultrabasiques dans les basaltes alcalins de la chaîne du Devès (Haute-Loire). *Thèse de 3ème cycle, Université Claude Bernard, Lyon*, 119 p.
- Jarvis, K.E., 1990. A critical evaluation of two sample preparation techniques for low-level determination of some geologically incompatible elements by ICP-MS. *Chem. Geology*, 83, p. 89-103.
- Jarvis, K.E., Gray, A.L. et Houk, R.S., 1992. Inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Handbook, Blackie, Chapman and Hall, New York*, 380 p.
- Jones, J.H. et Drake, M.J., 1986. Core formation and Earth's late accretionary history. *Nature*, 323, p. 470-471.
- Keays, R.R., Sewell, D.K.B. et Mitchell, R.H., 1981. Platinum and palladium minerals in upper mantle-derived lherzolites. *Nature*, 294, p. 646-648.
- Kempton, P. D, 1987. Mineralogic and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolite xenoliths : enriched mantle source regions of basalts? In : "*Mantle Metasomatism*", M.A. MENZIES et C.J. HAWKESWORTH (Eds), London Academic Press, p. 45-89.
- Kornprobst, J., 1966. A propos des péridotites du massif des Beni-Bouchera (Rif septentrional, Maroc). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallog.*, LXXXIX, p. 399-404.

- Kornprobst, J., 1969. Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc) : étude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. *Contr. Mineral. Petrol.*, 23, p. 283-322.
- Kornprobst, J., 1970. Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Bousera : une étude expérimentale entre 1100 et 1500 °C sous 15 et 30 Kb de pression sèche. *Ibid.*, 29, p. 209-309.
- Kornprobst, J., 1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, n° 251, 256 p..
- Kornprobst, J., Piboule, M., Boudeulle, M. et Roux, L. 1982. Corundum-bearing garnet pyroxenites at Beni Bousera (Morocco) : an exceptionally Al-rich clinopyroxene from "grospydites" associated with ultramafic rocks. *Terra cognita* 2, 3, p. 257-259.
- Kornprobst, J. et Vielzeuf, D., 1984. Transcurrent crustal thinning : a mechanism for the uplift of deep continental crust/ upper mantle associations. In : "Kimberlites II. The mantle and crust-mantle relationships", J. KORNPROBST (Ed.), Amsterdam, Elsevier, p. 347-359.
- Kornprobst, J., Piboule, M. et Tabit, A., 1987. Diversité des clinopyroxénites à grenat associées aux massifs ultramafiques orogéniques : éclogites, ariégites, griquaites et grospydites; une discussion. *Bull. Soc. géol. France*, (8), III, n° 2, p. 345-351.
- Kornprobst, J., Piboule, M., Roden, M. et Tabit, A., 1990. Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco) : original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle? *J. Petrology*, 31, p. 717-745.
- Kornprobst, J., Tabit, A., Targuisti, K., Draoui, M. et Woodland, A.B., 1995. A trip to Beni Bousera ultramafic massif (Morocco), structural and petrological data. A field trip guide. In : "Documents of the 2th International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes", Granada, Spain, H.G. BARSCZUS et F. GERVILLA (Eds), vol. 3, 50 p.
- Kuno, H. et Aoki, K.I., 1970. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Phys. Earth. Planet. Interiors*, 3, p. 273-301.

- Kurat, G., Palme, H., Spettel, B., Baddenhausen, H., Hofmeister, H., Palme, C., Wänke, H., 1980. Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria : evidence for a variety of upper mantle processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, p. 44-65.
- Kushiro, I., 1969. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. J. Sc.*, 267, A, p. 269-294.
- Leblanc, M., 1986. Co-Ni arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco. *Can. J. Earth Sci.*, 23, p. 1592-1602.
- Leblanc, M. et Johan, Z., 1986. Un nouveau type de minéralisation platinifère : exemple des filons à arseniures de nickel et chromite du massif lherzolitique des Beni-Boussera (Maroc). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, Série II, n°2, p. 163-166.
- Leblanc, M. et Gervilla, F., 1988. Platinum-group elements and Au distribution in Ni arsenide-chromite veins from Rifo-Betic lherzolite massifs (Morocco-Spain). In : "Geoplatinum 87", H.M. PRICHARD, P.J. POTTS, J.F.W. BOWLES et S.J. CRIBB (Eds), London, Elsevier, p. 181-198.
- Leblanc, M., Gervilla, F. et Jedwab, J., 1990. Noble metals segregation and fractionation in magmatic ores from Ronda and Beni Boussera lherzolite massifs (Spain, Morocco). *Mineral. Petrol.*, 42, p. 233-248.
- Legendre, O., 1982. Minéralogie et géochimie des platinoïdes dans les chromitites ophiolitiques, comparaison avec d'autres types de concentrations en platinoïdes. *Thèse de 3ème cycle, Université de Paris VI*, 171 p.
- Longerich, H.P., Jenner, G.A., Fryer, B.J. et Jackson, S.E., 1990. ICP-MS analysis of geological samples : a critical evaluation based on case studies. *Chem. Geology*, 83, p. 105-118.
- Loomis, T.P., 1972a. Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2475-2496.
- Loomis, T.P., 1972b. Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2449-2474.
- Loomis, T.P., 1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am. J. Sc.*, 275, p. 1-30.

- Lorand, J.P., 1983. Les minéraux opaques des lherzolites à spinelle et des pyroxénites associées : une étude comparative dans les complexes orogéniques et dans les enclaves des basaltes alcalins. *Thèse de 3ème cycle, Université de Paris VI et Muséum National d'Histoire Naturelle*, 258 p.
- Lorand, J.P., 1985. The behaviour of the upper mantle sulfide component during the incipient alteration of "Alpine"-type peridotites as illustrated by the Beni Bousera (Northern Morocco) and Ronda (Southern Spain) ultramafic bodies. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 34, p. 183-209.
- Lorand, J.P., 1987a. Sur l'origine mantellaire de l'arsenic dans les roches du manteau : exemple des pyroxénites à grenat du massif lherzolitique des Beni Bousera (Rif, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Série, II, p. 383-386.
- Lorand, J.P., 1987b. Caractères minéralogiques et chimiques généraux des microphases du système Cu-Fe-Ni-S dans les roches du manteau supérieur : exemples d'hétérogénéités en domaine sub-continentale. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 4, p. 643-656.
- Lorand, J.P., 1989. Abundance and distribution of Cu-Fe-Ni sulfides, sulfur, copper and platinum-group elements in orogenic-type spinel lherzolite massifs of Ariège (northeastern Pyrenees, France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, p. 50-64.
- Lorand, J.P., 1990. Are spinel lherzolite xenoliths representative of the abundance of sulfur in the upper mantle? *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, p. 1487-1492.
- Lorand, J.P. et Conquéré, F., 1983. Contribution à l'étude des sulfures dans les enclaves de lherzolite à spinelle des basaltes alcalins (Massif Central et Languedoc, France). *Bull. Minéral.*, 106, p. 585-605.
- Lorand, J.P., Keays, R.R. et Bodinier, J.L., 1993. Copper and noble metal enrichments across the lithosphere-asthenosphere boundary of mantle diapirs : evidence from the Lanzo lherzolite massif. *J. Petrology*, 34, p. 1111-1140.
- Lorand, J.P. et Pattou, L., 1995. Large-scale and small-scale variations in the contents of noble metals within the mantle source of spinel lherzolites. In : "*Documents of the 2th International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*", Granada, Spain, H.G. BARSCZUS (Ed.), vol. 1, abstract, p. 34.

- Loubet, M., 1976. Géochimie des terres rares dans les massifs de péridotites dits de "haute température" : évolution du manteau terrestre. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VII*, 357 p.
- Loubet, M., 1981. Analyse géochimique de divers nodules de péridotites en enclaves dans les basaltes alcalins ou des pipes de kimberlites : mise en évidence de leur nature résiduelle. *Bull. Minéral.* 104, p. 642-654.
- Loubet, M., Shimizu, N. et Allègre, J.C., 1975. Rare Earth Elements in Alpine peridotites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, p. 1-12.
- Loubet, M. et Allègre, C.J., 1982. Trace element in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. *Nature*, 298, p. 809-814.
- Lundeen, T.M., 1978. Emplacement of the Ronda peridotite Sierra Bermeja, Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 172-180.
- Maaloe, S. et Aoki, K.I., 1977. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 161-173.
- MacDonald, A.J., 1987. The Platinum-group element deposits : classification and genesis. *Geoscience, Canada*, 14, n° 3, p. 155-165.
- MacRae, N.D., 1979. Silicate glass and sulfides in ultramafic xenoliths, Newer basalts, Victoria, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, p. 275-280.
- Maury, R.C. et Varet, J., 1980. Le volcanisme tertiaire et quaternaire de France. In : *"Colloque C7, Géologie de la France", Mémoire du BRGM, n°107*, p. 137-159.
- McBryde, W.A.E., 1972. Platinum metals. In : *"encyclopedia of geochemical and environmental sciences"*, R.W. FAIRBRIDGE (Ed.), Van Nostrand Reinhold Co., New York.
- McDonough, W.F. et Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geology*, 120, p. 223-253.
- Menzies, M., 1983. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas : evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In : *"Continental basalts and mantle xenoliths"*, C.J. HAWKESWORTH et M.J. NORRY (Eds), p. 92-110.

- Mercier, J.C., 1972. Structures des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaï. Regards sur la constitution du manteau supérieur. *Thèse de 3ème cycle, Université de Nantes*, 229 p.
- Mercier, J.C. et Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrology*, 16, p. 454-487.
- Michard, A., Chalouan, A., Montigny, R. et Ouazzani-Touhami, M., 1983. Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 296, Série II, p. 1337-1340.
- Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A. et Saddiqi, O., 1991. Les corrélations entre les chaînes bético-rifaines et les Alpes et leurs conséquences. *Bull. Soc. géol. France*, t. 162, n° 6, p. 1151-1160.
- Mitchell, R.H. et Keays, R.R., 1981. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites : implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, p. 2425-2442.
- Morgan, J.W., 1986. Ultramafic xenoliths : clues to earth's late accretionary history. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 12 375-12 387.
- Morgan, J.W., Wandless, G.A., Petrie, R.K. et Irving, A.J., 1981. Composition of the earth's upper mantle I. Siderophile trace elements in ultramafic nodules. *Tectonophysics*, 75, p. 47-67.
- Morley, C.K., 1992. Notes on Neogene basin history of the Western Alboran Sea its implications for the tectonic evolution of the Rif-Betic orogenic belt. *J. Afric. Earth Sci.*, 14, p. 57-65.
- Murck, B.W., Burrus, R.C., et Hollister, L.S., 1978. Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. *Am. Mineral.*, 63, p. 40-46.
- Nadkarini, R.A. et Morisson, G.M., 1974. Determination of the noble metals in geological materials by neutron activation analysis. *Analytical Chemistry*, 46, p. 232-236.

- Naldrett, A.J., 1973. Nickel sulfide deposits. Their classification and genesis with special emphasis on deposits of volcanic association. *Can. Min. Inst. Met. Trans.*, 76, p. 183-201.
- Naldrett, A.J., Hoffman, E.L., Green, A.H., Chou, C.L., Naldrett, S.R. et Alcock, R.A., 1979. The composition of Ni-sulfides ores, with particular reference to their content of PGE and Au. *Can. Mineral.*, 17, p. 403-415.
- Naldrett, A.J. et Duke, J.M., 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208, p. 1417-1424.
- Nicolas, A., et Jackson, E.D., 1972. Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Bull. Suisse Mineral. Petrol.*, 52, p. 479-495.
- Nicolas, A., Lucazeau, F. et Bayer, R., 1987. Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France : textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. In : "Mantle xenoliths", P.H. NIXON, (Ed.), New York : John Willey & Sons, p. 563-574.
- "Nouveau traité de chimie minérale", 1958. Ru-Os-Rh-Ir-Pd-Pt. R. CHARONNAT, G. CIEPKA, M. DELEPINE, Cl. DUVAL et P. POULENC, dirigé par P. PASCAL, Editions Masson et Cie, tome XIX.
- Nixon, P.H., Pearson, D.G. et Davies, G.R., 1991. Diamonds : the oceanic lithosphere connection with special reference to Beni Bousera, North Morocco. In : "Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, T.J. PETERS et al. (Eds), Kluwer Academic Publ., p. 275-289.
- Obata, M., 1980. The Ronda peridotite : garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrology*, 21, p. 533-572.
- Obata, M., 1982. Reply to W. Schubert's comments on "The Ronda peridotite : garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion". *J. Petrology*, 23, p. 296-298.
- Obata, M., 1994. Material transfert and local equilibria in a zoned kelyphite from a garnet pyroxenite, Ronda, Spain. *J. Petrology*, 35, p. 271-287.

- Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, D., Johan, Z. et Fontaine, C., 1994. Où sont les minéralisations des intrusions mafiques-ultramafiques ? *Géochronique*, 49, p. 21-24.
- O'Neill, H.St.C., Dingwell, D.B., Borisov, A., Spettel, B. et Palme, H., 1995. Experimental petrochemistry of some highly siderophile elements at high temperatures, and some implications for core formation and the mantle's early history. *Chem. Geology*, 120, p. 255-273.
- Orberger, B., Lorand, J.P. et Keays, R.R., 1995. Platinum group elements in the nan uttaradit ophiolite, Thailand : indicators for interaction between upper mantle peridotites and boninitic melts. *EUG 8, Terra abstracts*, 7, p. 336.
- Oshin, I.O. et Crocket, J.H., 1982. Noble metals in Thetford mines ophiolites, Québec, Canada; Part I : distribution of gold, iridium, platinum and palladium in the ultramafic and gabbroic rocks. *Econ. Geology*, 77, p. 1556-1570.
- Paul, D., Crocket, J.H. et Nixon, P.H., 1979. Abundances of palladium, iridium and gold in kimberlites and associated nodules. In : "Proc. 2nd Int. Kimberlite Conf.", F.R. BOYD et H.O.A. MEYER (Eds), *Am. Geophys. Union*, 1, p. 272-279.
- Peach, C.L., Mathez, E.A. et Keays, R.R., 1990. Sulfide melt-silicate melt distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB : implications for partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, p 3379-3389.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H. et Milledge I.H.J., 1989. Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. *Nature*, 338, p. 60-62.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.B. et Matthey, D.P., 1991. Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco : derivation from subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, p. 289-301.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., et Nixon, P.H., 1993. Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco. *J. Petrology*, 34, p. 125-172.
- Perrier, G. et Ruegg, J.C., 1973. Structure profonde du Massif Central Français, *An. Geophys.*, 29, p. 435-502.

- Picard, C., 1995. Distribution des éléments du groupe des platinoïdes dans le séquence ophiolitique Eocène-Oligocène de Nouvelle Calédonie. *Rapport, Université française du pacifique et Service des mines de Nouméa*, 47 p.
- Picard, C., Amossé, J., Piboule, M., et Giovenazzo, D., 1995. Physical and chemical constraints on the PGE behaviour during crystallization of a basaltic komatiite liquide, example of the Proterozoic Delta sill (New Quebec, Canada). *Econ. Geology*, sous presse.
- Platt, J.P. et Vissers R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere : a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17, p. 540-543.
- Polvé, M., 1983. Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques : contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VII*, 206 p.
- Rajmani, V. et Naldrett, A.J., 1978. Partitioning of Fe, Co, Ni, and Cu between sulfide liquide and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulfide deposits. *Econ. Geology*, 73, p. 82-93.
- Reisberg, L. et Zindler, A., 1986/1987. Extreme isotopic variations in the upper mantle : evidence from Ronda. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81, p. 29-45.
- Reisberg, L., Zindler, A. et Jagoutz, E., 1989. Sr and Nd isotopic compositions of garnet and spinel bearing peridotites in the Ronda ultramafic complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, p. 161-180.
- Reisberg, L., Allègre, C.J. et Luck, J.M., 1991. The Re-Os systematics of th'e Ronda ultramafic complex of southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105, p. 196-213.
- Remaïdi, M., 1993. Etude pétrologique et géochimique d'une association péridotites réfractaires-pyroxénites dans le massif de Ronda (Espagne). Implications pour les mécanismes de circulation des magmas dans le manteau supérieur. *Thèse de l'Université de Montpellier*, 386 p.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T. et Jermoumi, B., 1982. Structure and emplacement of the alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco : a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, p. 231-251.

- Ross, J.S. et Keays, R.R., 1979. Precious metals in volcanic-type nickel sulfide deposits in Western Australia. I : Relationship with the composition of the ores and their host rocks. *Can. Mineral*, 17, p. 417-435.
- Saddiqi, O., 1988. Tectonique de la remontée du manteau : les péridotites des Beni Bousera et leur enveloppe métamorphique, Rif interne, Maroc. *Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 155 p.
- Saddiqi, O., Reuber, I. et Michard, A., 1988. Sur la tectonique de dénudation du manteau infracontinental dans les Beni Bousera, Rif septentrional, Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, Série II, p. 657-662.
- Saint-Jours, C., 1988. Thermodynamique des mélanges polyanioniques liquides à base d'oxydes : modélisation thermodynamique et mesures de capacités en soufre. *Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble*, 170 p.
- Sato, M., 1972. Intrinsic oxygen fugacities of iron-bearing oxide and silicate minerals under low total pressure. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 135, p. 289-307.
- Schubert, W., 1977. Reaktionen im alpinotypen peridotit masiv von Ronda (Spanien)-und seinen partiellen. Schmelzprodukten. *Contr. Miner. Petrol.*, 62, p. 205-220.
- Schubert, W., 1982. Comments on "The Ronda peridotite : garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion" by M. Obata. *J. Petrology*, 23, p. 293-295.
- Shimizu, N. et Allègre, J.C., 1978. Geochemistry of transition elements in garnet lherzolite nodules. *Contr. Mineral. Petrol.*, 67, p. 41-50.
- Skinner, B.J., Luce, F.D., Dill, J.A., Ellis, D.E., Hagan, H.A., Lewis, D.M., Odell, D.A., Sverjensky, D.A. et Williams, N., 1976. Phase relations in the ternary of the system Pt-Pd-Fe-As-S. *Econ. Geology*, 71, p. 1469-1475.
- Sobolev, N.V., Kuznetsova, J.R.I.K. et Zyuzin, N.I., 1968. The petrology of grospydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia. *J. Petrology*, 9, p. 253-280.
- Stockman, H.W., 1982. Noble metals in the Ronda and Josephine peridotites. *Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass. (unpublished)*, 236 p.

- Stockman, H.W. et Hlava, P.F., 1984. Platinum-group minerals in alpine chromitites from south-western Oregon. *Econ. Geology*, 79, p. 491-508.
- Stone, W.E., Crocket, J.H. et Fleet, M.E., 1990. Partitioning of palladium, iridium, platinum, and gold between sulfide liquid and basalt melt at 1200 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, p. 2341-2344.
- Suen, C.J. et Frey, F.A., 1987. Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, p. 183-202.
- Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 179-192.
- Tabit, A. et Kornprobst, J., 1989. Evidence d'une cristallisation fractionnée à basse pression dans le massif des Beni Bousera (Maroc) : les pyroxénites à grenat-corindon et les dunités à grenat. *Colloque de Géologie Franco-Marocain, Strasbourg*, abstract, p. 187.
- Telouk, P., 1993. Développement de la spectrométrie ICP-MS dans les domaines de l'archéologie et de la géologie, utilisation de l'ablation laser. *Thèse de l'Université Claude Bernard, Lyon*. 177 p.
- Thompson, A.B., 1979. Metamorphism in a model mantle, I. predictions of P-T-X relations in CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂. In : "The mantle sample : inclusions in kimberlites and other volcanics", *Proc. 2nd int. kimberlite conf., F.R. BOYD et H.O.A MEYER (Eds)*, 2, p. 15-18.
- Torné, M., Banda, E., Garcia-Duenas, V. et Balanya, J.C., 1992. Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, p. 163-171.
- Torres-Roldan, R.L., 1979. The tectonic subdivision of the betic zone (Betic cordilleras, southern Spain) : its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt. *Am. J. Sci.*, 279, p. 19-51.
- Totland, M., Jarvis, I. et Jarvis, K.E., 1993. Determination of the platinum-group elements and gold in solid samples by slurry nebulisation ICP-MS. *Chem. Geology*, 104, p. 175-188.

- Tredoux, M., De Wit, M.J., Hart, R.J., Armstrong, R.A., Lindsay, N.M. et Sellschop, J.P.F., 1989. Platinum group elements in a 3.5 Ga Nickel-Iron occurrence : possible evidence of a deep mantle origin. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 795-813.
- Tubia, J.M. et Gil Iburguchi, J.I., 1991. Eclogites of the Ojen nappe : a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Geol. Soc. London*, 148, p. 801-804.
- Tubia, J.M. et Cuevas J., 1987. Structures et cinématique liées à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geodin. Acta Paris*, 1, p. 59-69.
- Van der Wal, D., 1993. Deformation processes in mantle peridotites. *Geologica Ultraiectina, Ph. D. Thesis, Utrecht University, published*, 102.
- Vielzeuf, D., 1983. The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, p. 301-311.
- Vilminot, J.C., 1962. Les nodules de péridotite dans les basaltes du Velay (Haute-Loire). *Thèse de 3ème cycle, Paris*, 105 p.
- Virgot, D., Luth, R.W., Moats, M.A. et Ulmer, G.C., 1988. Constraints on the oxidation state of the mantle : an electrochemical and ^{57}Fe Mössbauer study of mantle-derived ilmenites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, p. 1781-1794.
- Wasson, J.T., 1974. Meteorites. *Springer Verlag*, 10, 316 p.
- Weijermars, R., 1987. The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 139-157.
- Wendlandt, R.F., 1982. Sulfur saturation of basalt and andesite melts at high pressure and temperature. *Am. Mineral.*, 67, p. 877-895.
- Westerhof, A.B., 1977. On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serrania de Ronda, southern Spain. *Tectonophysics*, 39, p. 579-591.
- Westland, A.D., 1981. Inorganic chemistry of the platinum-group elements. In : "*Platinum-Group Elements : mineralogy, geology, recovery*", L.J. CABRI (Ed.), *Can. Inst. Min. Metall. Spec. vol.*, 23, p. 5-18.

- Wilshire, H.G., 1984. Mantle metasomatism : the REE story. *Geology*, 12, p. 395-398.
- Wood, S.A., 1987. Thermodynamic calculations of the volatility of the platinum-group elements (PGE) : the PGE content of fluids at magmatic temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, p. 3041-3050.
- Woodland, A.B., Kornprobst, J. et Wood, B.J., 1992. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs. *J. Petrology*, 33, p. 203-230.
- Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldan, R.L. et Garcia-Casco, A., 1989. Alpine tourmaline-bearing muscovite leucogranites, intrusion age and petrogenesis, Betic Cordilleras, SE Spain. *N. Jb. Miner. Mh.*, p. 513-520.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M. et Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, p. 79-82.
- Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S.R., Enders, R. et Goldstein, S., 1983. Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature*, 304, p. 226-230.

ANNEXE ①

***PETROGRAPHIE DES PERIDOTITES DE
RONDA ET DES BENI BOUSERA***

Quelques caractéristiques minéralogiques des péridotites étudiées (Ronda)

Echantillon	JR2b	JR5 et JR8	JR11 et JR12	JR13 et JR14
Texture	porphyroclastique	porphyroclastique à granoblastique	porphyroclastique	porphyroclastique à granoblastique
Fracturation	très intense	intense	intense	intense
Déformation	nette	nette	nette	faible
Altération	forte	modérée	moyenne à forte	modérée
Olivine	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * découpée en petits grains * très serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * largement majoritaire * découpée en petits grains * kinks + extinctions roulantes * serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * souvent porphyroclastique * inclusions de spinelle * fracturée * largement serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * largement majoritaire * inclusions de spinelle * découpée en petits clastes * kinks + extinctions onduleuses * serpentinisée
Opx	<ul style="list-style-type: none"> * parfois en porphyroclastes allongés * découpé en petits morceaux 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * taille moyenne * inclusion d'olivine, de Cpx, de spinelle et d'opaqes * lamelles fines d'exsolution (Cpx) * parfois allongé et déformé * extinctions peu onduleuses 	<ul style="list-style-type: none"> * toute taille * gros clastes allongés * inclusions de spinelle * exsolutions lamellaires de Cpx 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * hétérogranulaire * surtout arrondi (JR14) * inclusions de spinelle et d'opaqes * exsolutions * peu déformé et fracturé
Cpx	<ul style="list-style-type: none"> * peu abondant * fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * taille petite à rarement moyenne * inclusions d'olivine et d'opaqes * exsolutions rares * extinction roulante * déformé 	<ul style="list-style-type: none"> * peu abondant * parfois exsolutions en lamelles * inclusions d'olivine, d'Opx et de spinelle 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * découpé en petits à moyens clastes * inclusions d'olivine, d'Opx, de spinelle et d'opaqes * exsolutions
Spinelle	<ul style="list-style-type: none"> * en petits grains bruns à bordures noires * très fracturé et découpé en petits morceaux 	<ul style="list-style-type: none"> * brun * petits grains (1 mm) * souvent associé à la kélyphite 	<ul style="list-style-type: none"> * brun foncé * xénomorphe * assez fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * brun clair * peu abondant * petite taille * allongé et très fracturé (JR14) * bordures noires (JR14)
Opagues	<ul style="list-style-type: none"> * en petits filaments entourant parfois les anciens clastes 	<ul style="list-style-type: none"> * relativement fréquents * surtout disséminés dans les zones altérées * rarement en inclusion 	<ul style="list-style-type: none"> * très rares * associés au spinelle ou dans les veines d'altération 	<ul style="list-style-type: none"> * quantité très faible * surtout dans les veines d'altération * rarement en inclusion
		<p>Grenat: * hétérogranulaire, plus ou moins kélyphité et fracturé</p> <ul style="list-style-type: none"> * développement du spinelle et d'une mosaïque à pyroxènes et olivine à son contact * parfois inclusions d'olivine 		

Ronda (suite)

Echantillon	JR15	JR16	JR17	JR18	JR26
<i>Texture</i>	porphyroclastique	porphyroclastique	porphyroclastique	porphyroclastique	porphyroclastique
<i>Fracturation</i>	intense	limitée à intense	très intense	intense	intense
<i>Déformation</i>	faible	faible	nette	nette	faible
<i>Altération</i>	modérée	modérée	moyenne à forte	forte	modérée
<i>Olivine</i>	<ul style="list-style-type: none"> * majoritaire * porphyroclastique à clastique * inclusions non observées * kinks + extinctions roulantes * très fracturée et serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * majoritaire * surtout porphyroclastique * inclusions non observées * kinks + extinctions roulantes * fracturée et serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * découpée en petits clastes * kinks + extinctions roulantes * assez serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * souvent en gros clastes * kinks + extinctions roulantes * largement serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * majoritaire * clastique * très fracturée * kinks + extinctions roulantes * serpentinisée
<i>Opx</i>	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe, taille variable * inclusions d'olivine, Cpx, spinelle et opaques * fines lamelles d'exsolution * extinctions onduleuses * fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * surtout porphyroclastique * inclusions d'olivine, de Cpx, de spinelle et d'opaques * fines lamelles et lentilles d'exsolution * légers kinks et extinctions * fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * hétérogranulaire * absence d'inclusions et d'exsolutions * très fracturé * très déformé 	<ul style="list-style-type: none"> * porphyroclastes à forme arrondie * exsolutions en lamelles entrecroisées 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * porphyroclastique à clastique * inclusions de Cpx et de spinelle * exsolutions lamellaires de Cpx * assez fracturé
<i>Cpx</i>	<ul style="list-style-type: none"> * abondant * porphyroclastique à clastique * rares lamelles fines d'exsolution * fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * abondant * xénomorphe * surtout porphyroclastique * fines lamelles et lentilles d'exsolution * extinctions roulantes * fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * peu abondant * xénomorphe * découpé en petits clastes * absence d'inclusions et d'exsolutions * très fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * peu abondant * exsolutions * inclusions de spinelle 	<ul style="list-style-type: none"> * abondant * xénomorphe * clastique * exsolutions non observées * très fracturé
<i>Spinelle</i>	<ul style="list-style-type: none"> * brun jaunâtre * peu abondant * petite taille * assez fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * brun clair * peu abondant * petite taille * surtout en inclusions dans les pyroxènes * assez fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * brun foncé à noir * xénomorphe * petite taille * surtout dans les fractures ou les veines altérées 	<ul style="list-style-type: none"> * brun à bordures noires * xénomorphe, parfois amiboïde 	<ul style="list-style-type: none"> * brun clair * peu abondant * surtout intergranulaire
<i>Minéraux opaques</i>	<ul style="list-style-type: none"> * dans les veines altérées, rarement dans les cassures des Opx * en inclusion surtout dans le Cpx 	<ul style="list-style-type: none"> * associés au spinelle * en inclusions dans les pyroxènes * dans les veines altérées 	<ul style="list-style-type: none"> * très rares * disséminés dans les zones altérées 	<ul style="list-style-type: none"> * associés au spinelle ou dans les veines d'altération 	<ul style="list-style-type: none"> * en inclusions dans les pyroxènes * concentrés dans les veimules * associés au spinelle
	<i>Amphibole</i> : quelques petits grains				

Ronda (suite)

Echantillon	JR27 et JR28	JR31	JR33	JR34 et JR36	JR35
Texture	porphyroclastique	porphyroclastique à gros grains	porphyroclastique	porphyroclastique	porphyroclastique
Fracturation	intense	moyenne	moyenne	intense	modérée
Déformation	faible	faible	faible	nette	faible
Altération	moyenne à forte	modérée	faible	modérée	très faible
Olivine	<ul style="list-style-type: none"> * largement majoritaire * découpée en petits clastes * kinks + extinctions onduleuses * très serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * souvent porphyroclastique * inclusions de spinelle * fracturée * kinks + extinctions roulantes * serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * porphyroclastique à clastique * kinks + extinctions roulantes * peu altérée 	<ul style="list-style-type: none"> * phase quasi exclusive * fracturée * kinks + extinctions roulantes * serpentinisée 	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * xénomorphe * surtout porphyroclastique * kinks + extinctions roulantes * faiblement altérée
Opx	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * porphyroclastique à clastique * inclusions d'olivine et de Cpx * exsolutions en fines lamelles de Cpx * assez fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe à subautomorphe, arrondi * porphyroclastique (peut dépasser 6 mm) * inclusions de spinelle * exsolutions lamellaires d'Opx * kink + extinctions roulantes * peu fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * surtout porphyroclastique * inclusions d'olivine, de Cpx, de spinelle et d'opaques * extinctions onduleuses + kinks * peu fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * exsolutions en fines lamelles de Cpx * inclusion d'olivine et parfois de Cpx 	<ul style="list-style-type: none"> * porphyroclastique * inclusions d'olivine et de Cpx * exsolutions lamellaires ou granulaires de Cpx * kinks + extinctions roulantes * fracturé
Cpx	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * porphyroclastique à clastique * inclusions d'olivine et d'Opx * assez fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * porphyroclastique à clastique * inclusions d'olivine et de spinelle * exsolutions lamellaires d'Opx et de Cpx * kinks + extinctions roulantes 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe * porphyroclastique à clastique * inclusions d'olivine, d'Opx, de spinelle et d'opaques * fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * peu abondant * porphyroclastique à clastique * inclusions d'olivine, Opx et spinelle * exsolutions d'Opx 	<ul style="list-style-type: none"> * surtout porphyroclastique * exsolutions lamellaires ou granulaires * fracturé
Spinelle	<ul style="list-style-type: none"> * brun jaunâtre à noir * petite taille * assez fracturé 	<ul style="list-style-type: none"> * brun sombre * xénomorphe à amiboïde * peu abondant * taille moyenne à petite * interstitiel ou rarement en inclusions * englobe poeciliquement l'olivine et les pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * brun sombre * peu abondant * petite taille * interstitiel ou en inclusion dans les pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * brun à bordures parfois noires * xénomorphe ou amiboïde * à proximité des pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * xénomorphe à automorphe * brun sombre * peu abondant * petite taille * interstitiel
Minéraux opaques	<ul style="list-style-type: none"> * souvent associés au spinelle * concentres dans les zones altérées 	<ul style="list-style-type: none"> * intergranulaire * en inclusion ou dans les zones altérées 	<ul style="list-style-type: none"> * rares * intergranulaires ou en inclusions dans les pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * très rares * associés parfois au spinelle ou dans les veines d'altération * rarement en inclusion dans les pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * absent
					Amphibole : * xénomorphe à parfois subautomorphe * en grains souvent inframillimétriques associés aux pyroxènes et à l'olivine

Quelques caractéristiques minéralogiques des péridotites étudiées (Beni Bousera)

Echantillon	BS1, BS2 et BS22	BS3	BS6
Texture	porphyroclastique	granoblastique à mosaïque tabulaire	protogranulaire à porphyroclastique
Fracturation	intense	intense	moyenne
Déformation	nette	nette	nette
Altération	moyenne à forte	très faible	très faible
Olivine	<ul style="list-style-type: none"> * majoritaire * découpée en petits grains * serpentinisation dans le réseau de fractures 	<ul style="list-style-type: none"> * majoritaire * souvent en petits grains 	<ul style="list-style-type: none"> * majoritaire * petite à moyenne taille * craquelée * faiblement altérée
Opx	<ul style="list-style-type: none"> * porphyroclastique à clastique * gros clastes à lamelles d'exsolution, continues ou discontinues de Cpx, parfois à inclusions de petits grains de Cpx, d'olivine et voire de spinelle * déformé, forme courbée * légère altération dans les fractures 	<ul style="list-style-type: none"> * souvent en petits grains * rares Opx de moyenne taille à inclusions d'olivine et de Cpx 	<ul style="list-style-type: none"> * souvent en gros clastes * inclusions d'olivine * déformé * lamelles d'exsolution de Cpx
Cpx	<ul style="list-style-type: none"> * abondant * souvent en petits grains * parfois fines lamelles d'exsolution 	<ul style="list-style-type: none"> * abondant * en petits grains subautomorphes 	<ul style="list-style-type: none"> * abondant * porphyroclastique à clastique * gros grains à lamelles d'exsolutions déformées
Spinelle	<ul style="list-style-type: none"> * brun * rare * petite à moyenne taille * minéraux opaques dans ses fractures 	<ul style="list-style-type: none"> * taille petite à moyenne * rare * brun clair * englobe parfois l'olivine et les pyroxène 	<ul style="list-style-type: none"> * brun * en position interstitielle * englobe rarement de l'olivine
Opaques	<ul style="list-style-type: none"> * associés au spinelle ou en filaments dans les niveaux serpentinisés * en inclusions dans les pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * interstitiels ou inclus dans les pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * interstitiels * en inclusions dans les pyroxènes * dans les fractures des minéraux silicatés

Beni Bousera (suite)

<i>Echantillon</i>	<i>BS15</i>	<i>BS16</i>	<i>BS17 et BS19</i>
<i>Texture</i>	porphyroclastique à mosaïque fine	granoblastique légèrement hétérogranulaire	porphyroclastique à mosaïque
<i>Fracturation</i>	intense	intense	très intense
<i>Déformation</i>	nette	nette	nette
<i>Altération</i>	très faible	modérée	faible
<i>Olivine</i>	<ul style="list-style-type: none"> * largement majoritaire * kinks + extinctions roulantes * fracturée 	<ul style="list-style-type: none"> * largement majoritaire * xénomorphe, forme parfois losangique * fracturée en petits grains 	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-exclusive * fortement fracturée
<i>Opx</i>	<ul style="list-style-type: none"> * abondant * porphyroclastique à clastique * inclusions de Cpx + olivine * lamelles fines d'exsolution de Cpx * déformé 	<ul style="list-style-type: none"> * en petits grains, rarement de moyenne taille * déformé * exsolutions en lamelles déformées 	<ul style="list-style-type: none"> * peu abondant * xénomorphe * exsolutions en lamelles de Cpx * parfois inclusions de Cpx, d'olivine voire de spinelle * très déformée
<i>Cpx</i>	<ul style="list-style-type: none"> * peu abondant * extinctions roulantes 	<ul style="list-style-type: none"> * en petits grains * rares exsolutions lamellaires d'Opx voire de spinelle 	<ul style="list-style-type: none"> * rare * fracturé
<i>Spinelle</i>	<ul style="list-style-type: none"> * brun sombre * très rare * petite taille * inclusions d'olivine 	<ul style="list-style-type: none"> * brun * en amas polycristallins * peut englober l'olivine et rarement des phases opaques 	<ul style="list-style-type: none"> * brun très sombre à noire * existence de petits grains de spinelle chromifère
<i>Opaques</i>	<ul style="list-style-type: none"> * très rares * interstitiels ou en inclusions dans les pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> * très rares * interstitiels <p>Grenat : très rare et persiste uniquement sous forme de kélyphite *parfois en coronite autour du spinelle</p>	<ul style="list-style-type: none"> * quasi-inexistant à l'exception des petits grains de spinelle chromifère

ANNEXE ②

***ANALYSES (MAJEURS, TRACES ET
METAUX NOBLES) DES PERIDOTITES
(RONDA, BENI BOUSERA)***

Analyses chimiques des majeurs (base anhydre), des éléments traces, des éléments du groupe du platine et de l'or dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.

Echantillon	JR2b	JR5	JR8	JR11	JR12	JR13	JR14	JR15	JR16	JR17	JR18	JR26	JR27	JR28	JR31	JR33	JR34
	Psp	Pgt-sp	Pgt-sp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp
SiO ₂ (%)	47.26	44.14	45.80	45.02	43.94	47.32	45.03	45.42	45.19	45.71	44.27	45.58	44.22	46.05	44.67	44.42	43.86
Al ₂ O ₃	2.02	2.76	4.71	1.26	1.03	1.50	2.13	3.10	3.01	1.18	1.58	3.47	2.62	2.37	1.00	2.54	1.62
FeO _{tot}	8.74	8.70	8.33	7.74	7.87	8.24	8.32	8.21	8.37	7.06	7.72	8.81	7.93	8.01	8.55	7.93	7.85
MnO	0.05	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.13	0.13
MgO	41.24	40.74	37.01	44.73	46.21	40.39	41.64	39.87	40.05	44.93	45.02	38.15	42.80	40.78	43.74	43.01	44.92
CaO	0.34	3.08	3.65	0.96	0.75	2.10	2.49	2.95	2.85	0.96	1.21	3.44	2.14	2.37	1.52	1.47	1.47
Na ₂ O	0.19	0.20	0.11	0.03	0.03	0.17	0.14	0.14	0.17	0.02	0.02	0.17	0.05	0.15	0.26	0.38	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
TiO ₂	0.07	0.18	0.19	0.07	0.00	0.09	0.07	0.15	0.15	0.01	0.00	0.19	0.08	0.11	0.06	0.00	0.06
P ₂ O ₅	0.09	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.00	0.05	0.05	0.03	0.03	0.06	0.08	0.04
P.F. (%)	13.74	5.08	5.38	9.17	11.15	5.64	7.02	5.69	5.13	8.84	10.38	4.55	7.01	10.71	5.43	3.27	3.57
[Mg]	89.37	89.30	88.79	91.15	91.28	89.73	89.92	89.65	89.51	91.90	91.22	88.53	90.58	90.07	90.12	90.62	91.07
MgO/Al ₂ O ₃	20.44	14.78	7.85	35.50	45.06	26.84	19.56	12.87	13.29	38.23	28.51	11.00	16.32	17.20	43.55	16.94	27.65
Ni (ppm)	2171	1949	2002	2276	2289	2210	2136	2116	2129	2292	2233	2123	2198	2047	2375	2414	2451
Co	114	93	96	100	93	95	95	93	90	93	93	95	97	89	98	98	104
Cr	1455	2793	3041	2956	2790	2946	2755	2611	2676	2548	2744	2664	2878	2705	2715	3166	2889
Cu	4	20	21	0	0	7	11	15	11	0	0	21	8	7	1	2	3
Rb	1	1				0	1	0	0	0		1	1	1	1	0	
Sr	9	16				8	6	13	10	4		14	9	6	6		
Y	2	5				4	2	5	4	3		5	3	3	3		
Zr	11	23				7	9	14	20	13		28	24	9	14		
Nb	3	3				2	1	2	2	2		2	3	2	1		
Ir (ppb)	2	2.8	2.7	2.7	4.7	2.6	2	2.5	2.4	3.2	2.9	2.8	2.2	2.3	3.4	3	2.7
Ru	7.7	6.2	8.4	9.5	15.1	6.2	5.4	5.8	6.1	8.9	10.1	6.5	5.7	8.3	8.5	8.5	8.2
Rh	0.99	1.2	1.2	1.8	5.2	1.5	1.5	1.1	1.2	2.4	1.9	1.4	1.4	1.4	1.6	1.4	2.8
Pt	2.4	6	5.4	22.8	5.8	11	16.1	8.1	24.8	5	6.5	9.2	20.8	5.9	5.3	5.2	2.1
Pd	0.66	5.1	9.1	1.6	2.2	4.6	4.4	4.8	5.1	2.7	3.5	5.9	5.3	4.4	4	3.7	1.9
Au		8.2	5	2.7	0.35	4.2	4.1	1.5	2.3	1.4	8.3	1.4	3.4	0.55	4	0.55	2.4

FeO_{tot} : fer total en fer ferreux. [Mg] = (100 x Mg)/(Mg + Fe(2+)).

JR : Ronda; BS : Beni Bousera.

Psp : péridotites à spinelle, Pgt-sp : péridotites à grenat-spinelle.

<i>Echantillon</i>	JR35	JR36	BS1	BS2	BS3	BS6	BS15	BS16	BS17	BS19	BS22
	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Psp	Pgt-sp	Psp	Psp	Psp
SiO ₂ (%)	44.38	44.98	43.61	46.10	44.39	44.93	44.21	44.98	43.77	43.99	44.66
Al ₂ O ₃	0.88	1.77	2.55	4.44	3.03	3.33	2.04	2.76	1.37	0.73	3.28
FeO _{tot}	8.77	7.78	8.29	8.58	8.14	8.48	7.96	8.27	8.48	7.23	8.36
MnO	0.15	0.12	0.13	0.14	0.12	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13
MgO	43.86	44.40	42.68	37.12	41.43	39.85	43.38	41.00	44.47	47.40	40.74
CaO	1.66	0.87	2.50	3.19	2.54	2.94	1.98	2.55	1.45	0.48	2.56
Na ₂ O	0.10	0.04	0.09	0.20	0.25	0.13	0.15	0.12	0.15	0.03	0.19
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.12	0.00	0.10	0.20	0.07	0.14	0.08	0.14	0.06	0.01	0.09
P ₂ O ₅	0.07	0.03	0.05	0.01	0.03	0.05	0.06	0.05	0.14	0.00	0.00
P.F. (%)	1.85	2.93	7.29	8.93	0.00	1.17	0.62	4.56	3.21	4.66	6.11
[Mg]	89.91	91.05	90.18	88.52	90.07	89.33	90.67	89.83	90.34	92.11	89.68
MgO/Al ₂ O ₃	49.76	25.09	16.76	8.37	13.68	11.97	21.26	14.86	32.55	65.04	12.43
Ni (ppm)	2480	2590	2108	1906	2228	2259	2369	2141	2433	2569	2081
Co	103	107	91	86	97	101	99	91	104	103	96
Cr	3168	2528	2952	2738	3099	3131	3472	3224	4048	2867	2962
Cu	1	4	13	16	16	17	8	13	5	0	10
Rb	0		0	2	1	2	0	0	0	0	0
Sr	10		9	12	14	10	7	11	7	3	10
Y	3		3	5	4	3	5	4	1	2	4
Zr	18		14	18	21	20	17	18	16	20	17
Nb	2		2	2	2	1	2	2	3	2	2
Ir (ppb)	5.1	3.4	2.6	1.4	2.3	2.3	2.4	3.4	3	3.7	1.4
Ru	11.3	11.7	5.9	6.2	8.5	7.7	8.4	9.4	7.7	9.1	6.9
Rh	3.3	1.6	1.6	3.0	1.9	1.7	1.1	1.2	0.79	0.6	0.6
Pt	8.9	4.5	8.8	10.7	14.2	16	3.5	11.2	7.2	3	8.4
Pd	4.5	4.9	3	3.3	3.5	4.9	3.6	3.9	1.5	0.85	5.3
Au	0.7	0.65	2.1	2.1	2	2.1	1.3	1.2	2.2	1.1	0.85

ANNEXE ③

**ANALYSES (MAJEURS, TRACES ET
METAUX NOBLES) DES PYROXENITES
(RONDA, BENI BOUSERA)**

Analyses chimiques des majeurs (base anhydre), des éléments traces, des éléments du groupe du platine et de l'or dans les pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera.

Echantillon	JR1a	JR1b	JR1c	JR1d	JR2a	JR2c	JR2d	JR2e	JR2f	JR3a	JR3b	JR3c	JR4	BS8b	BS8c	BS8d	BS8t
Nature faciès	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G
SiO ₂ (%)	46.66	46.90	48.02	47.25	43.23	44.87	43.68	41.91	40.48	47.65	46.52	46.66	44.89	45.08	45.01	44.97	45.67
Al ₂ O ₃	17.43	19.24	19.83	21.01	23.37	19.22	25.22	23.89	24.40	19.73	19.71	21.20	21.31	18.64	21.35	20.21	20.14
FeOtot	6.81	4.04	4.22	3.97	3.81	5.96	3.76	4.62	5.47	3.79	4.81	3.83	5.73	6.16	4.71	5.01	5.33
MnO	0.13	0.08	0.09	0.08	0.08	0.14	0.06	0.08	0.12	0.08	0.09	0.08	0.12	0.14	0.09	0.10	0.12
MgO	12.57	10.77	11.01	10.10	11.42	13.85	9.59	13.57	13.83	10.03	12.51	9.91	14.92	15.31	11.10	11.59	12.38
CaO	13.85	16.28	16.11	15.43	16.40	14.15	15.42	13.22	13.73	16.44	14.40	16.04	11.25	13.54	16.12	16.65	15.05
Na ₂ O	1.65	1.92	0.38	1.92	1.46	1.52	2.01	2.32	1.75	1.99	1.69	2.05	1.55	0.89	1.39	1.19	1.10
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.75	0.16	0.16	0.12	0.09	0.14	0.11	0.05	0.02	0.16	0.11	0.09	0.09	0.13	0.09	0.16	0.09
P ₂ O ₅	0.15	0.61	0.17	0.11	0.14	0.14	0.13	0.34	0.20	0.12	0.15	0.12	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12
PF (%)	0.56	0.59	0.46	0.51	3.37	1.37	1.64	1.88	1.99	1.2	0.71	0.5	0.28	0	0.35	0.54	0.32
[Mg]	76.70	82.60	82.30	81.92	84.23	80.55	81.97	83.95	81.85	82.51	82.26	82.16	82.28	81.58	80.76	80.46	80.56
FeOtot/MgO	0.54	0.38	0.38	0.39	0.33	0.43	0.39	0.34	0.40	0.38	0.38	0.39	0.38	0.40	0.42	0.43	0.43
Al ₂ O ₃ /FeOtot	2.56	4.76	4.70	5.29	6.13	3.23	6.71	5.17	4.46	5.21	4.10	5.53	3.72	3.02	4.53	4.03	3.78
Ni (ppm)	393	265	300	314	365	437	375	549	455	292	429	254	505	471	338	305	380
Co	51	34	38	38	36	53	39	50	49	32	47	32	58	54	43	38	47
Cr	1087	1202	1175	1059	430	776	309	235	536	1130	1093	1066	825	736	1296	731	881
Cu	103	74	76	59	65	56	98	59	62	91	62	74	37	59	107	58	80
Rb	2	2	1	1	1	0	1	0	2	2	3	3	1	1	1	1	0
Sr	224	212	170	167	137	98	154	148	147	254	221	175	136	42	41	45	36
Y	16	7	7	6	3	8	4	3	3	6	5	6	3	5	4	5	5
Zr	50	23	27	22	5	26	21	12	16	16	9	15	11	16	12	17	22
Nb	2	1	0	1	2	3	2	4	2	2	3	2	2	2	3	2	3
Ir (ppb)	0.2	0.19	0.17	0.2	0.2	0.24	0.27	0.22	0.2	0.07	0.12	0.01	0.22	0.15	0.4	0.14	0.2
Ru	2.5	1.8	1.9	1.8	2.7	2.4	2.2	3.3	3.4	1.2	1.6	1.3	1.6	2.2	3.5	2.5	3.9
Rh	0.26	0.09	0.1	0.07	0.44	0.2	0.12	0.17	0.19	0.09	0.1	0.03	0.21	0.43	1.1	0.43	0.93
Pt	0.82	0.77	0.62	0.86	3.1	1.4	0.87	1.1	0.96	0.71	1.2	0.67	1.4	10.4	26.5	15.7	17.6
Pd	2.3	0.89	0.86	0.67	0.89	1.2	0.66	0.66	0.88	0.22	0.7	0.01	1.9	13.5	36.9	17.9	25.3
Au													2.8	3.9	5.4	4.8	16

FeOtot : fer total en fer ferreux. $[Mg] = (100 \times Mg)/(Mg + Fe(2+))$.

JR : Ronda; BS, BB, A et SY : Beni Bousera (les échantillons A et BB correspondent aux données de Gueddari, 1991).

G : grosphydites; Cgt-sp : clinopyroxénites à grenat-spinelle; Wgt et Cgt : pyroxénites à grenat s.s.; Wsp : pyroxénites à spinelle s.l.; O : pyroxénites à tendance orthopyroxénitique; C : clinopyroxénite.

Echantillon	BS5-II (1 et 2)	BS5-3b	BS5-3a	BS5-4	BS5-5	BS5-I (6 et 7)	A1	A2	A3	SY11	SY5CT	SY5-5	SY28CT	BS4	BS7	JR10	JR22
Nature faciès	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	Cgt-sp	Cgt-sp	Wgt	Wgt
SiO2 (%)	43.03	44.00	44.24	43.29	41.77	41.45		42.08		43.27	46.99	44.84	44.25	45.91	47.05	48.65	47.64
Al2O3	18.56	19.16	18.73	19.73	23.79	22.95		22.60		23.61	16.76	20.74	18.79	17.87	16.56	14.24	18.38
FeOtot	4.90	5.25	4.67	5.33	3.64	3.17		4.50		3.96	5.39	5.08	6.38	4.79	4.40	7.11	6.96
MnO	0.11	0.09	0.09	0.11	0.06	0.07		0.05		0.06	0.08	0.08	0.11	0.14	0.12	0.16	0.12
MgO	12.76	13.29	12.82	13.35	9.99	9.66		10.39		9.68	15.14	13.90	17.07	17.47	17.27	13.69	11.33
CaO	18.65	16.86	17.91	16.84	18.62	20.54		18.16		17.84	13.39	13.75	12.04	12.99	13.80	14.14	14.22
Na2O	1.78	1.12	1.29	1.14	1.86	1.86		1.61		1.33	1.86	1.21	1.11	0.71	0.68	1.55	0.87
K2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06		0.25		0.03	0.10	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.16	0.10	0.12	0.09	0.15	0.24		0.35		0.14	0.25	0.17	0.20	0.05	0.04	0.28	0.36
P2O5	0.02	0.13	0.13	0.12	0.12	0.00		0.00		0.08	0.05	0.05	0.06	0.08	0.08	0.18	0.11
PF (%)	0.58	0.38	0.45	0.38	0.86	0.94		1.02		1.26	0.23	0.15	0.09	0.34	1.07	0.01	0.17
[Mg]	82.26	81.84	83.04	81.71	83.04	84.47		80.47		81.33	83.35	82.99	82.67	86.65	87.50	77.43	74.36
FeOtot/MgO	0.38	0.40	0.36	0.40	0.36	0.33		0.43		0.41	0.36	0.37	0.37	0.27	0.25	0.52	0.61
Al2O3/FeOtot	3.78	3.65	4.01	3.70	6.54	7.25		5.03		5.96	3.11	4.08	2.94	3.73	3.77	2.00	2.64
Ni (ppm)	257	343	269	326	212	200				270	416	383	428	368	296	326	312
Co	46	51	43	51	35	31	52	31	37	37	54	50	47	46	46	52	53
Cr	586	836	1363	865	424	406				592	1543	867	1067	1800	1713	1119	663
Cu	62	117	53	99	56	73	92	96	163	154	143	171	107	10	5	90	160
Rb	1	1	1	1	1	1					3	2	2	0	1	2	
Sr	53	39	39	30	35	28					79	31	79	70	76	78	
Y	6	5	5	7	4	4					9	6	6	3	3	8	
Zr	20	19	12	17	13	18					15	14	22	20	17	23	
Nb	1	1	2	2	2	2					3	2	3	1	2	1	
Ir (ppb)	0.21					0.28				0.3	0.19	0.05	0.18	0.44	0.51	0.2	0.052
Ru	1.2					1.6	1	0.8	0.8	2.1	0.85	1.8	1.4	5.4	5.8	2.6	1.3
Rh	0.44					0.6	0.8	0.6	1.8	0.94	0.12	0.11	0.22	2.1	1.2	0.44	0.31
Pt	8.9					13.8	26	11	87	16.9	2	3.5	2.4	3.2	3.2	4.3	5.6
Pd	14.7					26	42	45	72	53.7	1.7	0.86	2.4	6.6	5	11.6	6.3
Au							66	15	30					22.2	6.9	7.2	2.1

Echantillon	JR29	JR30	JR19a	JR19b	JR19c	JR19d	JR21	BS10	BS11	BB5	BB25	BS12	BS14	BS21	JR37	JR38	JR39
Nature faciès	Wgt	Wgt	Wgt	Wgt	Wgt	Wgt	Cgt	Wgt	Wgt	Wgt	Wgt	Cgt	Cgt	Cgt	Wsp	Wsp	Wsp
SiO2 (%)	48.58	48.45	48.35	47.71	47.93	47.87	47.81	44.47	46.79	46.49	50.34	46.85	45.02	48.56	48.73	45.93	46.93
Al2O3	16.19	16.57	11.83	13.24	11.52	12.18	14.76	17.49	13.67	19.00	17.25	14.16	14.30	13.66	13.17	16.15	17.51
FeOtot	8.02	7.74	9.50	9.25	9.74	9.65	6.32	11.19	9.11	11.50	11.00	10.83	11.71	7.47	6.41	7.02	7.10
MnO	0.15	0.15	0.19	0.18	0.20	0.19	0.13	0.24	0.18	0.20	0.21	0.20	0.20	0.15	0.17	0.10	0.14
MgO	10.47	11.07	20.01	16.85	19.27	17.79	16.60	12.42	19.46	10.94	10.56	15.05	12.99	13.72	20.21	15.78	16.27
CaO	13.44	13.70	8.58	10.61	9.71	10.05	13.46	12.38	8.28	8.91	9.84	11.01	13.93	14.64	9.86	12.96	11.46
Na2O	2.24	1.54	0.61	1.37	0.76	1.29	0.59	1.20	1.08	2.20	0.00	1.25	1.04	1.29	0.67	1.29	0.20
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.72	0.67	0.83	0.64	0.76	0.81	0.22	0.48	0.77	0.62	0.69	0.52	0.67	0.38	0.67	0.47	0.32
P2O5	0.19	0.11	0.09	0.14	0.10	0.16	0.10	0.13	0.67	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.10	0.29	0.07
PF (%)	0	0.07	0.42	0.16	0.24	0.07	0.12	0	0	0.13	0	0.52	0	0.2	0.41	0.52	0.18
[Mg]	69.94	71.83	78.97	76.45	77.90	76.67	82.39	66.43	79.20	62.90	63.11	71.24	66.41	76.61	84.90	80.04	80.33
FeOtot/MgO	0.77	0.70	0.47	0.55	0.51	0.54	0.38	0.90	0.47	1.05	1.04	0.72	0.90	0.54	0.32	0.44	0.44
Al2O3/FeOtot	2.02	2.14	1.25	1.43	1.18	1.26	2.33	1.56	1.50	1.65	1.57	1.31	1.22	1.83	2.06	2.30	2.47
Ni (ppm)	192	182	921	710	794	799	615	266	694			343	375	380	707	488	406
Co	49	50	63	60	62	63	57	57	62	48	44	64	59	52	49	56	56
Cr	599	622	1481	1230	1604	1548	1756	530	1040			1138	789	1114	1751	1075	1246
Cu	54	37	53	63	61	88	75	64	41	26	11	56	26	152	68	127	60
Rb	1			1		1		1	0			1	2	2		1	
Sr	56			76		64		19	46			23	31	51		40	
Y	15			21		23		34	19			16	21	10		7	
Zr	44			51		57		28	46			35	25	31		28	
Nb	0			2		2		2	3			2	1	3		3	
Ir (ppb)	0.29	0.098	0.83	0.64	1.5	1.3	0.35	0.28	0.31			0.44	0.53	0.33	0.56	0.51	0.075
Ru	1.6	3	3.9	3.5	4.5	3.8	2.6	1.1	2.9	0.5	1	2.8	0.48	1.2	3.3	2.6	1.8
Rh	0.18	0.22	0.38	0.48	0.65	0.69	0.98	0.3	0.88	0.5	0.4	1	1.3	0.87	0.5	0.4	0.28
Pt	1.6	2	2.7	3.4	4.4	3.9	10.5	6.9	6.1	6	5	9.7	10.3	9.4	3.3	3.2	6.2
Pd	2.3	2.4	4.8	5.6	5.5	3.4	68.3	4.1	6.5	3	4.1	7.6	7.2	18.9	7.3	6.1	5.4
Au	1.2	0.78		0.01	1.6	0.02	8.3		4.3	7	1	36.3	8.4	6.3	3	2.6	1.7

Echantillon	JR41	JR42	JR43	BB27	BS13	JR23	JR25	JR40
Nature faciès	Wsp	Wsp	Wsp	Wsp	Wsp	O	O	O
SiO ₂ (%)	46.79	49.43	48.72	48.37	47.58	56.84	52.59	53.29
Al ₂ O ₃	14.75	10.10	9.94	9.36	8.65	2.48	6.14	2.59
FeOtot	6.01	6.76	8.76	10.53	7.34	5.60	7.52	6.35
MnO	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.11	0.13	0.11
MgO	20.33	21.41	21.30	25.11	29.05	33.17	30.73	36.04
CaO	9.87	9.56	8.71	5.70	6.19	1.26	2.57	1.27
Na ₂ O	1.43	1.23	1.24	0.00	0.56	0.44	0.17	0.11
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.54	1.21	1.03	0.69	0.43	0.07	0.09	0.15
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.13	0.09	0.04	0.03	0.05	0.09
PF (%)	0.52	0.51	0	0	0.13	0.59	0	0.2
[Mg]	85.78	84.94	81.25	80.96	87.58	91.35	87.92	91.00
FeOtot/MgO	0.30	0.32	0.41	0.42	0.25	0.17	0.24	0.18
Al ₂ O ₃ /FeOtot	2.46	1.49	1.13	0.89	1.18	0.44	0.82	0.41
Ni (ppm)	527	605	988		1347	1397	1124	1364
Co	45	51	66	73	72	64	71	73
Cr	3092	2136	1789		2811	4233	3059	5948
Cu	104	4	62	28	47	1	8	0
Rb	1	2	1		1	0		0
Sr	37	73	40		29	3		4
Y	10	15	18		11	2		2
Zr	22	54	60		40	18		13
Nb	1	3	3		2	2		2
Ir (ppb)	0.33	1.4	1.2		2.1	0.57	2.4	2.1
Ru	2	4.7	4	2.2	4.5	3.4	8.8	4.8
Rh	0.49	0.54	0.57	1.5	1.3	0.71	3	1.2
Pt	1.5	1.8	10.6	14	8.5	4.3	11	5
Pd	2.9	2.5	3.3	7.3	8.4	22.3	7.4	2.5
Au	1.7	9.4		7	7.3	1.1	1.3	1.1

ANNEXE ④

***ANALYSES (MAJEURS, TRACES ET METAUX
NOBLES) DES XENOLITES DE PERIDOTITE
A SPINELLE (FRANCE, ESPAGNE)***

Analyses chimiques des majeurs, des éléments traces et des éléments du groupe du platine dans les xénolites de péridotite à spinelle.

Echantillon	B2	B5	VP14	RP1	RP4	RP5	MZ1	MZ2	MZ4	MZ10	ZAN2	MR	MR2	MR4	MR6	MR7	MR9
SiO ₂ (%)	43.84	44.65	45.68	41.21	43.59	43.85	43.91	42.66	41.60	44.88	46.81	44.40	44.20	44.84	45.50	45.83	45.80
Al ₂ O ₃	2.85	1.27	0.75	2.40	4.14	3.38	2.03	2.54	0.71	1.67	1.27	2.14	2.29	2.44	2.76	1.32	2.21
FeOtot	8.46	8.34	8.85	7.32	8.39	6.84	8.15	7.62	8.13	8.33	7.97	9.07	8.75	8.88	8.39	8.86	8.37
MnO	0.16	0.16	0.14	0.13	0.13	0.13	0.15	0.15	0.13	0.15	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.17	0.16
MgO	41.40	43.85	43.36	46.44	38.71	42.06	43.05	43.71	48.74	42.58	41.76	41.23	41.50	40.66	39.58	42.17	40.31
CaO	2.63	1.25	0.88	1.38	3.75	2.64	1.92	2.53	0.32	2.28	1.73	2.49	2.40	2.82	2.83	1.43	2.85
Na ₂ O	0.55	0.42	0.19	0.75	0.74	0.70	0.70	0.60	0.31	0.00	0.22	0.26	0.39	0.00	0.53	0.08	0.16
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.23	0.28	0.27	0.01	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.05	0.00	0.07	0.09	0.22	0.13	0.00	0.02	0.00	0.10	0.06	0.15	0.23	0.20	0.15	0.06	0.06
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.08	0.05	0.05	0.01	0.08	0.08	0.01	0.00	0.01	0.10	0.10	0.00	0.10	0.07	0.07
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
[Mg]	89.71	90.35	89.73	91.88	89.15	91.64	90.40	91.09	91.44	90.11	90.33	89.02	89.42	89.08	89.37	89.46	89.56
Ni (ppm)	2253	2405	2423	2132	1819	1942	2355	2938	2180	2341	2458	2146	2281	2182	2096	2378	2255
Co	105	112	109	112	105	105	103	126	113	100	92	103	107	107	103	108	104
Cr	3108	3661	2757	2311	2441	2784	3318	2188	2890	3052	3366	3519	3388	3109	3715	2829	3493
Cu	0	0	0	4	30	33	0	2	0	0	4	0	0	4	0	0	5
Sr				72	37	56		0	0								
Ir (ppb)	2.6	3.6	3.7	2.2	2.1	3.1	0.31	0.13	0.95	0.51	3.1	1.6	2.7	2.5	2.4	3.6	2.1
Ru	6.6	6.5	6.3	4.4	2.4	3.5	3	1.7	2.2	3.4	5.8	2.9	4.5	3.7	4.3	4.8	3.7
Rh	0.89	1.4	1.2	0.54	0.59	0.82	0.24	1.5	2.3	0.2	1.1	0.58	0.81	0.57	0.77	1	0.66
Pt	7.9	20.8	5.8	8.2	4.5	8.4	0.65	6	7.2	0.57	6.5	2.9	4.4	2.9	2.9	9.6	3.6
Pd	2.7	4.9	2.3	2	3	2.7	0.21	5.9	4.5	0.26	3.9	1.5	2	1.7	1.7	1.7	2.6

Echantillon	LQ1	SE2	SE4	SE8	SE14	ML1	ML3	MB1	MB4	MB12	MB19	MB28	MB29	SJ1	SJ2	M2	M6
SiO2 (%)	44.91	45.62	44.22	46.54	46.80	44.05	44.47	42.28	43.76	44.05	44.54	42.66	41.88	43.04	42.00	42.83	43.48
Al2O3	1.27	1.29	3.05	1.57	3.11	3.63	3.33	3.87	1.76	2.77	2.32	2.54	2.37	3.21	1.35	2.34	1.85
FeOtot	8.62	9.08	8.32	8.29	8.16	8.66	8.42	8.89	8.72	8.46	7.79	7.62	7.21	7.93	8.98	8.13	8.22
MnO	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17	0.15	0.15	0.16	0.15	0.13	0.14	0.15	0.13	0.13	0.18	0.15	0.14
MgO	42.76	41.32	40.86	40.02	37.65	39.70	40.10	41.26	43.65	41.61	42.67	43.71	45.97	41.29	45.90	42.73	43.46
CaO	1.78	2.20	2.85	3.05	3.66	3.18	2.80	2.85	1.51	2.38	1.93	2.53	1.35	3.22	0.98	3.39	2.31
Na2O	0.35	0.17	0.36	0.25	0.18	0.36	0.50	0.40	0.33	0.37	0.47	0.60	0.74	0.92	0.45	0.31	0.39
K2O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.23	0.11	0.14	0.00	0.00
TiO2	0.08	0.09	0.11	0.04	0.18	0.20	0.15	0.21	0.05	0.15	0.08	0.02	0.08	0.11	0.02	0.04	0.05
P2O5	0.07	0.05	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.07	0.03	0.08	0.04	0.03	0.00	0.07	0.09
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.78	0.48	0.71	0.35
[Mg]	89.84	89.02	89.75	89.59	89.16	89.10	89.46	89.22	89.92	89.76	90.71	91.09	91.91	90.28	90.11	90.35	90.41
Ni (ppm)	2367	2257	2142	2142	2083	2106	2164	2229	2346	2233	2007	2414	2600	1995	2559	2492	2399
Co	102	104	99	102	99	102	101	100	110	105	101	112	129	108	142	101	108
Cr	3466	2919	3239	3435	3163	3450	3228	3429	2612	3050		2540	1482	2857	5969	4023	3762
Cu	0	7	0	4	9	6	8	6	0	7	4	16	16	13	75	29	8
Sr												8	45	19	14		
Ir (ppb)	3.6	2.8	2.7	2.8	2	2.8	3.3	3.1	2.5	3.2	3.9	3.4	1.3	1.9	2	2.9	3.3
Ru	6.5	4.1	5.1	5.4	4.3	5.8	6.6	4.5	5.5	7.1	4.9	4.7	2.4	3.3	3.2	6.3	6.2
Rh	0.79	1	0.94	1	0.77	1	1.2	1.1	0.80	1	0.86	1.2	0.45	0.28	1	1.6	1.3
Pt	3.4	6.3	3.6	3.9	4.6	3.8	5.6	11.2	4	5	6.2		4.1	7.4	12.2	9.9	4.7
Pd	0.91	2.4	2.7	3.4	1.8	1.6	3	4.8	2.1	3.3	3.6	1.6	1.6	1.4	7.6	7.3	3.5

Echantillon	M11	L1	P1a	P1b	T8	T11	T12	T16	T18	T21	T32
SiO2 (%)	44.02	45.27	46.26	48.02	45.31	45.27	45.52	45.87	45.72	45.91	46.00
Al2O3	1.56	3.39	3.46	4.54	1.54	2.08	1.32	0.92	1.12	1.53	1.61
FeOtot	8.42	8.51	8.90	8.55	8.38	8.76	8.53	8.40	9.04	8.33	8.71
MnO	0.14	0.14	0.16	0.14	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15
MgO	43.55	38.44	36.61	32.78	42.41	40.53	42.21	42.86	42.20	41.12	40.66
CaO	1.79	3.79	4.15	5.25	1.86	2.77	1.94	1.35	1.35	2.57	2.42
Na2O	0.46	0.20	0.22	0.40	0.16	0.25	0.16	0.33	0.24	0.23	0.21
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.01	0.21	0.18	0.23	0.10	0.10	0.10	0.05	0.10	0.08	0.15
P2O5	0.06	0.05	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08
PF	0.52	2.79	2.34	3.42	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
[Mg]	90.22	88.95	88.00	87.24	90.02	89.19	89.82	90.10	89.27	89.80	89.27
Ni (ppm)	2398	1834	2002	2200	2465	2185	2330	2467	2459	2349	2213
Co	103	95	97	100	107	103	104	108	109	105	105
Cr	3446		2630	2888	2746	3496	3383	3471	3466	3154	3260
Cu	0	37	21	34	3	8	4	2	0	6	3
Sr			38	137							
Ir (ppb)	3.4	3.5	3.2	3.3	2.8	1.7	2.1	2.4	3.2	2.1	2.3
Ru	4.5	4.5	6.3	5.7	6.4	3	3.9	3.4	6	4.1	4.9
Rh	0.97	0.97	1.6	1.3	0.83	0.31	0.67	0.38	1.1	0.76	0.93
Pt	5.5	12.5	5	6	3.9	2.4	4.2	4.7	5.1	4.2	3.0
Pd	1.6	2	2.9	5.5	1.3	0.77	1.5	1.4	1.8	1.4	0.99

LISTE DES FIGURES



PARTIE A - Chapitre I :

Figure 1 : Modèle schématique montrant le partage des PGE entre le magma, les minéraux des gisements chromifères (chromite), nickélifères (sulfures de métaux de base) et platinifères (minéraux du groupe du platine) en fonction des fugacités en oxygène et en soufre	12
Figure 2 : Champ des teneurs du manteau normalisées à la Chondrite C1 et au manteau moyen.....	15
Figure 3 : Fourchette des teneurs en PGE des roches ultrabasiques	16
Figure 4 : Fourchette des teneurs en PGE des roches basiques	16
Figure 5 : Comparaison des teneurs moyennes en PGE des roches ultrabasiques et basiques	17

PARTIE A - Chapitre II :

Figure 6 : Schéma du protocole analytique d'extraction des PGE et de l'Au	24
--	----

PARTIE A - Chapitre III :

Figure 7 : Schéma d'un spectromètre ICP-MS VG PQ 2+	31
Figure 8 : Droite d'étalonnage pour des solutions étalons de 0, 2 et 20 ppb	39

PARTIE A - Chapitre IV :

Figure 9 : Détail d'une pile à électrolyte solide.....	46
Figure 10 : Montage expérimental utilisé pour la détermination de la fugacité intrinsèque en oxygène des espèces minéralogiques	47
Figure 11 : Courbe de la fugacité en oxygène (f_{O_2}) en fonction de la température pour les équilibres Ni/NiO et Co/CoO.....	49

PARTIE B - Chapitre I :

Figure 12 : Situation de la chaîne bético-rifaine par rapport aux chaînes bordant la Méditerranée occidentale	53
--	----

Figure 13 : Carte géologique régionale de la chaîne bético-rifaine	54
Figure 14 : Evolution néogène simplifiée du bassin d'Alboran et de la chaîne bético-rifaine	54
Figure 15 : Carte des principales unités structurales du domaine interne de la chaîne bético-rifaine.....	56
Figure 16 : Différents types de bancs pyroxénitiques observés dans le massif des Beni Bousera.....	59
Figure 17 : Carte du massif de Ronda montrant les limites des faciès et sous-faciès définis par Obata (1980).....	61
Figure 18 : Disposition des roches ultrabasiques dans le massif des Beni Bousera.....	62
Figure 19 : Développement de la zonation minéralogique lors de la remontée du massif de Ronda.....	63
Figure 20 : Trajectoires P-T d'évolution finale du massif de Ronda pour les péridotites à grenat, à spinelle, à spinelle-plagioclase et à plagioclase.....	63
Figure 21 : Trajectoires P-T d'évolution du massif ultrabasique de Ronda.....	64
Figure 22 : Evolution P-T du massif ultrabasique des Beni Bousera.....	65
Figure 23 : Représentation schématique de l'incorporation d'écaillés issues du manteau supérieur dans des séries métamorphiques.....	69
Figure 24 : Modèle interprétatif de mise en place des péridotites de la chaîne bético-rifaine	69
Figure 25 : Evolution tectonique du domaine d'Alboran.....	69
Figure 26 : Schéma d'évolution d'un système de détachement extensionnel.....	72
Figure 27 : Schéma d'évolution de la partie occidentale de la Méditerranée.....	72

PARTIE B - Chapitre II :

Figure 28 : Carte des Beni Bousera montrant les zones de prélèvement des différentes péridotites et pyroxénites étudiées.....	78
Figure 29 : Carte de Ronda montrant la localisation des différentes péridotites étudiées.....	79

PARTIE B - Chapitre III :

Figure 30 : Diagrammes de variation des teneurs en oxydes en fonction des teneurs en CaO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	87
Figure 31 : Evolution du rapport [Mg] en fonction des teneurs en CaO	89

Figure 32 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Ni, Co et Cr) en fonction des teneurs en CaO et des teneurs en Ni en fonction du rapport [Mg] dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	90
Figure 33 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Cu, Zr, Sr et Y) en fonction des teneurs en CaO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera	91
Figure 34 : Champs des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	93
Figure 35 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des péridotites à spinelle ($\text{CaO} \geq 2.5\%$) de Ronda et des Beni Bousera comparés à ceux de Stockman (1982).....	95
Figure 36 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des péridotites à spinelle ($1.9\% < \text{CaO} < 2.5\%$) de Ronda et des Beni Bousera	96
Figure 37 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des péridotites à spinelle ($\text{CaO} < 1.7\%$) de Ronda et des Beni Bousera comparés à ceux des péridotites déprimées de Stockman (1982).....	98
Figure 38 : Spectres des teneurs normalisées au manteau de quelques péridotites.....	99
Figure 39 : Evolution du rapport Pd/Ir en fonction des teneurs en CaO des différentes péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	100
Figure 40 : Diagrammes de variation des teneurs en Pt, Pd et Au en fonction des teneurs en CaO et MgO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera	102
Figure 41 : Position du liquidus des sulfures dans les champs des faciès lherzolitiques	104
Figure 42 : Variation des teneurs en Cu en fonction des teneurs en Al_2O_3 dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	104
Figure 43 : Diagrammes de variation des teneurs en Ir et Ru en fonction de MgO, Al_2O_3 et CaO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera	108
Figure 44 : Diagramme de corrélation entre les teneurs en Ir et celles en Ru dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	110
Figure 45 : Diagrammes de variation des teneurs en Rh en fonction des teneurs en MgO, Al_2O_3 et CaO dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera	111
Figure 46 : Variation des teneurs en Rh en fonction des teneurs en Cu et Ni dans les péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	112
Figure 47 : Solubilité du Rh dans un liquide silicaté en fonction de la fugacité en oxygène à 1430°C	113
Figure 48 : Fugacités en oxygène mesurées expérimentalement par pile à électrolyte solide dans les spinelles de trois échantillons en fonction de la température	114
Figure 49 : Evolution des fugacités en oxygène mesurées par pile à électrolyte solide dans différents minéraux de trois échantillons en fonction de la température.....	115

PARTIE B - Chapitre IV :

Figure 50 : Carte de Ronda montrant la localisation des pyroxénites étudiées	120
Figure 51 : Différents niveaux pétrographiques du banc BS8t (Beni Bousera).....	125
Figure 52 : Différents niveaux pétrographiques du banc BS5 (Beni Bousera).....	127
Figure 53 : Différents niveaux pétrographiques du banc JR1 (Ronda)	133
Figure 54 : Différents niveaux pétrographiques du banc JR2 (Ronda)	133

PARTIE B - Chapitre V :

Figure 55 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de celles en CaO dans les pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera	139
Figure 56 : Variation des teneurs en CaO et Al_2O_3 en fonction du rapport [Mg]	140
Figure 57 : Diagramme discriminant $FeO_{tot}/MgO - Al_2O_3/FeO_{tot}$ des pyroxénites	142
Figure 58 : Diagramme ternaire $Al_2O_3 - FeO_{tot} - MgO$ montrant l'évolution des compositions des pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera.....	143
Figure 59 : Disposition des compositions des pyroxénites dans le diagramme ternaire $Al_2O_3 - FeO_{tot} - CaO$	143
Figure 60 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Ni, Co et Cr) en fonction des teneurs en CaO et du rapport [Mg]	146
Figure 61 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Cu, Y, Sr, Rb, Nb et Zr) en fonction des teneurs en CaO dans les pyroxénites	148
Figure 62 : Diagrammes de variation des teneurs en éléments traces (Cu, Y, Sr, Rb, Nb et Zr) en fonction du rapport [Mg] dans les pyroxénites	149
Figure 63 : Variation des teneurs en Zr et Sr en fonction de celles en Ni dans les pyroxénites	150
Figure 64 : Spectres des terres rares (d'après Kornprobst et al., 1990) des pyroxénites à grenat-corindon des Beni Bousera (pyroxénites type II). Comparaison entre les spectres des pyroxénites à grenat-corindon et des pyroxénites à grenat s.s. des Beni Bousera (pyroxénites type I) ainsi que ceux des gabbros de l'ophiolite d'Oman.....	152
Figure 65 : Spectres des teneurs en terres rares normalisées à la chondrite C1 des pyroxénites à grenat ± corindon de Ronda. Comparaison avec les spectres des pyroxénites à grenat s.s. de Ronda.....	153
Figure 66 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des pyroxénites à spinelle s.l. de Ronda et des Beni Bousera	158
Figure 67 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des pyroxénites à grenat s.s. de Ronda et des Beni Bousera	159

Figure 68a : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des grosphydites des Beni Bousera.....	161
Figure 68b : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des grosphydites de Ronda et des Beni Bousera	162
Figure 68c : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des clinopyroxénites à grenat-spinelle des Beni Bousera	163
Figure 69 : Spectres des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des pyroxénites à tendance orthopyroxénitique de Ronda et des Beni Bousera et d'une clinopyroxénite de Ronda.....	164
Figure 70 : Diagrammes de variation des teneurs en PGE et en Au en fonction des teneurs en CaO dans les pyroxénites	165
Figure 71 : Variation du rapport Pd/Ir en fonction du rapport [Mg].....	166
Figure 72 : Solubilité du Pt et de Ir dans un liquide silicaté en fonction de la fugacité en oxygène à 1430°C	168
Figure 73 : Diagramme de variation du rapport Pd/Ir en fonction du rapport Ni/Cu des pyroxénites à grenat s.s. et des pyroxénites à spinelle s.l.	169
Figure 74 : Diagramme de variation du rapport Ni/Pd en fonction du rapport Cu/Ir des pyroxénites à grenat s.s. et des pyroxénites à spinelle s.l.	169
Figure 75 : Diagrammes de variation des teneurs en Ir, Ru et Rh en fonction des teneurs en Al ₂ O ₃ dans les pyroxénites.....	171
Figure 76 : Diagrammes de variation des teneurs en Pt, Pd et Au en fonction des teneurs en MgO et Al ₂ O ₃ dans les pyroxénites.....	173
Figure 77 : Observation au MEB d'un grain Ag-Pt-Au en association avec un sulfure Fe-Cu inclus dans un Cpx d'une pyroxénite à grenat s.s. de Ronda.....	174
Figure 78 : Champ de variation des teneurs en Ni, PGE, Au et Cu normalisées au manteau des grosphydites de Ronda et des Beni Bousera	176
Figure 79 : Variation des teneurs en Pd en fonction des teneurs en Pt dans les grosphydites de Ronda et des Beni Bousera et dans les deux clinopyroxénites à grenat-spinelle	176
Figure 80 : Variation des teneurs en Rh en fonction des teneurs en Pt dans les grosphydites de Ronda et des Beni Bousera et dans les deux clinopyroxénites à grenat-spinelle	176
Figure 81 : Comparaison entre les spectres des teneurs moyennes en Ni, PGE, Au et Cu des grosphydites appauvries (Ronda et Beni Bousera) et les spectres des MORB	177
Figure 82 : Comparaison entre les spectres des teneurs moyennes en PGE des grosphydites enrichies (Beni Bousera) et les spectres des roches différenciées des complexes ophiolitiques.....	178
Figure 83 : Diagramme de variation du rapport Ni/Pd en fonction du rapport Cu/Ir des grosphydites et des deux clinopyroxénites à grenat-spinelle.	179

Figure 84 : Minéraux du groupe du platine observés au MEB en association avec les sulfures dans les grosphydites enrichies des Beni Bousera.....	180
Figure 85 : Analyse qualitative des grains de Pt, Pd et Au observés au MEB	181
Figure 86 : Diagrammes de variation des teneurs en Pd, Pt et Rh en fonction des teneurs en Cu dans les grosphydites et dans les deux clinopyroxénites à grenat-spinelle.....	183

PARTIE C - Chapitre I :

Figure 87 : Extension et répartition du volcanisme alcalin Tertiaire et Quaternaire en France.....	189
Figure 88 : Différents districts du volcanisme alcalin du Massif Central Français	190
Figure 89 : Ages du volcanisme alcalin du Massif Central	190
Figure 90 : Répartition et distribution des principales textures des xénolites de péridotite à spinelle du volcanisme alcalin du Massif Central.....	194
Figure 91 : Modèle schématique illustrant une remontée asthénosphérique et un manteau anormal à l'aplomb du centre du Massif central.....	196
Figure 92 : Ascension asthénosphérique sous forme de multiples intrusions diapiriques ("modèle de polydiapir")	196
Figure 93a : Principales unités structurales et régions volcaniques Néogène-Quaternaire de la péninsule Ibérique	198
Figure 93b : Zone volcanique de Cabo de Gata et de Cartagène.....	198

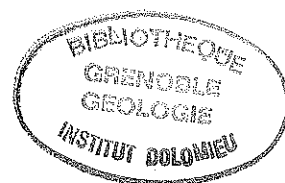
PARTIE C - Chapitre II :

Figure 94 : Carte des différentes provinces volcaniques du Massif Central et de localisation des xénolites de péridotite à spinelle étudiés.....	202
Figure 95 : Les deux appareils volcaniques du village de Tallante.....	201
Figure 96 : Inclusions sulfurées isolées ou en cortège.....	206
Figure 97 : Analyse qualitative d'une inclusion sulfurée isolée.....	208
Figure 98 : Alignements d'inclusions vitreuses renfermant des sulfures indépendamment des inclusions sulfurées isolées	209

PARTIE C - Chapitre III :

Figure 99 : Variation des teneurs en CaO, Al ₂ O ₃ , TiO ₂ et Na ₂ O en fonction des teneurs en MgO dans les xénolites de péridotite à spinelle de France et de Tallante.....	216
---	-----

Figure 100 : Variation des teneurs en éléments traces Ni, Cr, Co, Cu et Sr en fonction des teneurs en CaO.....	218
Figure 101 : Diagramme de variation des teneurs en CaO en fonction du rapport [Mg].....	221
Figure 102 : Comparaison entre le champ des teneurs en PGE normalisées au manteau des xénolites de péridotite à spinelle et ceux des péridotites de Ronda et des Beni Bousera.....	226
Figure 103 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de deux xénolites de Beaunit (Chaîne des Puys)	226
Figure 104 : Spectres de teneurs en PGE normalisées au manteau de trois xénolites de Ray-Pic et d'un xénolite de Vestide du Pal (Vivarais).....	227
Figure 105 : Spectres de teneurs en PGE normalisées au manteau de quatre xénolites de Mazoires et d'un xénolite de Zanière (Cézallier).....	228
Figure 106 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de six xénolites du Col de la Merquière et d'un xénolite de La Quille (Escandorgue)	228
Figure 107 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de quatre xénolites de Saint-Eble, deux xénolites de Le Moulard et six xénolites de Mont-Briançon (chaîne de Devès).....	229
Figure 108 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de deux xénolites de Saint-Jean le Centenier (Coirons).....	230
Figure 109 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de trois xénolites de Montboissier (Limagne-Livradois).....	230
Figure 110 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de trois xénolites du Luberon (Provence)	231
Figure 111 : Spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau de sept xénolites de Cabero negro (Tallante)	231
Figure 112 : Tendances générales des spectres des teneurs en PGE normalisées au manteau des xénolites étudiés.....	232
Figure 113 : Minéraux du groupe du platine de la famille du platine observés au MEB en association ou à proximité des sulfures.....	236
Figure 114 : Analyse qualitative des différents grains de Pt et/ou de Pd observés.....	237
Figure 115 : Variation des teneurs en PGE en fonction de celles en CaO	239
Figure 116 : Diagramme de variation du rapport Pd/Ir en fonction des teneurs en CaO.....	240



LISTE DES TABLEAUX

PARTIE A - Chapitre I :

Tableau 1 : Principales propriétés physico-chimiques des PGE et de l'Au.....	10
Tableau 2 : Quelques utilisations des PGE et de l'Au.....	10
Tableau 3 : Teneurs en PGE et en Au de la Chondrite C1 publiées dans la littérature.	14
Tableau 4 : Valeurs de normalisation proposées par Barnes et al. (1988) et utilisées dans ce travail.	14

PARTIE A - Chapitre II :

Tableau 5 : Taux d'extraction de la méthode utilisée avec et sans IK.....	22
Tableau 6 : Teneurs en PGE et en Au recommandées pour des standards internationaux comparées à celles obtenues par notre méthode.....	22
Tableau 7 : Produits utilisés pour la préparation des solutions analytiques	23

PARTIE A - Chapitre III :

Tableau 8 : Exemples des différents types d'interférences spectroscopiques.....	35
Tableau 9 : Teneurs en PGE et en Au d'un blanc des réactifs utilisés	37
Tableau 10 : Abondance, interférences et choix des isotopes des PGE.....	41

PARTIE A - Chapitre IV :

Tableau 11 : Mesures de fO_2 dans le spinelle, l'olivine et le Cpx en fonction de la température.....	49
--	----

PARTIE B - Chapitre I :

Tableau 12 : Datation de quelques pyroxénites et roches métamorphiques associées aux massifs ultrabasiques bético-rifains.....	68
---	----

Tableau 13 : Caractéristiques pétrographiques des minéralisations associées aux massifs ultrabasiques bético-rifains	74
---	----

PARTIE B - Chapitre III :

Tableau 14 : Gamme de composition en éléments majeurs (base anhydre) des péridotites de Ronda et des Beni Bousera étudiées	85
Tableau 15 : Fourchette de variation de la composition dans les différents termes péridotitiques étudiés	86
Tableau 16 : Coefficients de partage péridotite/liquide silicaté proposés par Frey et al. (1985) pour les péridotites de Ronda.....	90
Tableau 17 : Teneurs en PGE des phases minérales de trois péridotites étudiées comparées à celles d'autres péridotites.....	101

PARTIE B - Chapitre IV :

Tableau 18 : Composition minéralogique des différentes pyroxénites étudiées du massif ultrabasique des Beni Bousera.....	121
Tableau 19 : Assemblages minéralogiques des différents groupes de pyroxénites étudiées appartenant au massif de Ronda.....	129
Tableau 20 : Stades évolutifs des grosphydites.....	136

PARTIE B - Chapitre V :

Tableau 21 : Fourchette de variation des teneurs en éléments majeurs et traces et des rapports [Mg], FeOtot/MgO et Al ₂ O ₃ /FeOtot dans les différentes pyroxénites étudiées.....	141
Tableau 22 : Teneurs en terres rares de quatre grosphydites de Ronda	153
Tableau 23 : Gamme de variation des teneurs en PGE et en Au et des rapports (Pd/Ir) _{nm} et (Pd/Cu) _{nm} des pyroxénites des Beni Bousera et de Ronda étudiées	156
Tableau 24 : Variation des teneurs en Pd et en Ir et du rapport Pd/Ir dans les péridotites et les pyroxénites de Ronda et des Beni Bousera.	155
Tableau 25 : Variation des teneurs en PGE, Au, Ni, Cu et des rapports (Pd/Ir) _{nm} et (Pd/Cu) _{nm} des deux populations de grosphydites.	160
Tableau 26 : Teneurs en Cu, Ir et Pd dans les MORB comparées aux moyennes des teneurs des grosphydites de Ronda et des Beni Bousera.	178
Tableau 27 : Coefficients de partage D ^{SL} des PGE et de l'Au entre liquide sulfuré et liquide silicaté.....	182

PARTIE C - Chapitre I :

Tableau 28 : Estimations des conditions d'équilibre de température et de pression des péridotites de différentes textures.....	195
---	-----

PARTIE C - Chapitre II :

Tableau 29: Caractéristiques des xénolites de péridotite étudiés.....	203
--	-----

PARTIE C - Chapitre III :

Tableau 30 : Coefficients de corrélation linéaire des nodules de péridotite à spinelle.....	215
Tableau 31 : Moyenne des teneurs en oxydes des péridotites mantelliques.....	217
Tableau 32 : Teneurs minimales, maximales et moyennes en PGE des nodules de péridotite à spinelle étudiés.....	223
Tableau 33 : Estimation du manteau supérieur et compilation des teneurs en Ir et Pd ainsi que du rapport Pd/Ir dans les xénolites de péridotite à spinelle et à grenat.....	224
Tableau 34 : Comparaison des teneurs minimales, maximales, moyennes en Ir et Pd et du rapport Pd/Ir entre les nodules de péridotites à spinelle de France et de Tallante et les nodules d'autres localités.....	225
Tableau 35 : Teneurs en PGE des phases minérales constitutives d'un nodule de péridotite à spinelle de Mont-Briançon, comparées à celles d'autres péridotites.....	234
Tableau 36 : Contribution des minéraux à la composition en PGE de la roche totale.....	235

