NATURE ET REPARTITION DES FILONS BASIQUES DANS LA SECTION MANTELLAIRE DE L'OPHIOLITE D'OMAN : Implications pour la genèse des MORBs Implications pour la genèse des MORBs

Marie Python

▶ **To cite this version:**

Marie Python. NATURE ET REPARTITION DES FILONS BASIQUES DANS LA SECTION MANTELLAIRE DE L'OPHIOLITE D'OMAN : Implications pour la genèse des MORBs Implications pour la genèse des MORBs. Géologie appliquée. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2002. Français. NNT : . tel-00010212

HAL Id: tel-00010212

https://theses.hal.science/tel-00010212

Submitted on 20 Sep 2005

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.

Table des matières

Liste des tableaux **iii**

Table des figures **v**

Remerciement **xxiii**

Introduction **1**

1 Cadre général de l'étude **5**
1.1 Cadre géotectonique général de l'Oman 7
1.2 Géologie des montagnes d'Oman 8
1.2.1 Les unités autochtones et para-autochtones 10
1.2.2 Les unités allochtones 11
1.2.3 Les unités néo-autochtones 17
1.2.4 En résumé : Les grandes étapes ayant marqué la formation des montagnes d'Oman 17
1.3 Position du sujet 22
1.3.1 L'ophiolite d'Oman 22
1.3.2 Les filons de la section mantellaire d'Oman 24
1.3.3 Étude des filons sur l'ensemble en l'ophiolite d'Oman : objectifs de la thèse 27

2 Caractéristiques lithologiques des filons mantellaires d'Oman **29**
2.1 Quelques définitions concernant les modes d'affleurement des filons 31
2.2 Les Troctolites 33
2.2.1 Les faciès d'imprégnation : Harzburgites et Dunites à Plagioclase et/ou Clinopyroxène 33
2.2.2 Les Troctolites au sens strict 38
2.2.3 Les Troctolites à Clinopyroxène 44
2.3 Les Gabbros à Olivine 48
2.3.1 Les modes d'affleurement 48
2.3.2 Les caractères pétrographiques 50
2.4 Les Gabbros Indifférenciés 53
2.4.1 Les modes d'affleurement 53

2.4.2 Les caractères pétrographiques 55
2.5 Les Gabbronorites 56
2.5.1 Les modes d'affleurement 57
2.5.2 Les Gabbronorites dont l'Orthopyroxène est une phase tardive ou contemporaine des autres phases 63
2.5.3 Les Gabbronorites ne contenant pas d'Olivine ou dont l'Orthopyroxène est une phase précoce 66
2.6 Les Pyroxénites et Wehrlites 76
2.6.1 les Pyroxénites en filon 79
2.6.2 Les Pyroxénites en rubanement 90
2.7 Les autres faciès 95
2.7.1 Les Amphibololites 95
2.7.2 Les Diabases 96
2.7.3 Les Plagiogranits 97
2.7.4 Un faciès métamorphique : Des Diopsidites et Gabbros à textures particulière 104
2.8 Les échantillons crustaux 112
2.9 Synthèse 118

3 Caractéristiques géochimiques des différentes phases minérales (les éléments majeurs et quelques éléments traces) ; Répartition des filons sur la surface de l'ophiolite 123
3.1 Chimie des Feldspaths 125
3.2 Chimie des Olivines 131
3.3 Chimie des Pyroxènes 141
3.3.1 Les éléments majeurs dans les Orthopyroxènes 144
3.3.2 Les éléments majeurs dans les Clinopyroxènes 153
3.3.3 Quelques résultats sur des éléments traces dans les pyroxénites . . . 168
3.4 Chimie des Amphiboles 169
3.5 Synthèse - Conclusion 174
3.6 Répartition de caractéritiques filoniennes le long de la surface de l'ophiolite d'Oman 181
3.6.1 Répartition des caractères lithologiques 182
3.6.2 Répartition de quelques caractères géochimiques 190
3.6.3 Répartition des caractères structuraux, comparaison avec d'autres données structurales telle l'orientation du complexe filonien 190

4 Discussion sur la pétrogénèse des filons mantelliques d'Oman : implications pour l'ophiolite 193
4.1 Caractérisation des magmas parents 194
4.2 Comparaison avec les données sur la croûte gabbroïque : implications pour l'ophiolite de Suma'il 199
4.2.1 Comparaison avec les gabbros de la section crustale omanaise . . . 200

4.2.2 Comparaison avec les gabbros océaniques crustaux 204
4.3 Calcul des Xmg et An % des liquides à l'équilibre : comparaison avec le chimisme des M.O.R.B. et implications pétrologiques 205
4.3.1 Méthodes de calcul et résultats obtenus 206
4.3.2 Caractéristiques chimiques des liquides à l'équilibre 212
4.3.3 Comparaison des liquides à l'équilibre calculés avec les basaltes océaniques 213

Conclusion **221**

Annexes **225**

A Cartes représentant la répartition des faciès lithologiques des filons mantellaires en Oman **227**
Cartes de répartion des types lithologiques et des orientations de filons 227
Cartes de répartion de quelques caractères chimiques 241
Cartes de répartion des caractères chimiques des liquides à l'équilibre 241

B Article : Nature and distribution of mafic dykes in the mantle section of the Oman ophiolite. **269**
B.1 Abstract 270
B.2 Introduction 270
B.3 Previous work 271
B.4 Field, petrographic and geochemical characters of the Oman mantle dykes. 273
B.4.1 Rock names versus rock families 274
B.4.2 Lithological diversity 274
B.4.3 Mineral composition 276
B.4.4 Field characters and distribution 277
B.5 Discussion 278
B.5.1 Parent melts of Oman mantle cumulates 278
B.5.2 Focused MORB delivery in the crustal section 280
B.5.3 Influence of melt migration on MORB composition 281
B.5.4 Tectonic setting of the Oman ophiolite : the mantle dykes perspective. 283
B.6 Conclusion 284
B.7 References 284
B.8 Tables and Figures captions 287
B.9 FIGURES 290

Bibliographie **297**

Liste des tableaux

2.1 Tableau présentant les proportions de phases mineures (en pourcentage du nombre d'échantillons récoltés) pour chaque type lithologique. 112

2.2 Tableau récapitulant les principales caractéristiques pétrographiques des lithologies filoniennes de la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman. *Trc. : Troctolites ; G.Ol. : Gabbros à olivine ; G. : Gabbros indifférenciés ; Gnor. : gabbronorites ; Pyr. : pyroxénites ; F.H. : Faciès Hydrothermaux ; Gra. : faciès granitiques ; Pl : plagioclase ; Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Am : amphibole ; Qz : quartz ; Opq : opaques ; FK : feldspath potassique ; Bt : biotite ; Ad- : adcumulat ; Méso- : mésocumulat ; Ortho- : orthocumulat ; Mos. : mosaïque ; Dol- : doléritique ; Cor- : texture de corosion-recristallisation.* 120

2.3 Tableau récapitulant les quantités et proportions des différentes lithologies filoniennes rencontrées dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman. *N.m. : nombre d'échantillons récoltés dans la section mantellaire ; N.c. : nombre d'échantillons récoltés dans la section crustale ; P.ech. : proportion du monbre total d'échantillons représentée par le nombre N.m. ; P.Fam : proportion du nombre total d'échantillons pour la famille lithologique correspondante ; symb. : symbole utilisé par la suite pour désigner la lithologie correspondante sur les graphiques géochimiques et les cartes.* 121

3.1 Limites de détection analytique par élément et par minéral. 124

3.2 Barres d'erreur analytique par élément et par minéral ; $Mg\#$ *: rapport* $100\frac{Mg}{Mg+Fe}$ *;* $Ca\#$ *: rapport* $100\frac{Ca}{Ca+Na}$. 125

3.3 Barres d'erreur et limites de détection analytiques de l'ICP-MS du C.R.P.G. de Nancy pour chaque éléments (voir le site http ://www.crpg.cnrs-nancy.fr/SARM pour plus d'informations). 169

3.4 Tableau récapitulant les principaux caractères chimiques pour chaque phase minérale en fonction du type lithologique considéré. *Plagio. : plagioclases ; An % : teneur en anorthite des plagioclases ; Fo : teneur en forstérite des olivines ;* Wo *% : teneur en wollastonite des clinopyroxènes ;* $Xmg = 100\ \frac{Mg}{Mg+Fe}$ *;* $Xmg* = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$ *;* $(8 - Si)$ *: aluminium dans le site tétraédrique dans les amphiboles ;* $(Na + K)_A$ *: cations dans le site A dans les amphiboles. Les concentrations en* MnO*,* NiO*,* Cr_2O_3*,* Al_2O_3*,* TiO_2 *et* Na_2O *dans les olivines et pyroxènes sont données en pourcentages de poids d'oxydes ; les concentrations en aluminium dans le site tétraédrique et en cations (Na et K) dans le site A dans les amphiboles sont données en nombre d'atomes dans la formule structurale.* 178

4.1 Composition moyenne des MORBs calculée d'après les 20 285 données de la Ridge Database (http ://earthref.org/GERM/) et des compositions typiques d'une andésite et d'une rhyolite (Miyashiro, 1974). 197

Table des figures

1.1 Images composites construites à partir de photos satellites de la terre (Imageur Landsat et scanner multispectral Landsat) montrant la localisation de l'Oman. *(a)* : Continents Eurasiatique et Africain ; *(b)* : Péninsule Arabique ; *(c)* : Vue générale de l'ophiolite (recouvrant le nord de l'Oman et une partie des Émirats Arabes Unis). 6

1.2 Carte structurale générale d'une partie de la chaîne plissée Alpino-Himalayenne montrant la localisation de la plaque Arabique et la répartition des ophiolites le long de la suture Alpine (extrait de Coleman, 1981). 7

1.3 Carte tectonique simplifiée de l'Oman et du Sud de l'Iran montrant les principales unités lithologiques rencontrées, dont la nappe de Suma'il (modifié d'après Coleman, 1981 ; Lippard et al., 1986, Rabu et al.,1993). 9

1.4 Schéma très simplifié récapitulant les principales lithologies des différentes unités présentes dans les montagnes d'Oman et la position tectonique des nappes allochtones (modifié d'après Searle et Malpas, 1980 ; Ernewein, 1987 ; Rabu et al., 1993). 10

1.5 Coupe générale d'axe nord-sud de l'Oman montrant les positions des différentes nappes et les rapports entre les principales unités structurales (extrait de Michard, 1983, modifié d'après Glennie, 1974). Les nappes d'Hawasina et de Suma'il se mettent en place entre les unités sédimentaires du Permo-Mésozoïques et Maastrichtiennes. 11

1.6 Log synthétique résumant la section de la nappe ophiolitique de Suma'il (extrait de Nicolas, 1989). 13

1.7 Reconstitution palinspastique du bassin de Hawasina au Trias supérieur (modifié d'après Béchennec et al., 1989). 16

1.8 Profils illustrant les étapes principales de la formation et de l'évolution de la marge passive Arabe et du bassin d'Hawasina (extrait de Béchennec et al., 1988). 18

1.9 Image composite construite à partir de photos satellites de la terre (Imageur Landsat et scanner multispectral Landsat) montrant les montagnes d'Oman et localisant les différents massifs et les principaux wadis. 19

1.10 Carte géologique simplifiée de la séquence ophiolitique des nappes d'Oman localisant les principales villes et wadis (contours géologiques digitalisés d'après les cartes géologiques de l'ophiolite d'Oman du BRGM au $250\,000^{ème}$). 21

1.11 Coupe ouest-nord-ouest à est-sud-est dans le diapir de Maqsad parrallèle à l'axe de la paléo-dorsale, cette coupe illustre la rotation rapide des structures mantellaire à l'aplomb du diapir (modifié d'après Ceuleneer et al., 1988 ; Nicolas, 1989) 22

1.12 Diagrammes stéréographiques montrant l'orientation préférentielle des struxtures dans le Massif de Suma'il. Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (extrait de Ceuleneer et al., 1988). 24

1.13 Carte de répartion des faciès filonien dans la section mantellaire du massif de Maqsad (extrait de Ceuleneer et al., 1996). Les abondances représentent la proportion de surface d'un affleurement occupée par les filons par rapport à celle occupées par l'encaissant *Faible : $< 1\,\%$; Moyenne : 1 à 5 % ; Forte : $> 5\,\%$*. Les flèches représentent les principales linéations mesurées dans les harzburgites montrant la localisation du diapir. 25

1.14 Schéma d'évolution du diapir de Maqsad (extrait de Benoit, 1997). La lithosphère apparaît en jaune, l'asthénosphère en grisé ; les filons de troctolites sont représentés en rouge, de gabbros à olivine en bleu et de pegmatites (pyroxénites et gabbronorites appauvris) en vert ; *(a)* : montée des isothermes et formation des pyroxénites et gabbronorites appauvris dans la lithosphère hydratée ; *(b)* : cristallisation de faciès filonniens de troctolites et de gabbro(norite)s à olivine ; *(c)* : le cœur du diapir atteint le moho ; les troctolites percolantes cristallisent. 26
1.15 Dimensions comparées de l'ophiolite d'Oman et d'un segment de la dorsale Est Pacifique (Ceuleneer, 1986). 28

2.1 Exemple de filon tel qu'il se présente le plus souvent sur le terrain (massif de Haylayn, Sultanat d'Oman). 30
2.2 Imprégnations diffuses dans les péridotites d'Oman. 31
2.3 Exemples de chenaux diffus. 32
2.4 Faces sciées de deux échantillons de dunite imprégnée du massif de Hilti où on observe le caractère pœcilitique des plagioclases et/ou des clinopyroxènes. 33
2.5 Deux lames minces faites dans des échantillons du massif de Hilti montrant le caractère pœcilitiques des plagioclases et des clinopyroxènes. Les olivines apparaissent en cristaux sub-automorphes. Lumière transmise polarisée, nicols croisés. 34
2.6 Texture partiellement recristallisée d'une harzburgite à plagioclase, le clinopyroxène garde son caractère pœcilitiques (massif de Hiliti, échantillon 99 HI 71c). Lumière polarisée, nicols croisés. 35
2.7 Diagramme représentant les compositions modales des harzburgites et des dunites à plagioclase et/ou clinopyroxènedans le système plagioclase (Pl) – olivine + orthopyroxène (Ol + Opx) – clinopyroxène (Cpx). 35
2.8 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines, clinopyroxènes et orthopyroxènes dans les faciès d'imprégnation (en rouge). En gris, pour comparaison, sont représentés l'ensemble des faciès troctolitiques (harzburgites et dunites à plagioclase et/ou clinopyroxène, troctolites et troctolites à clinopyroxène). 36
2.9 Deux exemples de filon à contact franc avec l'encaissant, Sultanat d'Oman. 37
2.10 Face sciée d'un échantillon de troctolite à épontes diffuses (massif de Kahwad, échantillon 99 KW 6d). 38
2.11 Troctolite à texture de recuit (massif de Suma'il, échantillon 90 OG 27c). Lumière polarisée, nicols croisés. 38
2.12 Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès troctolitiques en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles. 39
2.13 Troctolite à texture partiellement recristallisée : les textures de recuits alternent avec les textures d'adcumulat (massif de Nakhl, échantillon 00 NA 66). Lumière polarisée, nicols croisés. 40

2.14 Troctolite à texture d'adcumulat (massif de Samad, échantillon 99 SD 4a). Lumière polarisée, nicols croisés. 40
2.15 Olivine interstitielle englobant des cristaux de plagioclase dans un échantillon de troctolite (massif de Suma'il, échantillon 95 M 159b). Lumière polarisée, nicols croisés. 41
2.16 Clinopyroxène apparaissant à la jonction entre les plagioclases et les olivines dans un échantillon de troctolite (massif de Suma'il, échantillon 90 OG 27c). Lumière polarisée, nicols croisés. 41
2.17 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases et olivines dans les troctolites et les troctolites à clinopyroxène et en clinopyroxènes dans les troctolites à clinopyroxène (en rouge). Voir la légende de la figure 2.8 pour l'histogramme en gris. . . . 42
2.18 Face sciée d'un échantillon de troctolite à clinopyroxène, le clinopyroxène apparaît en plages pœcilitiques englobant des cristaux sub-automorphes de plagioclase et olivine (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 32). 43
2.19 Diagramme représentant les compositions modales des troctolites et des troctolites à clinopyroxène dans le système plagioclase (Pl) - olivine (Ol) - clinopyroxène (Cpx). 43
2.20 Échantillon de troctolite à clinopyroxène montrant les clinopyroxène pœcilitiques (massif de Nakhl, échantillon 00 NA 66). 43
2.21 Deux lames minces de troctolite à clinopyroxène du massif de Nakhl vues en lumière polarisée avec nicols croisés montrant des clinopyroxènes pœcilitiques englobant les olivines et les plagioclases. 44
2.22 Texture recristallisée des plagioclases et des olivines dans une troctolite à clinopyroxène, le clinopyroxène apparaît en plages pœcilitiques (massif de Suma'il, échantillon 95 M 2). Lumière polarisée, nicols croisés. 45
2.23 Troctolite à clinopyroxène non déformé du massif de Samad (échantillon 00 SD 43) montrant le caractère pœcilitique du clinopyroxène et des cristaux sub-automorphes de plagioclase en inclusion dans l'olivine. 46
2.24 Filons parallèles de gabbro à olivine tels qu'on les voit sur le terrain (massif de Kahwad, sultanat d'Oman). 47
2.25 Exemple de zonage minéralogique dans un filon de gabbro à olivine (massif de Nakhl, sultanat d'Oman). 47
2.26 Échantillon de gabbro à olivine à grains fins avec croissance harrisitique aux épontes (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 46). 48
2.27 Exemple d'échantillon de gabbro à olivine à grain moyen (massif de Samad, échantillon 99 SD 1). 48
2.28 Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de gabbros à olivine en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : FZS : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; FZN : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; HIL : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; KWD : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; MSB : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; NAW : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; NAE : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; SAM : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; RUS : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; SDS : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; NRS : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; MQD : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; IBR : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; WTN : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles. 49
2.29 Échantillon de gabbro à olivine contenant plus de 15 % de spinelle (massif de Haylayn, échantillon 00 RU 23b). 50

2.30 Échantillon de gabbro à olivine déformé et pariellement mylonitisé (massif de Kahwad, échantillon 99 KW 16b). 50
2.31 Gabbro à olivine à texture d'adcumulat (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 33). Lumière polarisée, nicols croisés. 50
2.32 Gabbro à olivine à gros grains et à texture de mésocumulat (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 29). Lumière polarisée, nicols croisés. 50
2.33 Clinopyroxène intersticiel dans une lame de gabbro à olivine à texture de mésocumulat (massif de Suma'il, échantillon 89 OG 58c). Lumière polarisée, nicols croisés. 51
2.34 Texture partiellement recristallisée d'un gabbro à olivine (massif de Sarami, échantillon 97 SA 12c). Lumière polarisée, nicols croisés. 51
2.35 Diagramme représentant les compositions modales des gabbros à olivine dans le système plagioclase (Pl) - olivine (Ol) - clinopyroxène (Cpx). 52
2.36 Diagramme représentant les compositions modales des gabbros à olivine à amphibole ou à oxyde dans le système plagioclase (Pl) - olivine (Ol) - clinopyroxène + amphibole (Cpx + Am). 52
2.37 Exemples de deux lames minces de gabbro à olivine riche en amphibole vus en lumière transmise polarisée. 53
2.38 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines et clinopyroxènes dans les gabbros à olivine (en bleu). En gris : histogrammes représentant les fréquences de concentration pour l'ensemble des faciès " gabbros à olivine " (gabbros à olivine au sens strict, gabbros à olivine à hornblende et/ou riches en opaques, gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est tardif). 54
2.39 Échantillon de gabbro déformé et partiellement recristallisé, sans amphibole (massif de Sarami, échantillon 00 SA 26). Lumière polarisée, nicols croisés. 55
2.40 Diagramme représentant les compositions modales des gabbros indifférenciés et des gabbros à amphibole dans le système ternaire plagioclase (Pl) - clinopyroxène (Cpx) - amphibole (Hb). 55
2.41 Exemple de filon de gabbronorite plurimétrique rencontré sur le terrain (massif de Fizh, Sultanat d'Oman). 56
2.42 Exemple de filon de gabbronorite centimétrique, cette forme de filon de gabbronorite est celle que l'on rencontre le plus couramment sur le terrain (massif de Nakhl). 56
2.43 Imprégnations diffuses de pyroxènes (orthopyroxène et clinopyroxène) et de plagioclases dans la harzburgite (massif de Fizh, sultanat d'Oman). 57
2.44 Champ de filons de gabbronorite partiellement mylonitisés associé à une zone de déformation du Wadi Fizh (massif de Fizh). 57
2.45 Exemple de gabbronorite pegmatitique contenant des orthopyroxènes visiblement subautomorphes ainsi que de l'amphibole cristallisant en couronne autour des ces derniers (massif de Hilti). 57
2.46 Exemple de gabbronorite mylonitisée dans une zone de déformation du Wadi Bani-Umar al'Gharbi (massif de Fizh). 58
2.47 Gabbronorite pegmatitique dans le massif de Nakhl, les cristaux peuvent dépasser les dix centimètres de longeur. 58
2.48 Exemple d'éponte mylonitique pour une gabbronorite (Wadi Salahi dans le massif de Hilti, sultant d'Oman). 58
2.49 Harzburgite mylonitisée à l'éponte d'un filon de gabbronorite pegmatitique dans le massif de Suma'il. 58
2.50 Filon de gabbronorite pegmatitique vu en détail, des variations de la taille des grains sont clairement visibles (massif de Fizh). 59
2.51 Gabbronorite à olivine à texture d'adcumulat (massif de Suma'il, échantillon 95 M 168b). Lumière polarisée, nicols croisés. 59

2.52 Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de gabbronorite en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles. 60
2.53 Deux lames minces faites dans des échantillons du massif de Musibit. Gabbronorites à olivine avec et sans hornblende à texture de mésocumulat, la cristallisation des pyroxènes est tardive par rapport à celles des olivines et des plagioclases, l'orthopyroxène en particulier apparaît en position interstitielle et l'amphibole se place dans les interstices entre grains. Lumière polarisée, nicols croisés. 61
2.54 Diagramme représentant les compostions modales des gabbronorites à olivine (gabbros à olivine et orthopyroxène, gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est précoce) dans le système ternaire plagioclase (Pl) – olivine (Ol) – pyroxènes (Cpx + Opx). 61
2.55 Diagramme représentant les compostions modales des norites et des norites à hornblende et/ou oxyde dont l'orthopyroxène est une phase précoce dans le système ternaire plagioclase (Pl) – orthopyroxène (Opx) – amphibole (Am). 61
2.56 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines, clinopyroxènes, orthopyroxènes et amphibole dans les gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est tardif (en bleu). En jaune sont représentés les histogrammes montrant les fréquences de concentration pour l'ensemble des gabbros contenant en même temps de l'olivine et de l'orthopyroxène sans distinction de texture. Voir la légende de la figure 2.38 pour les histogrammes en gris. 62
2.57 Faces sciées de deux échantillons de gabbronorite et deux échantillons de norite dont l'orthopyroxène est sub-automorphe en inclusion dans les autres phases. 63
2.58 Faces sciées de deux échantillons montrant l'amphibole se développant en couronne autour des orthopyroxènes. 64
2.59 Faces sciées de deux échantillons de gabbronorites mylonitisés. 65
2.60 Exemple d'échantillon de norite pegmatitique avec zonation minéralogiques (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 19b). 65
2.61 Exemple d'échantillon de gabbronorite à grains fins avec croissance harrisitique des cristaux aux épontes (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 40b). 65
2.62 Gabbronorite à olivine en imprégnation du massif de Fizh les olivines sont en inclusion dans les plagioclases et dans les orthopyroxènes (échantillon 00 FZ 40e). Lumière polarisée, nicols croisés. 66
2.63 Échantillon de norite montrant le caractère précoce de l'orthopyroxène et tardif du plagioclase (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 22b). Lumière polarisée, nicols croisés. 66
2.64 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines, clinopyroxènes et orthopyroxènes dans les gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est une phase précoce (en orange). En gris : histogrammes représentant les fréquences de concentration pour l'ensemble des faciès de gabbronorite (gabbronorites, gabbronorites à olivine, norites riches en hornblendes et/ou en opaques, gabbronorites riches en hornblendes et/ou en opaques). Voir la légende de la figure 2.56 pour l'histogramme en jaune. 67

2.65 Échantillon de gabbronorite à texture d'adcumulat, les orthopyroxènes apparaissent sub-automorphes (massif d'Ibra, échantillon 99 IB 6). Lumière polarisée, nicols croisés. 68
2.66 Échantillon de gabbronorite à texture de mésocumulat montrant le caractère interstitiel des plagioclases (massif de Wuqbah, échantillon 97 WU 2). Lumière polarisée avec nicols croisés. 68
2.67 Échantillon de gabbronorite partiellement recristallisé dans le plagioclase, cet échantillon est sans doute une ancienne pegmatite qui a subi une déformation assez poussée à une température suffisement élevée pour permettre la recristallisation (massif de Suma'il, échantillon 90 OG 131c). Lumière polarisée, nicols croisés. 69
2.68 Échantillon de gabbronorite en cours de mylonitisation, la recristallisation se limite aux joints de grains et les grains les plus fins se trouvent à la limite entre les orthopyroxènes et les plagioclases (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 33a). Lumière polarisée avec nicols croisés. 69
2.69 Exemples d'échantillons de gabbronorites mylonitisés. Lumière polarisée, nicols croisés. . . 69
2.70 Deux lames minces d'un même échantillon de gabbronorite à amphibole à texture de mésocumulat, le plagioclase apparaît en plage pœcilitique autour d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes sub-automorphes (échantillon 00 NA 50). Lumière polarisée, nicols croisés. 70
2.71 Échantillon de gabbronorite à amphibole, l'hornblende apparaît en plages pœcilitiques (échantillon 00 NA 50). Lumière polarisée, nicols croisés. 71
2.72 Lame d'un échantillon de norite montrant le caractère précoce de l'orthopyroxène (échantillon 97 HI 19a). Lumière polarisée, nicols croisés. 71
2.73 Exemple d'un échantillon de gabbronorite riche en oxydes (échantillon 00 NA 51b, massif de Nakhl) vu en lumière transmise polarisée avec nicols parallèles et croisés. 72
2.74 Diagramme représentant les compostions modales des gabbronorites dont l'orthopyroxène est une phase précoce dans le sytème ternaire plagioclase (Pl) – clinopyroxène (Cpx) – orthopyroxène (Opx). 72
2.75 Diagramme représentant les compostions modales des gabbronorites à hornblende et/ou à oxyde dont l'orthopyroxène est une phase précoce dans le système plagioclase (Pl) – clinopyroxène (Cpx) – orthopyroxène + amphibole (Opx + Hb). 72
2.76 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, clinopyroxènes, orthopyroxènes et amphiboles dans les gabbronorites (en orange). Voir la légende de la figure 2.64 pour les histogrammes en gris. 73
2.77 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, orthopyroxènes, amphiboles et opaques dans les norites (en orange). Voir la légende de la figure 2.64 pour les histogrammes en gris. 74
2.78 Pyroxénites en rubanement recoupées par un filon de pyroxénite (massif de Sarami, sultanat d'Oman). 75
2.79 Exemple de filon centimétrique de pyroxénite (massif de Haylayn, sultanat d'Oman). . . . 76
2.80 Intersections de deux filons de pyroxénite perpendiculaires dans le massif Haylayn, sultanat d'Oman. 76
2.81 Filon de pyroxénite centimétrique (massif de Haylayn, sultanat d'Oman). 77
2.82 Face sciée d'un échantillon prélevé dans un petit filon de webstérite (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 35a). 77
2.83 Face sciée d'un échantillon de clinopyroxénite à gros grains (massif de Hilti, échantillon 97 HI 23a). 77
2.84 Face sciée d'un échantillon de clinopyroxénite à olivine à grains fins (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 31). 77

2.85 Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de pyroxénite en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles. 78
2.86 Deux lames minces de clinopyroxénite à texture d'adcumulat vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés. 79
2.87 Clinopyroxénite pegmatitique à texture d'adcumulat, les orthopyroxènes sont en inclusion dans le clinopyroxène (massif de Nakhl, échantillon 97 *NA* 3*a*), lumière polarisée, nicols croisés. 80
2.88 Clinopyroxénite à olivine à gros grains et à texture de mésocumulat (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 *WT* 31), lumière polarisée, nicols croisés. 80
2.89 Deux lames minces de clinopyroxénites pegmatitiques à texture partiellement recristallisée vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés. 81
2.90 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine et clinopyroxène dans les clinopyroxénites (en vert). En gris : histogrammes représentant les fréquences de concentration pour l'ensemble des faciès de pyroxénites (clinopyroxénites, orthopyroxénite, webstérite et wehrlites ; sous forme de filon ou de rubanement). 82
2.91 Diagramme représentant les compositions modales des quatre types de pyroxénites affleurant sous forme de filons sur le terrain (clinopyroxénites, orthopyroxénites, webstérites et wehrlites) et des pyroxénites affleurant sous forme de rubanement dans le système ternaire Olivine (Ol) – Clinopyroxène (Cpx) – Orthopyroxène (Opx). 82
2.92 Diagramme dans le système ternaire Plagioclase (Pl) – Clinopyroxène (Cpx) – Orthopyroxène (Opx) représentant les compositions modales des webstérites à plagioclases. 82
2.93 Face sciée d'un échantillon d'orthopyroxénite à grains moyens (sud du massif de Suma'il, échantillon 00 *SS* 2). 83
2.94 Face sciée d'un échantillon d'orthopyroxénite à gros grains (massif de Nakhl, échantillon 00 *NA* 61). 83
2.95 Deux orthopyroxénites du massif de Fizh à texture d'adcumulat montrant le caractère interstitiel du clinopyroxène (Cpx). La lame de gauche contient des spinelles chromifères (Sp) en petits grains sub-automorphes. Lumière polarisée, nicols croisés. 83
2.96 Orthopyroxénite à texture de recuit, en dépit de la recristallisation, les clinopyroxènes gardent leur caractère interstitiel (massif de Bahla, échantillon 00 *BA* 26), lumière polarisée, nicols croisés. 84
2.97 Orthopyroxénite à olivine à gros grains et à texture d'adcumulat partiellement recristalisé (massif de Wuqbah, échantillon 00 *WU* 23*b*), lumière polarisée, nicols croisés. 84
2.98 Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine (Ol) et orthopyroxène (Opx) dans les orthopyroxénites (en vert). Voir la légende de la figure 2.90 pour les histogrammes en gris. 84
2.99 Face sciée d'un échantillon de harzburgite contenant un filonet de webstérite (massif de Sarami, échantillon 97 *SA* 9*a*). 85

2.100Face sciée d'un échantillon de webstérite à gros grains, le caractère sub-automorphe de l'orthopyroxène est déjà visible (massif de Suma'il, échantillon 97 M 39). 85
2.101Échantillons non déformés de webstérites à texture d'adcumulat montrant le caractère tardif du clinopyroxène. Lumière polarisée, nicols croisés. 85
2.102Échantillon non déformé de webstérite à gros grains à texture de mésocumulat montrant le caractère précoce des orthopyroxènes et tardif des olivines et clinopyroxènes (massif de Suma'il, échantillon 97 M 47), lumière polarisée, nicols croisés. 86
2.103Webstérite à gros grains déformée et partiellement recristallisée (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 33b, lumière polarisée, nicols croisés. 86
2.104Ancienne pegmatite de webstérite fortement recristallisée (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 36b), lumière polarisée, nicols croisés. 87
2.105Webstérite à grains relativement fins et à texture de recuit (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 45), lumière polarisée, nicols croisés. 87
2.106Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine, clinopyroxène et orthopyroxène dans les webstérites (en vert). Voir la légende de la figure 2.90 pour les histogrammes en gris. 88
2.107Faces sciées de deux échantillons de wehrlite. 89
2.109Échantillon de wehrlite à texture d'adcumulat, montrant le caractère tardif des clinopyroxènes (massif de Hilti, échantillon 97 HI 33a), lumière polarisée, nicols croisés. 89
2.108Deux lames minces de wehrlite à texture de mésocumulat vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés montrant le caractère tardif des clinopyroxènes. L'échantillon 92 OG 228 est une wehrlite à plagioclase, le plagioclase y apparaît en petits grains subautomorphes en inclusion dans les clinopyroxènes 90
2.110Deux exemples de rubanement de pyroxène dans le massif de Haylayn. 91
2.111Face sciée d'un échantillon de webstérite à olivine affleurant sous forme de rubanement (massif de Haylayn, échantillon 97 RU 4c). 91
2.112Échantillon de webstérite à olivine à texture d'adcumulat affleurant sous forme de rubanement sur le terrain (massif de Hilti, échantillon 97 HI 23b), lumière polarisée, nicols croisés. 92
2.113Exemple d'échantillon de harzburgite à texture de mésocumulat affleurant sous forme de rubanement (massif de Sarami, échantillon 97 SA 15e). 92
2.114Échantillon d'orthopyroxénite à olivine à texture d'adcumulat se présentant en rubanement (massif de Haylayn, échantillon 00 RU 18a). 92
2.115Échantillon de webstérite à olivine à texture de recuit affleurant sous forme rubanement (massif de Suma'il, échantillon 95 M 158). 92
2.116Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine, clinopyroxène et orthopyroxène dans les pyroxénites affleurant sur le terrain sous forme de rubanement (en vert). Voir la légende de la figure 2.90 pour les histogrammes en gris. 93
2.117Échantillon de gabbro à olivine à grains fins contenant une veine riche en amphiboles (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 38a). *(a) et (b)* : Vues d'une cassure fraîche et d'une face sciée. *(c) et (d)* : Deux lames minces de l'échantillon faites dans la veine riche en amphiboles (lumière transmise polarisée, nicols croisés). 94
2.118Échantillon d'amphibololite associé à l'échantillon de gabbro à olivine présenté sur la figures 2.117 (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 38b). 95
2.119Échantillon d'amphibololite à texture fortement recristalisée contenant des reliques d'olivines et de clinopyroxènes (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 30). 96
2.120Exemple d'une diabase du massif de Samad (échantillon 00 SD 41a, lumière transmise polarisée, nicols croisés). 96
2.121Intrusion décamétrique de trondhjémite (massif de Bahla, sultanat d'Oman). 97
2.122Détail d'un filon de diorite montrant des amphiboles pluricentimétriques (massif de Bahla, sultanat d'Oman). 97

2.123Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de diorite, granodiorite et trondhjémite en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles. 98
2.124Face sciée d'un échantillon de plagioclasite contenant environ 5 % d'opaques (massif de Haylayn, échantillon 00 *RU* 22). 99
2.125Face sciée d'un échantillon de granit riche en plagioclase (massif de Bahla, échantillon 00 *BA* 9*a*. Pl : plagioclase ; Bt : biotite ; Am : amphibole. 99
2.126Faces sciées de deux échantillons de granit (stricto-sensu) du massif de Haylayn 100
2.127Faces sciées de quatre échantillons de diorites à richesse variable en amphibole, *(a)* est très riche en amphibole et *(b)* et *(c)* sont plus riches en plagioclase ; de telles variations peuvent être observées au sein d'un même échantillon. L'échantillon présenté en *(d)* montre des variations de texture très importantes (taille des grains et proportions minéralogiques). . . 101
2.128Échantillon de granodiorite à grains moyens montrant le caractère précoce des plagioclases (Pl) par rapport aux amphiboles (Am) et le caractère précoce de ces dernières par rapport au quartz (Qz), massif de Nakhl (échantillon 99 *NA* 10*a*), lumière polarisée, nicols croisés. 102
2.129Échantillon de granit alcalin contenant plagioclase (Pl), biotite (Bt), amphibole (Am), feldspath potassique (FK), quartz (Qz) et apatite (Ap) et montrant les relations texturales entre ces différents minéraux (massif de Haylayn, échantillon 00 *RU* 26*b*), lumière polarisée, nicols croisés. 102
2.130Diorites à textures d'orthocumulat montrant le caractère pœcilitique de l'amphibole, lumière polarisée, nicols croisés. Pl : plagioclase ; Am : amphibole. 102
2.131Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclase, quartz, hornblende, biotite et opaques dans les diorites. 103
2.132Échantillon de diorite partiellement recristallisé montrant des joints de grains en cours de réorganisation (massif de Bahla, échantillon 00 *BA* 17), lumière polarisée, nicols croisés. Pl :plagioclase ; Am : amphibole. 104
2.133Ancienne pegmatite de granodiorite en cours de recristallisation. La recristallisation affecte autant le plagioclase (Pl) que l'amphibole (Am) mais le caractère tardif de cette dernière reste malgré tout visible (massif de Fizh, échantillon 00 *FZ* 6*c*), lumière polarisée, nicols croisés. 104
2.134Diagramme triphasé Quartz (Qz) – Feldspaths (Fd) – Minéraux sombres (MS, amphiboles, opaques et biotites) représentant les composition modales des trondhjémites, diorites et granodiorites. 105
2.135Diagramme triphasé Quartz (Qz) – PLagioclases (Pl) – Feldspaths potassiques (FK) représentant les composition modales des trondhjémites, diorites et granodiorites. 105
2.136Diagramme triphasé Quartz (Qz) – Feldspaths (Fd) – Minéraux sombres (MS, amphiboles, opaques et biotites) représentant les composition modales des diabases. 105
2.137Diagramme triphasé Plagioclase (Pl) – Clinopyroxène (Cpx) – Olivine (Ol) représentant les compositions modales des wehrlite à plagioclases et des gabbros et pyroxénites hydrothermaux. 105

2.138Affleurement de péridotite contenant des filons de diopsidite (massif de Hilti, sultanat d'Oman). . . . 106
2.139Faces sciées de deux échantillon de harzburgite traversée par des filons de diopsidite montrant le contact plus ou moins progressif du filon avec son encaissant (massif de Hilti, échantillon 00 HI 82a). . . . 106
2.140Face sciée d'un échantillon de wehrlite dont les olivines et les clinopyroxène sont très riches en magnésium (massif de Hilti, échantillon 99 HI 59a). . . . 107
2.141Face sciée d'un échantillon de clinopyroxénite formée de diopsides purs (massif de Samad, échantillon 99 SD 16). . . . 107
2.142Lame de diopsidite avec éponte (sur la gauche) montrant la déstabilisation du pyroxène en fibres de taille plus fine (massif de Hilti, échantillon 00 HI 82e). Lumière transmise polarisée, nicols croisés. . . . 107
2.143Lame de diopsidite montrant la variation de la texture : les gros grains en fibres semblent de déstabiliser et subir une recristallisation sur les bordures (massif de Haylayn, échantillon 00 RU 21). Lumière transmise polarisée, nicols croisés. . . . 107
2.144Deux lames minces de diopsidite vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés montrant l'aspect en fibre de gros cristaux de clinopyroxène et leur déstabilisation en grains plus fins. . . . 108
2.145Quatre lames minces du même échantillon de diopsidite vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés (massif de Hilti, échantillon 99 HI 59a) montrant l'aspect en mosaïque (recristallisé, *(b)* et *(c)*) de certaines zones de ces échantillons et la croissance de cristaux automorphes dans la serpentine *(d)*, massif de Hilti, échantillon 99 HI 59a. . . . 109
2.146Quatre lames minces de gabbro à grains très fins montrant la texture microgranulaire de ces échantillons. La recristallisation est plus poussée dans le plagioclase et semble pouvoir se continuer jusqu'à une granulométrie encore plus fine *(b)*. Lumière transmise polarisée, nicols croisés. Pl : plagioclase ; Cpx : Diopside ; Sn : Sphène. . . . 110
2.147Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine, clinopyroxène et plagioclase dans les faciès hydrothermaux. . . . 111
2.148Échantillon de troctolite à clinopyroxène crustale du massif de Suma'il (échantillon 97 M 15), la face sciée de l'échantillon montre qu'il est hétérogène ; en lame mince, le clinopyroxène est pœcilitique et l'olivine intersticielle autour des plagioclases. . . . 113
2.149Échantillon de gabbro à olivine et orthopyroxène à texture d'adcumulat prélevé dans la croûte gabbroïque (massif de Suma'il, échantillon 97 M 12). . . . 114
2.150Échantillon de gabbro riche en amphibole à texture de mésocumulat (massif de Sarami échantillon 97 SA 5). . . . 115
2.151Lame de gabbro à amphibole à texture d'adcumulat (massif de Musibit, échantillons 00 MB 1). . . . 116
2.152Gabbronorite crustale partiellement recristallisée dans le plagioclase (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 38). Lumière polarisée, nicols croisés. . . . 117
2.153Échantillon de norite contenant de l'amphibole se développant en couronne autour des orthopyroxènes (échantillon 00 NA 43). Lumière polarisée, nicols croisés. . . . 117

3.1 Histogrammes des teneurs en anorthite des plagioclases analysés pour chaque famille de faciès. . . . 126
3.5 Diagramme montrant l'évolution bord/cœur de la teneur en anorthite des plagioclases zonés. Pour ce graphiques ainsi que pour les suivants, les croix noires représentent les barres d'erreur analytiques. . . . 127
3.2 Histogrammes des teneurs en anorthite des plagioclases analysés pour tous les faciès contenant ce minéral. . . . 128
3.3 Histogrammes des teneurs en forstérite des olivines analysées, donnés pour chaque famille de faciès. . . . 129

3.4 Histogrammes des teneurs en forstérite des olivines analysées pour tous les faciès contenant ce minéral. . . . 130
3.6 Histogrammes des teneurs en nickel des olivines analysées donnés pour chaque famille de faciès. . . . 131
3.7 Histogrammes des teneurs en nickel des olivines analysées pour tous les faciès contenant ce minéral. . . . 132
3.8 Diagrammes Ni-Fo% montrant l'évolution des compositions des olivines en fonction du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3, dans ce diagramme ainsi que dans le suivant la ligne rouge représente la limite de détection de la microsonde et les croix noires, les barres d'erreur analytiques ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. . . . 133
3.9 Histogrammes des teneurs en manganèse des olivines analysées donnés pour chaque famille de faciès. . . . 134
3.10 Histogrammes des teneurs en manganèse des olivines analysées pour tous les faciès contenant ce minéral. . . . 135
3.11 Diagrammes montrant l'évolution de la composition en manganèse des olivines en fonction de la teneur en forstérite et des types lithologiques. *(a)* : Les points représentent la composition moyenne de chaque échantillon (voir tableau 2.3 pour la légende) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur la totalité des analyses obtenues à la microsonde. . . . 136
3.12 compositon des pyroxènes dans le triangle En (enstatite) – Wo (Wollastonite) – Fs (Ferrosilite) ; chaque point représente la moyenne des mesure pour un échantillon donné. Voir tableau 2.3 pour la signification des symboles. . . . 137
3.13 Détail du triangle En – Wo – Fs donnant les compositions des orthopyroxènes pour chaque famille lithologique (de haut en bas : granits, gabbros indifférendiés et faciès hydrothermaux ; famille des pyroxénites ; famille des gabbronorites ; famille des gabbros à olivine ; famille des troctolites). . . . 138
3.14 Histogrammes donnant les proportions d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* de chaque famille de faciès pour un intervalle donné du $Xmg = 100\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des orthopyroxènes analysés. . . . 139
3.15 Histogrammes donnant les nombres d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* pour chacun des types lithologiques définis et pour un intervalle donné du $Xmg = 100\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des orthopyroxènes. . . . 140
3.16 Histogrammes des teneurs en chrome des orthopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès. . . . 141
3.17 Histogrammes des teneurs en chrome des orthopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral. . . . 142
3.18 Diagrammes montrant l'évolution des compositions en chrome des orthopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. . . . 143
3.19 Histogrammes des teneurs en manganèse des orthopyroxènes analysées pour chaque famille de faciès. . . . 144
3.20 Histogrammes des teneurs en manganèse des orthopyroxènes analysées pour tous les faciès contenant ce minéral. . . . 145
3.21 Diagrammes montrant l'évolution des compositions en manganèse des orthopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. . . . 146
3.22 Histogrammes des teneurs en aluminium des orthopyroxènes analysées pour chaque famille de faciès. . . . 147

3.23 Histogrammes des teneurs en aluminium des orthopyroxènes analysées pour tous les faciès contenant ce minéral. 148
3.24 Diagrammes montrant l'évolution des compositions en aluminium des orthopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. 149
3.25 Détail du triangle En – Wo – Fs donnant les compositions des clinopyroxènes pour chaque famille lithologique (de haut en bas et de gauche à droite : tous les faciès ; granits, gabbros indifférendiés et faciès hydrothermaux ; famille des pyroxénites ; famille des gabbronorites ; famille des gabbros à olivine ; famille des troctolites). 150
3.26 Histogrammes donnant les proportions d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* de chaque famille de faciès pour un intervalle donné du rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des clinopyroxènes analysés. 151
3.27 Histogrammes donnant les nombres d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* pour chacun des types lithologiques définis et pour chaque intervalle donné du rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des clinopyroxènes. 152
3.28 Histogrammes des teneurs en wollastonite des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès. 153
3.29 Histogrammes des teneurs en wollastonite des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral. 154
3.30 Diagrammes montrant l'évolution de la teneur wollastonite des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. 155
3.31 Histogrammes des teneurs en chrome des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès. 156
3.32 Histogrammes des teneurs en chrome des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral. 157
3.33 Diagrammes montrant l'évolution des compositions en chrome des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. 158
3.34 Histogrammes des teneurs en titane des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès. 159
3.35 Histogrammes des teneurs en titane des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral. 160
3.36 Diagrammes montrant l'évolution des compositions en titane des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. 161
3.37 Histogrammes des teneurs en aluminiun des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès. 162
3.38 Histogrammes des teneurs en aluminium des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral. 163
3.39 Diagrammes montrant l'évolution des compositions en aluminium des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. 164

3.40 Histogrammes des teneurs en sodium des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès. . . . 165
3.41 Histogrammes des teneurs en sodium des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral. . . . 166
3.42 Diagrammes montrant l'évolution des compositions en sodium des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique. . . . 167
3.43 Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour dix-sept échantillons de pyroxénites. Trois types lithologiques sont représentés : douzes clinopyroxénites, trois orthopyroxénolites et deux pyroxénites (représentées par une webstérite – échantillon 97 M 33a – et une orthopyroxénite – échantillon 97 RU 4c) affleurant sous forme de rubanement. . . . 168
3.44 Distribution des amphiboles analysées dans le diagramme *Al dans le site tétrédrique* en fonction de *Na+K dans le site A* (Leake, 1978), les concentrations utilisées sont en nombre d'atomes dans la formule structrale ; la légende pour les différents symboles est donnée dans le tableau 2.3. . . . 170
3.45 Composition des amphiboles analysées dans le diagramme donnant $Xmg*$ ($= \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$) en fonction de Si. Les concentrations utlisée sont en nombre d'atomes dans la formule structurale ; voir le tableau 2.3 pour la signification des différents symboles. . . . 171
3.46 Diagrammes représentant respectivement les teneurs en titane, chrome et aluminium en fonction du Xmg ($= \frac{Mg}{Mg+Fe_{total}}$) dans les amphiboles. . . . 172
3.47 Graphique montrant les corrélations entre le Xmg des clinopyroxènes et la teneur en forstérite de l'olivine d'un côté, le Xmg des orthopyroxènes de l'autre côté. Le coefficient de corrélation est fort dans les deux cas (> 0.9), ce qui permettra par la suite de calculer un Xmg de clinopyroxène virtuel pour les échantillions ne contenant pas ce minéral. Chaque point représente la composition moyenne d'un échantillon. . . . 175
3.48 Graphique montrant l'évolution de la teneur en anorthite du plagioclase en fonction du Xmg du clinopyroxène. Pour les troctolites, norites et orthopyroxénites ne contenant pas de clinopyroxène, un Xmg de clinopyroxène virtuel a été calculé à partir du Xmg des olivines ou des orthopyroxènes (voir figure 3.47 pour les équations permettant ce calcul), *(a)* : chaque point représente la moyenne de composition pour un échantillon ; *(b)* : les nuages de densité ont été calculés sur l'ensemble des moyennes par échantillon. . . . 176
3.49 Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés tous les filons échantillonnés. En rouge, les faciès troctolitiques ; en bleu, les gabbros à olivine ; en orange, les gabbronorites et en vert, les pyroxénites. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. . . . 182
3.50 Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de troctolite : troctolites au sens strict ou à clinopyroxène et faciès d'imprégnation. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. . . . 183
3.51 Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de gabbro à olivine : gabbros à olivine et gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est tardif. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. . . . 184
3.52 Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de gabbronorite : gabbronorites et norites. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. . . . 185
3.53 Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de pyroxénite : clinopyroxénites, orthopyroxénites, webstérites et werhlites sous forme de filons ou de rubanement. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. . . . 186

3.54 Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons appartenant aux faciès les moins communs : amphibololites, diabases, diorites, grano-diorites, plagioclasites, granits et faciès hydrothermaux. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. 187

3.55 Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont localisés les échantillons prélévés par famille de faciès, les zones où se concentrent les échantillons d'une famille lithologique donnée sont mises en évidence par des hachures de couleur (rouge pour la famille des troctolites ; bleu pour la famille des gabbros à olivine ; orange pour la famille des gabbronorites ; vert pour la famille des pyroxénites. Tous les échantillons sont reportés sur cette carte. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. 188

3.56 Cartes géologiques générale de l'ophiolite d'Oman où sont reportés les échantillons appartenant aux diverses familles lithologiques ainsi que les zones où ils se répartissent. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au $250\,000^{ème}$. 189

4.1 Diagrammes dans le système Anorthite (An) – Forstérite (Fo) – Diopside (Di) représentant l'évolution des relations de phases quand la pression augmente de 1 atm à 20 *Kbar* (modifié d'après Osborn and Tait, 1952 ; Presnall et al., 1978). Le point bleu représente la composition d'un liquide basaltique produit par la fusion partielle d'une lherzolite à spinelle (Presnall et al., 1978), à 1 atm, cette composition tombe quasiment sur le cotectique An – Fo à 1300°C. *Sp : Spinelle ; Cor : Corindon ; Lq : Liquide*. 195

4.2 Diagrammes dans le système Plagioclase (Pl) – Forstérite (Fo) – Diopside (Di) montrant l'évolution des relations de phases avec la composition du plagioclase lorsque celui-ci passe du pôle Anorthite (An) au pôle Albite (Ab). *Sp : Spinelle ; Lq : Liquide* (extrait de Biggar and Humphries, 1981). 196

4.3 Teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des Xmg des clinopyroxènes pour les cumulats de la section crustale d'Oman. Les domaines définis par les différentes familles de cumulats intra-mantelliques apparaissent en fond. 200

4.4 Teneurs en titane en fonction du Xmg des clinopyroxènes des gabbros crustaux de l'ophiolite d'Oman ; les domaines définis par les cumulats intra-mantelliques sont représentées en fond. 201

4.5 Teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des Xmg des clinopyroxènes pour les gabbros océaniques ; les domaines de chimie des lithologies filoniennes d'Oman apparaisent en fond. 203

4.6 Teneur en titane des clinopyroxènes en fonction de leurs Xmg pour les gabbros océaniques ; les domaines de chimie des lihtologies filoniennes d'Oman apparaisent en fond. 204

4.7 Graphique montrant les corrélations entre le Xmg des liquides à l'équilibre avec les olivines et le Xmg des liquides à l'équilibre avec les orthopyroxènes d'un côté, le Xmg des liquides à l'équilibre avec les clinopyroxènes de l'autre côté. La droite de corrélation et le coefficient de corrélation ont été calculés par la méthode des moindre carrés, le coefficient de corrélation est fort dans les deux cas et le Xmg du liquide à l'équilibre est pratiquement identique lorsqu'il est calculé à partir des olivines ou à partir des orthopyroxènes. Une légère dérive existe entre les calculs avec les olivines et les calculs avec les clinopyroxènes, elle peut être " corrigée " grâce à la corrélation observée. 209

4.8 Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les liquides à l'équilibre avec douze échantillons de clinopyroxénites. Le domaine des N-MORBs est rappelé en grisé. 212

4.9 Histogrammes comparant les Xmg obtenus pour les liquides à l'équilibre avec les différentes familles lithologiques filoniennes et les données connues pour 20 285 MORBs. Les troctolites à clinopyroxène sont représentée dans la famille des gabbros à olivine. 214

4.10 Histogrammes comparant les teneurs en titane des liquides à l'équilibre avec les clinopyroxènes des roches filoniennes (Putirka, 1999) et les teneurs en titane des 20 285 MORBs. Les clinopyroxènes coronitiques des troctolites au sens strict n'ont pas été représentés ici. 214
4.11 Graphique représentant les teneurs en titane des liquides à l'équilibre avec les différents types de lithologies en fonction de leur Xmg; la zone en jaune montre le domaine des MORBs, la légende utilisée est la même que pour les autres graphiques et est donnée dans le tableau 2.3. 215
4.12 Concentrations en titane en fonction du Xmg de quelques basaltes d'Oman (Lippard et al., 1986). La zone en jaune montre le domaine des MORBs ; en bleu est représenté le domaine de la série de filons troctolite – gabbro à olivine ; en vert, le domaine de la série gabbronorite – pyroxénite. 215
4.13 Histogrammes comparant les teneurs en anorthite des plagioclases des différentes roches filoniennes avec les teneurs en anorthite théoriques des plagioclases qui seraient à l'équilibre avec les MORBs. 216
4.14 Coupe schématique à travers les massifs de Suma'il et Musibit montrant l'évolution possible d'un diapir du manteau. En gris (sur la coupe) est représentée la lithosphère ; en blanc, l'asthénosphère. Ce schéma résume le processus proposé en figure 1.14, le massif de Suma'il représenterait un stade développé du diapir (étape *(c)* dans la figure 1.14) tandis que les massifs de Hilti et la bande parallèle de Kahwad, Musibit et Wadi-Tayin correspondraient à un stade plus précoce (étape *(b)* dans la figure 1.14) 217

A.1 Cartes géologiques du massif de Fizh montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 228
A.2 Cartes géologiques du massif de Hilti montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 229
A.3 Cartes géologiques des massifs de Sarami et d'un partie des massifs de Hilti et de Wuqbah montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 230
A.4 Cartes géologiques du massif de Rustaq montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 231
A.5 Cartes géologiques d'une partie du massif de Rustaq et de l'extrémité est du massif de Wuqbah montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. . 232
A.6 Cartes géologiques du massif de Nakhl montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 233
A.7 Cartes géologiques du massif de Bahla montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 234
A.8 Cartes géologiques du massif de Musqat montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 235
A.9 Cartes géologiques des massifs de Kahwad et Musibit montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 236
A.10 Cartes géologiques du massif de Suma'il montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 237
A.11 Cartes géologiques du massif de Samad montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 238
A.12 Cartes géologiques du massif du Wadi-Tayin montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 239
A.13 Cartes géologiques du massif d'Ibra montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations. 240
A.14 Cartes géologiques du massif de Hilti montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. 242
A.15 Cartes géologiques du massif de Hilti montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. 243

A.16 Cartes géologiques du massif de Sarami et d'une partie des massif de Hilti et de Wuqbah montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 244
A.17 Cartes géologiques du massif de Rustaq montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 245
A.18 Cartes géologiques d'une partie du massif de Rustaq et de l'extrémité est du massif de Wuqbah montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes *(a)* et des An % des plagioclases *(b)*. . . . 246
A.19 Cartes géologiques du massif de Nakhl montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 247
A.20 Cartes géologiques du massif de Bahla montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 248
A.21 Cartes géologiques du massif de Musqat montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 249
A.22 Cartes géologiques des massifs de Kahwad et Musibit montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 250
A.23 Cartes géologiques du massif de Suma'il montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 251
A.24 Cartes géologiques du massif de Samad montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 252
A.25 Cartes géologiques du massif du Wadi Tayin montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 253
A.26 Cartes géologiques du massif d'Ibra montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases. . . . 254
A.27 Cartes géologiques du massif de Fizh montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 256
A.28 Cartes géologiques du massif de Hilti montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 257
A.29 Cartes géologiques du massif de Sarami et d'une partie des massifs de Hilit et de Wuqbah montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 258
A.30 Cartes géologiques du massif de Rustaq montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 259
A.31 Cartes géologiques d'une partie du massif de Rustaq et de l'extémité est du massif de Wuqbah montrant les répartitions pour le Xmg et le An% des liquides à l'équilibre. . . . 260
A.32 Cartes géologiques du massif de Nakhl montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 261
A.33 Cartes géologiques du massif de Bahla montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 262
A.34 Cartes géologiques du massif de Musqat montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 263
A.35 Cartes géologiques des massifs de Kahwad et Musibit montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 264
A.36 Cartes géologiques du massif de Suma'il montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 265
A.37 Cartes géologiques du massif de Samad montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 266
A.38 Cartes géologiques du massif du Wadi Tayin montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 267
A.39 Cartes géologiques du massif d'Ibra montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre. . . . 268

Remerciements

Il serait aberrant de ne pas commencer cette thèse en remerciant celui qui a inspiré ce travail, à savoir Georges Ceuleneer. Georges qui a toléré sans discuter ma façon pas trop logique de bosser, homme de lettre parmi bien d'autres choses (eh oui, quel entrain parfois la Belgique !), merci pour les petites et grandes lettres très bienvenues, ce qui a permis de composer entre autres un papier bien condensé (présenté en annexe B) et merci pour ces moments où, lecteur de ma thèse, il ne s'est jamais fâché. Je tiens à remercier aussi tous les membres de mon jury, en particulier mes trois rapporteurs, Catherine Mével, Christopher MacLeod et Thierry Juteau qui ont obligeamment accepté de lire avec attention mon manuscrit qui n'avait pourtant ni fin ni cesse. Toute ma reconnaissance à Hilal Al Azri pour m'avoir reçue en Oman et avoir permis le déroulement de chaque mission dans les meilleures conditions, sans lui nous aurions peut-être eu plein de chance ou bien nous nous serions sucrés... À Henry Dick pour m'avoir conviée sur le R/V Knorr, ce monocoque qui s'est bien trop souvent garé dans le port du Cap, Henry m'avait pourtant prévenue qu'il pleuvait des cordes en mer mais par chance, nous avions des marins de choix. Je tiens enfin à formuler ma gratitude à Gérard Gleize, Pierre Nehlig et Didier Béziat qui ne sont pas de ces examinateurs qui se déchirent et qui nous lèsent, grâce à eux ma soutenance s'est remarquablement déroulée. Je terminerais ce paragraphe en remerciant M^{lle} Meunier, mon professeur de biologie-géologie du temps où j'étais au lycée, elle qui m'a donné ce plaisir que j'ai toujours à revoir ce bon vieux lycée Ampère et m'a donné du confort pour étudier les rocs ; c'est en grande partie grâce à elle si je n'ai pas séché et si j'ai su tout jusqu'ici, c'est un beau métier professeur !

J'ai ensuite un vœu faussement cynique : celui d'exprimer un merci tout particulier à Mehdi, Romain, Guillaume, Aurélien, Pascal et Esther, qui, bien que non-géologues mais de ceux qui s'assoient sur des jolies banquettes pour coder, n'ont pas craint d'habiter l'abîme du bureau P1 et de le partager avec moi, merci pour les multiples cafés et pour avoir taillé l'écoute à toutes mes considérations et questions. Un clin d'œil tout particulier à Romain Garmier, pendard qui provoqua tant de gros potins et qui ouvrait la fenêtre sur ces matins non sans fraîcheur qui avaient fait sortir les pulls, c'est là que ce rouquin trimait le mieux. C'est qu'il était fier de ses douilles et de son quart, ce brigadier ! À Mehdi Benna aussi qui eu bien du mal à trouver une chambre pour travailler ses maths, qui s'est initié avec nous aux joies de la verve mais qui a surtout bien voulu tester en notre compagnie son goût dans les bars. S'il avait su que les suisses confondent les troupiers avec les ponts de Bâle... Merci à tous deux pour leur aide en général et dans le domaine

du LaTeX en particulier, tandis que je partais en mission sur la dorsale sud-ouest indienne, ce sont eux qui ont attiré mon attention sur les proues mouillées sous l'étoile qui veillent en attendant les barges des marins, après deux ans à partager mon bureau, ils arrivaient presque à donner du sens aux silex. Et enfin à Guillaume Richard, qui croit encore que les pêchers ont des dattes, pour qui les verbes sont des joyaux mais qui déteste que les pommes sentent le pinard.

Je remercie tous les membres de l'UMR 5562 et des labos avoisinants, plus particulièrement les joyeux membres de ma liste du frigo et du BGI qui ne se sont jamais montrés des pédants attristés, m'ont toujours offert charmant accueil et n'ont pas hésité à m'envoyer de bons mots comme ça, en passant. Un merci tout particulier à Camille Ceuleneer et Marc Monnereau qui m'ont accompagnée sur le terrain alors qu'il est fastidieux de se taper la quinine chaque matin, ont dégusté avec moi quelques belles dattes sur nos chemins et m'ont surtout aidée à faire des colis de ces « fouilles » omanaises. À Yves Daydou et Pierre Pastor qui ne s'enfuient jamais devant les pannes mais confrontent les pannes en riant et se sont systématiquement penchés sur mon cas avec beaucoup d'humour quand la nécessité s'en faisait sentir. Un grand merci encore à Muriel Barriot, Nathalie Porcher (euh, pardon *Dalla-Riva*), Florence, sa remplaçante d'un temps et à Philippe et Fabienne De Parseval pour avoir trimé pour moi sans crainte de courir, merci pour le soutient logistique sans faille et m'avoir évité des caisses pleines de tracas.

Et je terminerais par un merci rapide à ma tribu de frères et sœurs, ma mère, ma grand-mère qui, malgré leur angoisse de me voir, sans forces, faire une chute fameuse et paniquer m'ont toujours laissée plein de choix et m'ont gaiement conseillée « toi qui cours les déserts, passionnée des dunes et qui les veux toujours pires, ne méprise pas la mule assoupie entre les bornes ». Merci à ma grand-maman, qui ne s'est à aucun moment refâchée devant les mêmes lignes et a corrigé les fautes d'orthographe de cet ouvrage jusqu'à la dernière. À mes bons amis Aude Fréquelin, Cécile Bogey, Nathalie Delville et Manu Martelat, avec lesquels j'ai joui de solides festins dans bien des cas, qui ne se sont jamais laissés tenter ou acculer et m'ont toujours accompagnée dans les bons et mauvais moments, acceptant sans rechigner de prendre tantôt les peines et tantôt les délices, c'est un don très coûteux. Une dernière pensée à mes deux grands-pères, tous deux vieux passeurs de mine, qui estimaient les disputes impensables, ils m'ont vue commencer ce travail mais n'en ont hélas pas vu la fin.

Introduction

À l'aube des temps chrétiens, un ermite parcourait inlassablement le désert. Le corps décharné à peine vêtu de quelques hardes crasseuses, pieds ensanglantés par les esquilles de rochers et les épines, tête et peau calcinées par le soleil brûlant, yeux au néant et chevelure hirsute, il criait à tous les vents : « J'ai une réponse ! J'ai une réponse ! Qui a une question ? »

– D'après un mythe Chrétien (Carrière, 1998).

Si, actuellement, plusieurs modèles tentant d'expliquer la formation de la croûte océanique et le volcanisme aux dorsales existent, cela était encore plus le cas autrefois. Parmi les nombreux " modèles " tentant d'expliquer la formation des océans, l'un des plus ancien est une légende Nganassane racontant que le monde était à l'origine une boule de feu entièrement recouverte par les eaux. Le canard nageait sur cet immense océan et le monde aurait très bien pu rester tel qu'il était alors s'il n'avait fallu que la canne ponde ses œufs. Après un certain nombre de plongeons et de péripéties, le canard rencontre le feu qui décide de l'aider. Le feu quitte le centre du monde et traverse l'océan de bas en haut, de la rencontre entre l'eau et le feu naît la terre : sur le passage de la boule de feu, se forme le premier volcan, une montagne pointue qui crée les premières terres émergées et sur laquelle s'installent les premiers êtres vivants. Bien-sûr une telle théorie n'a plus cours aujourd'hui et aucun argument scientifique ne peut étayer l'hypothèse selon laquelle le canard est allé chercher le feu pour faire la terre mais cette légende montre l'intérêt très précoce porté aux mécanismes de formation de la croûte en général et de la croûte océanique en particulier.

Par la suite personne ne s'est contenté de ces légendes et de nombreux travaux d'observation ont été entrepris pour tenter de mieux comprendre et de plus en plus dans le détail la façon dont fonctionnent les dorsales océaniques. Il est maintenant communément admis que la formation d'une croûte océanique résulte de la fusion partielle du manteau suivie de la cristallisation fractionnée du magma ainsi émis ; finalement, le liquide résiduel est figé en surface sous forme de basalte. De par leur situation plusieurs milliers de mètres sous l'eau, l'accès aux dorsales océanique, et par conséquent leur étude, est extrêmement difficile. Par ailleurs, en surface, une grande majorité de basaltes affleurent, les péridotites constituant le manteau supérieur sous la dorsale est parfois mis à l'affleurement le long d'une zone de fracture plus ou moins importante. La majorité des études sur les roches océaniques ont en majorité porté sur les péridotites et les basaltes abyssaux, les mécanismes de fusion partielle – cristallisation fractionnée sont donc compris dans leur globalité entre les deux pôles extrêmes " péridotite résiduelle " et " basalte ". Par contre, la position des cumulats crustaux profond, résultant des processus intermédiaires entre la fusion partielle et l'émission du liquide final donnant le basalte, est bien plus aléatoire et leur échantillonnage bien plus rare. Quant-aux cumulats mantellaires ayant cristallisé sous forme de filons, objets de la présente étude, qui sont bien moins fréquents et denses que les cumulats crustaux, leur échantillonnage est extrêmement rare et aléatoire. Une façon de contourner le problème posé par la difficulté d'accès des roches océaniques est de se tourner vers les ophiolites, reconnues comme fragments de lithosphères océaniques obductées sur des continents, le problème étant alors que les déformations liées à l'obduction peuvent être très poussées et qu'il est difficile alors de replacer les roches observées dans un contexte géodynamique précis. L'Oman représente en cela un terrain d'étude très favorable, ses structures internes étant remarquablement conservées à tel point qu'il a été possible de reconnaître un diapir fossile du manteau dans le massif de Suma'il, vers la région de Maqsad.

La séquence mantellaire de l'ophiolite d'Oman est particulièrement bien représentée et

préservée de sorte que les structures mantelliques, bien-sûr, y sont particulièrement bien visibles mais les filons ainsi que leurs relations avec leur encaissant aussi sont clairement exposés. Les premiers liquides extraits du manteau après fusion partielle commencent à s'extraire en se regroupant dans des conduits dans lesquels ils circulent ; les filons sont les derniers résidus de ces liquides qui ont cristallisé dans ces conduits lorsque la paléo-dorsale omanaise a cessé de fonctionner. Les étudier permettra de mieux appréhender les processus pétrologiques affectant les magmas produits dans le manteau au cour de leur migration, c'est-à-dire les premiers mécanismes affectant les liquides à la suite de leur extraction. La variabilité chimique donnera des renseignements sur les compositions de ces magmas avant injection dans la croûte, les relations avec l'encaissant, les textures et compositions des roches filoniennes pourront fournir certaines indications quant-à la température des magmas, l'écart de température avec l'encaissant et les types de magmas ayant circulé dans le manteau.

Chapitre 1

Cadre général de l'étude

Après une soirée bien arrosée, Nasr Eddin Hodja et son voisin rentrent chez eux en essayant tant bien que mal de rester debout, ce qui est déjà toute une entreprise car la nuit est sans lune et les rues bien sombres.

C'est donc dans un coin particulièrement sombre qu'un caillou qui n'était pas là le matin même se précipite sournoisement sous les pieds de Nasr Eddin et l'envoie se rouler lamentablement dans la poussière.

– Malheur, j'ai perdu mon anneau ! S'exclame-t-il en se relevant.

Aussitôt, son voisin s'agenouille sur le sol et se met à tâtonner dans la poussière pour retrouver l'objet perdu. Il a beau être aussi saoul que son voisin, il n'en reste pas moins stupéfait de voir Nasr Eddin filer tout au bout de la rue, s'accroupir sous un lampadaire et se mettre à retourner la terre comme s'il cherchait quelque chose d'important.

– Mais que fais-tu donc Nasr Eddin ? Demande-t-il.

– Et bien, je cherche mon anneau ! Répond Nasr Eddin.

– Mais c'est ici, où je suis, que tu as perdu ton anneau, pourquoi vas-tu donc le chercher si loin, au bout de la rue !

– Parce que, dit Nasr Eddin, parce qu'ici, au moins, il y a de la lumière...

– D'après une fable Turque (Maunoury, 1990).

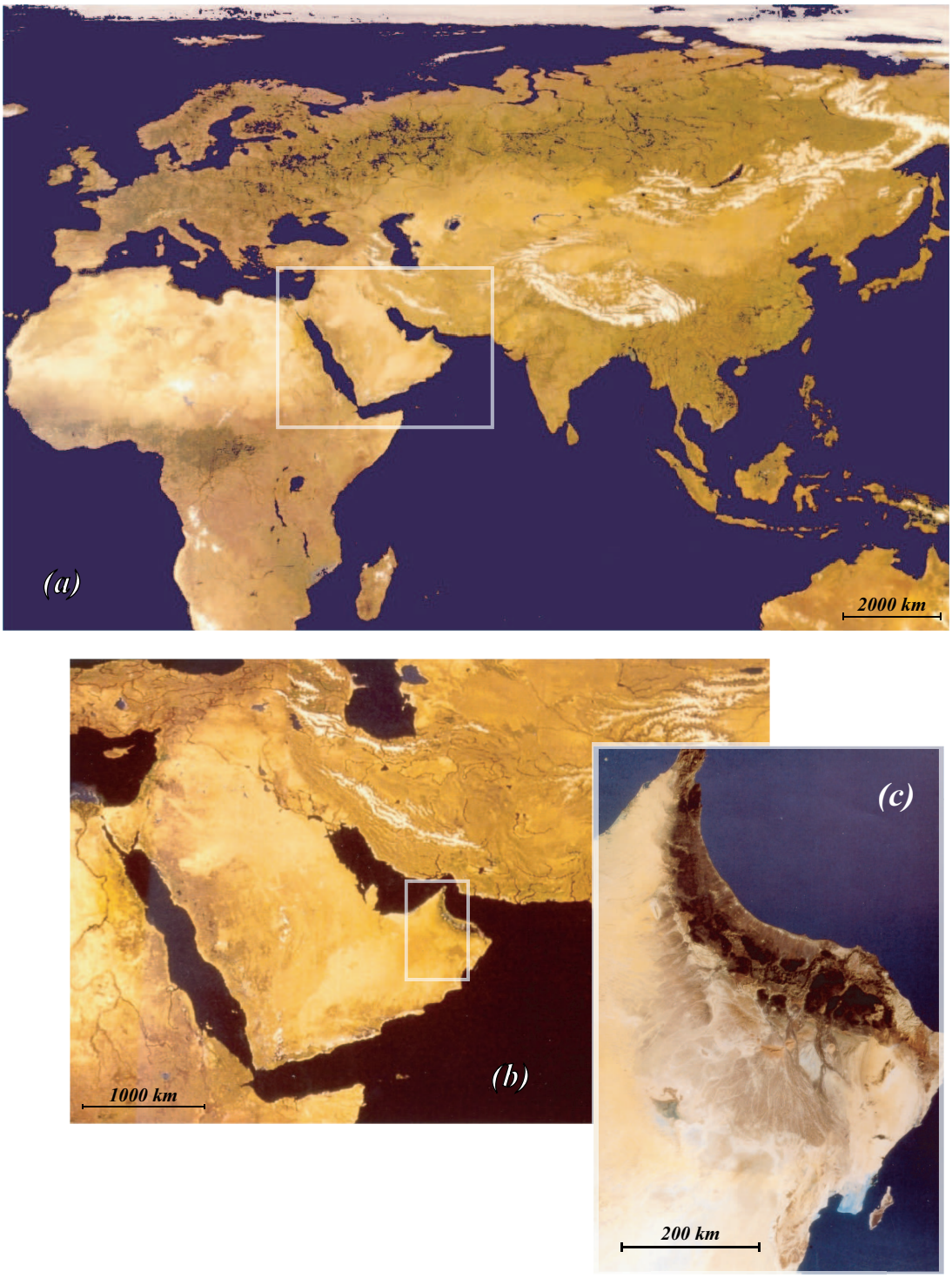


FIG. 1.1 – Images composites construites à partir de photos satellites de la terre (Imageur Landsat et scanner multispectral Landsat) montrant la localisation de l'Oman. *(a)* : Continents Eurasiatique et Africain ; *(b)* : Péninsule Arabique ; *(c)* : Vue générale de l'ophiolite (recouvrant le nord de l'Oman et une partie des Émirats Arabes Unis).

Le sultanat d'Oman se situe à l'extrémité est de la péninsule arabique (voir figure 1.1). L'ophiolite en elle-même est à cheval sur le tropique du Cancer et s'étend le long de la côte nord, dépassant les frontières du pays pour passer dans les Émirats Arabes Unis, elle forme une bande de roche sombres qui se détache très nettement des autres formations géologiques même à l'échelle des photos satellites présentées en figure 1.1 *(a)* et *(b)*.

1.1 Cadre géotectonique général de l'Oman

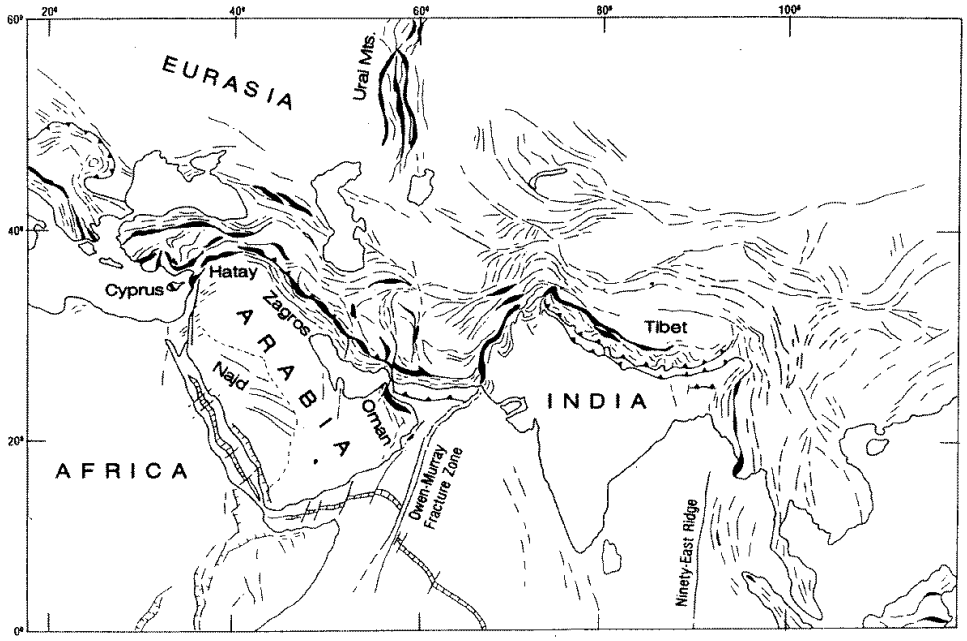


FIG. 1.2 – Carte structurale générale d'une partie de la chaîne plissée Alpino-Himalayenne montrant la localisation de la plaque Arabique et la répartition des ophiolites le long de la suture Alpine (extrait de Coleman, 1981).

Les montagnes d'Oman proprement dites forment une chaîne étroite s'étendant sur environ 700 kilomètres le long de la côte nord-est de la péninsule arabique depuis le détroit d'Ormuz jusqu'au Raz al Hadd. D'un point de vue géologique, la présence de nappes de sédiments pélagiques et d'une vaste ophiolite couvrant une surface de trente mille kilomètres carrés les distingue du reste de la péninsule arabique et marque leur appartenance à la chaîne plissée Alpino-Himalayenne (Glennie et al., 1974; Coleman, 1981), plus particulièrement au croissant ophiolitique péri-Arabe (Ricou, 1971), dans le prolongement des Monts Zagros (figure 1.2).

L'Oman s'insère dans un contexte géodynamique complexe : à l'ouest du détroit d'Ormuz, une collision continent-continent affecte la plaque Arabe et l'Iran central au niveau du Zagros (Stöcklin, 1968; Ricou, 1971; Stoneley, 1975; Ricou et al., 1977; Stoneley, 1990),

plus à l'est, une subduction océan-contient sous la région du Makran – la subduction du Makran – absorbe la convergence des plaques arabe et eurasiatique au niveau du golfe d'Oman (Farhoudi and Karig, 1977; Jacob and Quittmeyer, 1979). C'est au niveau d'un accident majeur – " l'Oman Line " (Lees, 1928; Stöcklin, 1968; Coleman, 1981; Lippard et al., 1982; White and Ross, 1979; White, 1979) – que se fait le passage depuis la zone de collision à la zone de subduction. En Oman, cet accident passe au niveau de la ville de Dibba (figure 1.3), en ce lieu, elle est nommée " Faille de Dibba " et sépare les massifs calcaires du cap Mussandam au nord des nappes ophiolitiques de Suma'il au sud (Coleman, 1981; Lippard and Rex, 1982; Searle et al., 1983).

C'est ce contexte particulier qui donne sa position privilégiée à l'ophiolite d'Oman : si les autres ophiolites de la suture téthysienne sont affectées par de fortes déformations liées à leur situation à l'intérieur de zones de collisions, ce n'est pas le cas de l'Oman qui, du fait de son emplacement à l'est de " l'Oman Line " et au sud de la subduction du Makran a été épargnée par la collision continent – continent (figure 1.3) et a pu conserver grosso-modo l'essentiel de ses structure primaires.

1.2 Géologie des montagnes d'Oman

La mise en place de l'ophiolite d'Oman résulte de la convergence des plaques Arabe et Eurasiatique, il s'agit en fait d'un lambeau de lithosphère océanique téthysienne obductée sur la plate-forme arabe à la fin du Crétacé. Du fait de sa situation privilégiée, elle est l'un des objets ophiolitiques les plus étudiés dans le monde. Les principales unités géotectoniques des montagnes d'Oman ont été identifiées dans un premier temps par Lees (1928), puis par la suite, de nombreux travaux (Allemann and Peters, 1972; Glennie et al., 1973; Glennie et al., 1974; Lippard et al., 1986; Bechennec et al., 1988; Béchennec et al., 1989a; Rabu et al., 1993, et références incluses) ont précisé ces unités. Les principaux travaux en Oman ont abouti à la division des montagnes d'Oman en trois grandes unités structurales (voir figure 1.3) dont le détail est récapitulé sur la figure 1.4 et les positions relatives sur la figure 1.5 :

- les unités autochtones et para-autochtones, incluant le socle schisto-gneissique, un ensemble sédimentaire et volcanique métamorphique d'âge Précambrien à Ordovicien et une épaisse formation carbonatée d'âge Permien à Crétacé ;
- les unités allochtones englobant les formations sédimentaires et volcaniques d'âge permien à Crétacé et une nappe ophiolitique, séparée du groupe précédent par une semelle métamorphique ;
- les unités néo-autochtones formées de sédiments carbonatés d'âge Maastrichtien à Burdigalien.

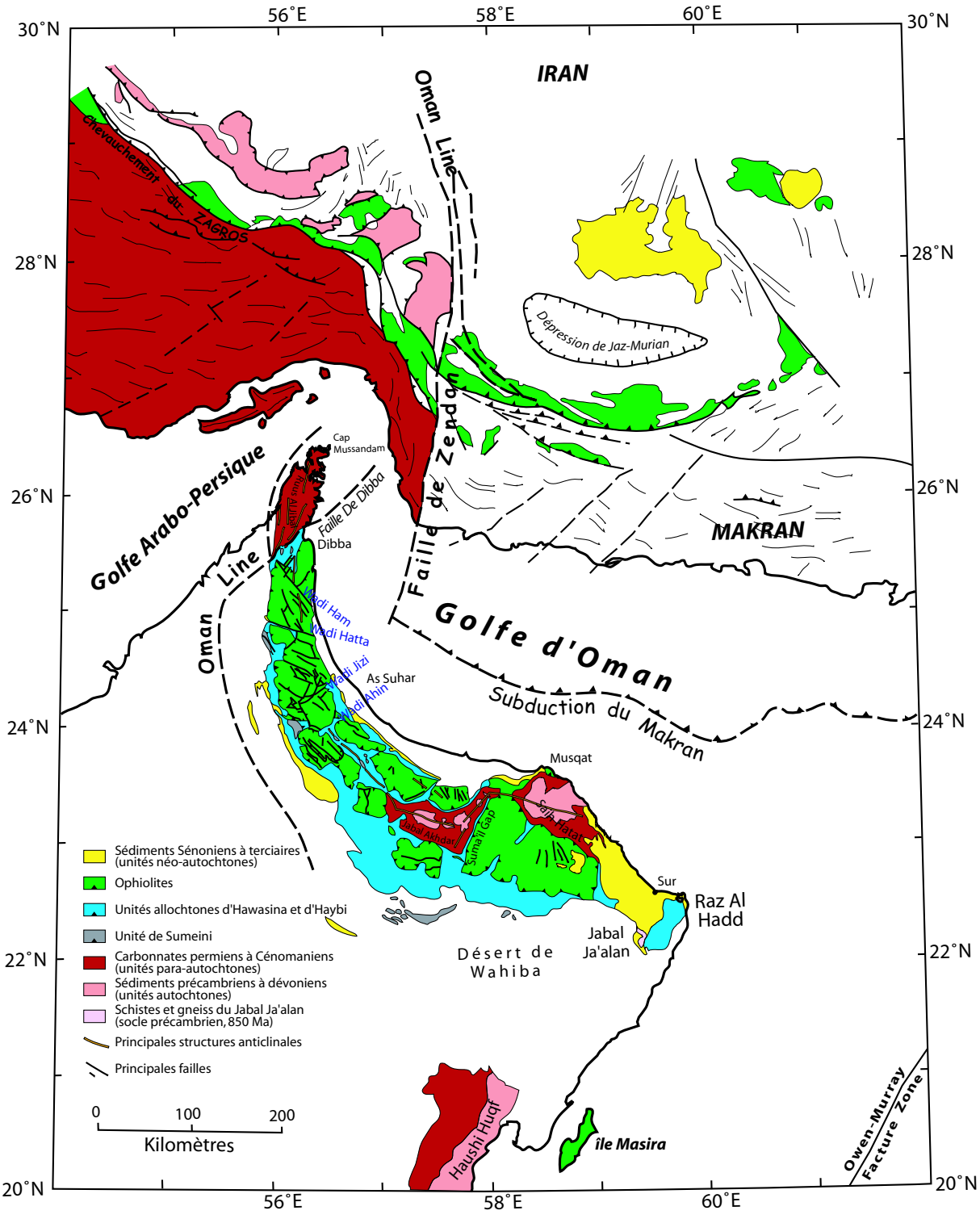


FIG. 1.3 – Carte tectonique simplifiée de l'Oman et du Sud de l'Iran montrant les principales unités lithologiques rencontrées, dont la nappe de Suma'il (modifié d'après Coleman, 1981 ; Lippard et al., 1986, Rabu et al.,1993).

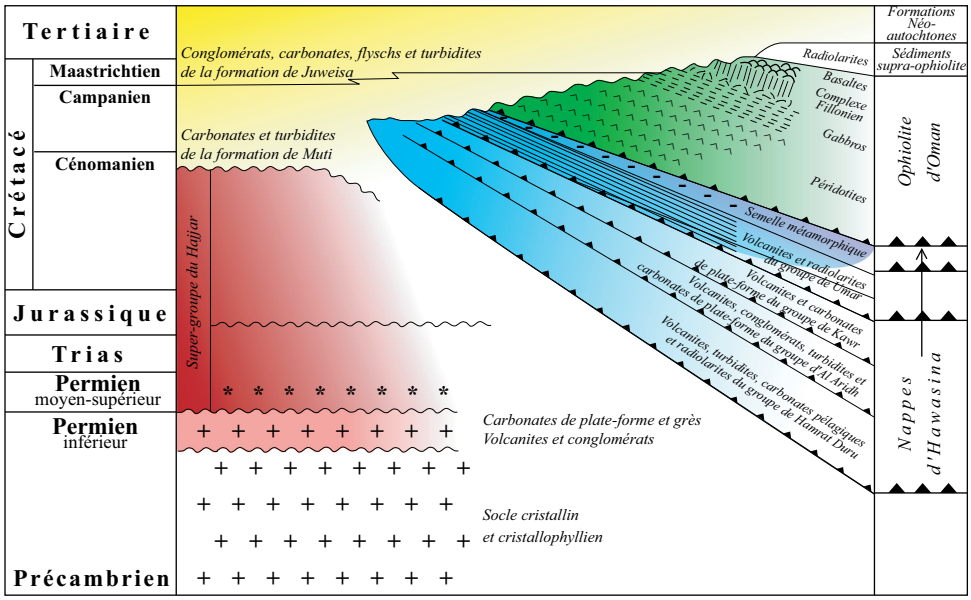


FIG. 1.4 – Schéma très simplifié récapitulant les principales lithologies des différentes unités présentes dans les montagnes d'Oman et la position tectonique des nappes allochtones (modifié d'après Searle et Malpas, 1980 ; Ernewein, 1987 ; Rabu et al., 1993).

1.2.1 Les unités autochtones et para-autochtones

Le socle cristallin et cristallophyllien précambrien n'affleure que localement dans le Jabal Ja'alan et la région de Qahlat pour les montagnes d'Oman (Glennie et al., 1974) ou dans le Dhofar, il est constitué de schistes précambriens, de gneiss et d'amphibolites largement intrudés par des granits (Lees, 1928; Béchennec et al., 1989a; Roger et al., 1989; Rabu et al., 1993) datés vers 845 Ma et 872 Ma (Glennie et al., 1974). À l'extrême sud-est des montagnes d'Oman, ce socle est directement recouvert par les formations post-Maastrichtiennes du néo-autochtone ou par les dépôts superficiels du quaternaire.

Les unités sédimentaires essentiellement carbonatées affleurant dans le Jabal Akhdar et le Saih Hatat ont été reconnues comme autochtones par Lees (1928), confirmées comme telles par Glennie (1974), leur nature relativement allochtone fut néanmoins observée dans les contacts qu'elles présentent avec les unités allochtones et dans leurs structures internes (Bernouilli and Weissert, 1987; Bechennec et al., 1988; Béchennec et al., 1989b; Béchennec et al., 1990; Hanna, 1990) ; pour cette raison, elles ont été définies par la suite comme unités para-autochtones (par opposition à un autochtone franc dans la région de Haushi Huqf, figure 1.3). Elles forment deux unités d'âges Précambrien à Dévonien pour la première et Permien à Cénomanien pour la seconde (Glennie et al., 1974; Lovelock et al., 1981; Le-Métour et al., 1986; Béchennec et al., 1989a).

- La première de ces unités, nommée " autochtone A " par Béchennec et al. (1989), est formée à la base de conglomérats à galets de granit et de grès où s'insèrent localement

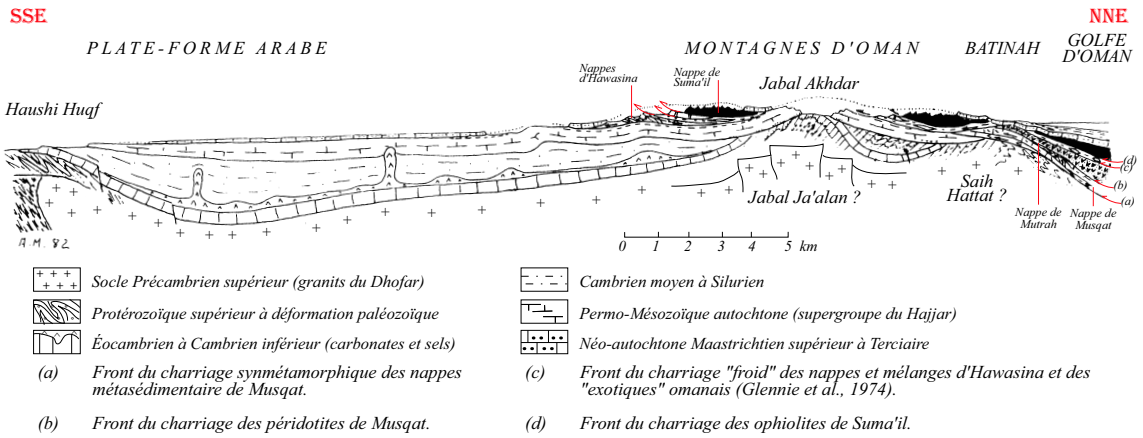


FIG. 1.5 – Coupe générale d'axe nord-sud de l'Oman montrant les positions des différentes nappes et les rapports entre les principales unités structurales (extrait de Michard, 1983, modifié d'après Glennie, 1974). Les nappes d'Hawasina et de Suma'il se mettent en place entre les unités sédimentaires du Permo-Mésozoïques et Maastrichtiennes.

des niveaux volcaniques et volcano-clastiques. Les laves présentes dans cette unité présentent des caractères relativement acides, localement tholéiitiques à alcalins, et sont témoins d'une extension intra-plaque. Ces séries sont ensuite surmontées de calcaires fins et dolomites de plate-forme et d'une épaisse série de grès et shales.

- La seconde unité (Supergroupe du Hajjar) correspond à une épaisse série formée essentiellement de carbonates de plate-forme qui repose sur l'autochtone A. Entre les deux groupes, un horizon de conglomérats fluviatiles et de siltites argileuses marque un contact transgressif. On retrouve cette série au Cap Mussandam (Saih Hatat), elle correspond à des dépôts sédimentaires de marge passive mis en place sur la marge arabe durant la période d'expansion de la Néotéthys.

1.2.2 Les unités allochtones

Elles forment un ensemble complexe dans lequel on distingue deux nappes principales : les nappes d'Hawasina forment une unité sédimentaire et volcanique d'âge Permo-Triasique à Cénomanien reposant tectoniquement sur les séries formant le supergroupe du Hajjar, et la nappe ophiolitique de Suma'il est séparée du complexe d'Hawasina par une semelle métamorphique.

Les nappes d'Hawasina

Elles sont essentiellement composées de dépôts de plate-forme et de plaine bathyale datés du Permien au Cénomanien-Turonien, on y distingue quatre groupes distincts, sans doute déposées dans deux bassins séparés par des hauts fonds (Graham, 1980; Searle

et al., 1980; Searle and Graham, 1982; Searle and Malpas, 1982; Robertson and Woodcock, 1983b; Lippard et al., 1986; Bernouilli and Weissert, 1987; Bechennec et al., 1988; Béchennec et al., 1989a; Béchennec et al., 1989b; Béchennec et al., 1990; Rabu et al., 1990; Rabu et al., 1993, figure 1.7).

- un premier groupe à la base des nappes d'Hawasina (groupe de Hamrat Duru) qui comprend à sa base une série volcano-sédimentaire Permo-Triasique formé de basaltes alcalins à andésitiques inter-stratifiés de cherts, de roches gréseuses et de radiolarites permiennes. Cet ensemble est recouvert d'une séquence fine de carbonates oolithiques, de pélites puis de radiolarites ;
- le groupe d'Al Aridh représente les six unités surmontant le groupe de Hamrat Duru dans les nappes d'Hawasina. Il est formé à sa base de basaltes généralement alcalins et localement tholéiitiques recouverts de brèches et méga-brèches inter-stratifiées au sein de niveaux pélagiques. La présence de blocs et méga-blocs de carbonates Permiens dans ces niveaux sédimentaires plus fins est compatible avec une mise en place en bordure de plate-forme. Cependant, les lithologies observées dans le groupe d'Al Aridh sont totalement différentes de celles du groupe de Hamrat Duru indiquant qu'elles se sont probablement déposées dans un bassin isolé du bassin d'Hamrat Duru ;
- le groupe de Kawr chevauche le groupe précédent au sein des nappes d'Hawasina, il est formé de plusieurs séries séparées par des surfaces d'érosions montrant qu'il s'est déposé en milieu peu profond périodiquement émergé. Il est marqué de deux épisodes volcaniques enregistrés par deux séries volcano-sédimentaires : la première, d'âge Permo-Triasique, est constituée essentiellement de basaltes alcalins à andésitiques surmontés de carbonates de plate-forme ; la seconde, d'âge Tithonique à Berriasien, repose en discordance sur la première, elle est formée de basaltes franchement alcalins sur lesquels reposent des séries carbonatées et argileuses micritiques à radiolaires ;
- enfin, le groupe de Umar affleure directement sous la nappe de Suma'il, il marque la transition entre la marge continentale et le domaine océanique franc. Il est caractérisé par deux importantes formations basaltiques à sa base, basaltes alcalins en pillow et basaltes alcalins à andésitiques inter-stratifiés de brèches, sédiments pélagiques et radiolarites.

La nappe de Suma'il : l'ophiolite d'Oman

Les nappes d'Hawasina sont directement recouvertes de roches métamorphiques au-dessus desquelles on trouve la nappe ophiolitique de Suma'il (Searle et al., 1980; Ghent and Strout, 1981; Lanphère, 1981; Michard et al., 1982; Searle and Malpas, 1982; Lippard, 1993; Lippard et al., 1983; Montigny et al., 1988; Goffé et al., 1988; Le-Métour et al., 1990; El-Shazly et al., 1990; Gnos and Peters, 1993; Searle et al., 1994; Hacker and Gnos, 1997). Ces unités métamorphiques se présentent sous la forme d'une semelle d'amphibolites

contenant des quartzites et métacarbonatites immédiatement sous-jacente à la nappe de Suma'il. Elles sont caractérisées par une décroissance de l'intensité du métamorphisme, qui passe du faciès amphibolites au faciès schistes verts, lorsqu'on s'éloigne de la base de la nappe. L'âge de ce métamorphisme a été daté entre l'Albien et le Campanien (Allemann and Peters, 1972; Lanphère, 1981; Boudier et al., 1985; Hacker, 1994; Hacker and Gnos, 1997) c'est-à-dire qu'il correspond à peu près à l'âge de l'ophiolite (McCulloch et al., 1980; McCulloch et al., 1981; Tilton et al., 1981; Tippit et al., 1981; Boudier et al., 1988; Ernewein et al., 1988), la lithosphère océanique à l'origine de la nappe ophiolitique était donc jeune au moment de son détachement. Par ailleurs, l'ensemble semelle métamorphique-nappe ophiolitique est localement recoupée par des filons et intrusions de diabase qu'on ne retrouve pas dans les séries sous-jacentes (Hopson et al., 1981; Boudier and Coleman, 1981; Ghent and Strout, 1981). Le métamorphisme s'est donc fait avant l'obduction de l'ophiolite sur la plate-forme Arabe, il a probablement eu lieu lors du détachement du segment de lithosphère océanique.

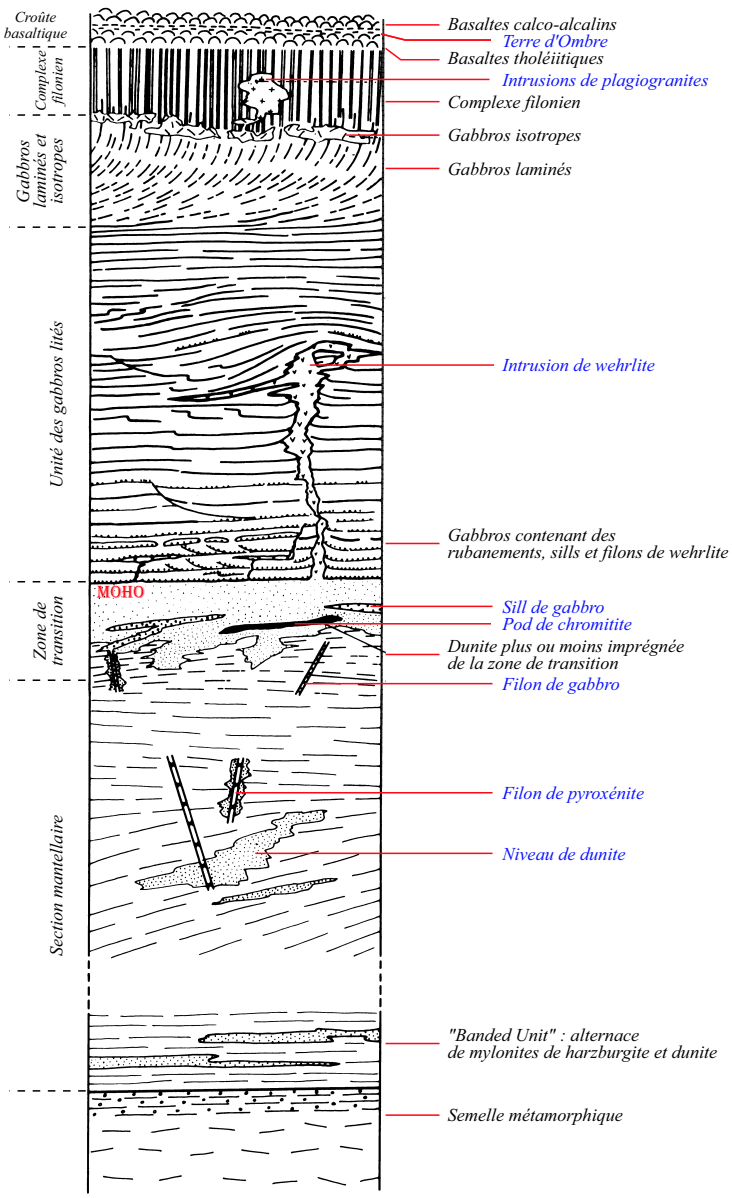


FIG. 1.6 – Log synthétique résumant la section de la nappe ophiolitique de Suma'il (extrait de Nicolas, 1989).

L'ophiolite elle-même est constituée de deux grandes sections (section mantellaire et section crustale) qui se divisent respectivement en trois et quatre unités lithologiques qui sont résumées sur le log synthétique de la figure 1.6.

1. **La " banded unit "** constitue une unité métamorphique de mille à deux mille mètres à la base de la nappe de Suma'il, il s'agit de harzburgites plus ou moins my-

lonitiques et porphyroclastiques au contact avec les unités d'Hawasina sous-jacentes surmontées d'un complexe rubané où alternent des bandes concordantes de dunites (bandes épaisses de quelques centimètres à quelques mètres) et/ou de pyroxénites (bandes fines large de moins d'une dizaine de centimètres) dans des harzburgites (Glennie et al., 1974; Hopson et al., 1981; Boudier and Coleman, 1981; Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986).

2. **Les péridotites massives** forment la part la plus importante de la section mantellaire de l'ophiolite (de six à sept kilomètres). Elles forment une unité assez homogène formée essentiellement de harzburgites contenant parfois quelques pour-cent de clinopyroxène et de spinelle et dont le litage est localement souligné par des rubans de pyroxénites ou de dunites. En dehors des lits de dunites et des rubans de pyroxénites, elles sont composées en moyenne de 75 % à 90 % d'olivines, de 15 % à 25 % d'orthopyroxènes et de 0.5 % à 2 % de spinelles chromifères ; elles présentent le plus souvent des textures porphyroclastiques avec de gros grains d'orthopyroxène dans une matrice à grains plus fins d'olivine (Browning, 1982; Misseri, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986; Quatrevaux, 1995; Lippard et al., 1986).

3. **La zone de transition** entre la section mantellaire et la section crustale est marquée par la présence d'une série dunitique plus ou moins épaisse (quelques mètres dans les massifs de Hilti et de Haylayn à quelques centaines de mètres dans les massifs de Suma'il), des filons sills ou intrusions de gabbros, d'ultrabasites ou de chromitites y sont parfois observés ; ils peuvent être localement très abondants, surtout au sommet de cette formation. Les imprégnations relativement courantes et la présence locale de sulfures de fer, nickel et cuivre témoignent d'une intense circulation magmatique dans cette zone (Alabaster et al., 1980; Lorand, 1988; Benn et al., 1988; Juteau et al., 1989; Lachize et al., 1991; Boudier and Nicolas, 1995; Kelemen et al., 1997b; Jousselin and Nicolas, 2000b).

4. **Les gabbros lités** représentent la partie la plus épaisse de la section crustale (2000 à 2500 mètres), avec de très fortes variations d'amplitude (Lippard et al., 1986; Reuber, 1988; Juteau et al., 1988b; Juteau et al., 1988a; Amri, 1995; Nicolas et al., 1996; Boudier et al., 1996). Ce sont des gabbros et gabbros à olivine, parfois des troctolites localement intrudés de gabbros, wehrlites, dunites ou pyroxénites. Ils présentent systématiquement un litage, souvent associé à une orientation des phases minérales qui les constituent, il est surtout souligné par des variations des modes minéraux de la roche. Les structures de la séquence de gabbros lités ont été interprétées comme résultant de fluages au cours du refroidissement d'un magma dans des " chambres ", les courants de convection et la gravité étant alors les principaux processus à l'origine du litage (Hopson and Pallister, 1980; Searle, 1983; Ernewein, 1987; Benn and Allard, 1989; Nicolas, 1992; Quick and Denlinger, 1993). Le contact entre les gabbros lités et les péridotites sous-jacentes est parfois faillé, dans le massif de Maqsad en particulier, le litage de gabbros est parallèle au contact croûte-manteau, lui-même parallèle au litage des péridotites montrant que nous sommes bien ici en présence d'un véritable paléo-moho et non pas d'un contact faillé (Nicolas et al., 1988c; Ni-

colas, 1989).

5. **Les gabbros isotropes et laminés** forment une unité assez riche en gabbronorites et en gabbros à amphibole présente à des épaisseurs variables au-dessus de la séquence précédente (quelques mètres à un ou deux kilomètres). Ce sont généralement des gabbros, des gabbronorites, gabbro(norite)s à amphibole dont la composition est parfois proche de celle d'une diorite et dont la taille des grains est très variable. Cette grande variation de la taille des cristaux de plagioclase en particulier là où la minéralogie et la chimie des roches est faiblement hétérogène serait indicative d'un taux de refroidissement deux à trois fois plus élevé au sommet de la section gabbroïque qu'à sa base, phénomène probablement lié à une circulation hydrothermale active au sommet de la section crustale (Vanko and Laverne, 1998; Garrido et al., 2001). Le passage de la séquence précédente aux gabbros isotropes se fait graduellement avec une perte progressive du litage au sommet de l'unité, les filons ne sont jamais rares dans la section gabbroïque mais ils deviennent très abondants à son sommet lorsqu'on s'approche du complexe filonien ; la foliation magmatique, horizontale à la base de cette formation pivote progressivement et se trouve parallèle à l'orientation globale des filons au sommet (Pallister, 1981; Rothery, 1982; Browning, 1982; Rothery, 1983; Nehlig and Juteau, 1988b; Nehlig and Juteau, 1988a; Nicolas and Boudier, 1991; MacLeod and Rothery, 1992; Nehlig, 1994; MacLeod and Yaouancq, 2000).

6. **Le complexe filonien** est formé d'un ensemble de filons de diabase à épontes figées et dont la largeur varie de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres. L'orientation régionale des filons est relativement homogène et a été mesurée dans tous les massifs de l'ophiolite d'Oman où cette unité affleure (entre autres dans le massif de Suma'il, voir figure 1.12), elle a été utilisée par la suite pour définir l'orientation de l'axe de la paléo-dorsale. Les compositions des roches sont généralement basiques, ce sont souvent des diabases ou des gabbros relativement riches en amphiboles à textures doléritiques mais on y observe aussi quelques filons acides de composition dioritique à plagiogranitique. L'ensemble des lithologies de cette unité présente un métamorphisme plus ou moins poussé dans le faciès schistes verts interprété comme résultant de la circulation hydrothermale. La transition entre les gabbros et le complexe filonien est très variable d'une zone géographique à une autre, il peut être marqué par l'augmentation progressive de la quantité de filons dans les gabbros sous-jacents ou bien se faire brutalement le long d'un contact intrusif (Smewing, 1980b; Pallister, 1981; Browning, 1982; Misseri, 1982; Rothery, 1982; Rothery, 1983; Dahl, 1984; Lippard et al., 1986; Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Amri, 1995; Jousselin et al., 1998; MacLeod and Yaouancq, 2000).

7. **Les roches volcaniques et sédimentaires** se présentent sous forme d'une série complexe de basaltes inter-stratifiés de sédiments. Les volcanites se répartissent en trois unités principales : l'unité V1 (unité Géotimes, Alabaster et al., 1980 ; Pearce et al.,1981 ; Alabaster et al., 1982 ; Alabaster and Pearce, 1985) constituée de basaltes en pillow de type MORB, elle repose directement sur le complexe filonien et est par-

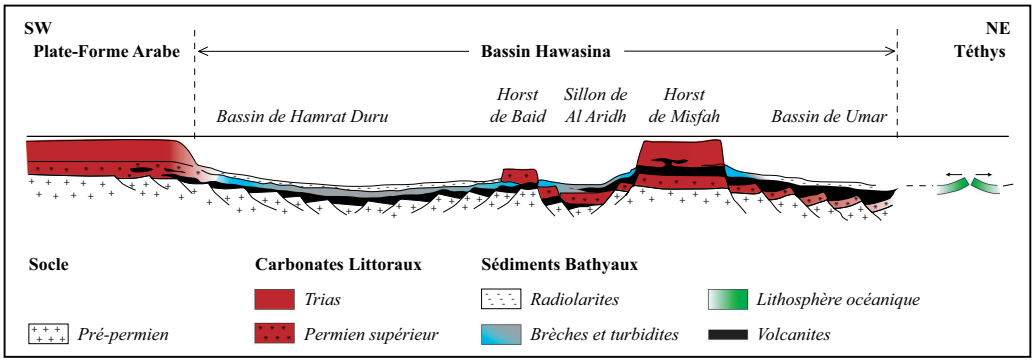


FIG. 1.7 – Reconstitution palinspastique du bassin de Hawasina au Trias supérieur (modifié d'après Béchennec et al., 1989).

fois inter-litée de sédiments métallifères (Fleet and Robertson, 1980; Robertson and Fleet, 1987; Karpoff and Walter, 1988). L'unité V2 (unités Lasail, Alley et clinopyroxène phyrique, Alabaster et al., 1980 ; Pearce et al.,1981 ; Alabaster et al., 1982 ; Alabaster and Pearce, 1985) est formée de basaltes calco-alcalins mis en place sous forme de structures en chignons associée à des structures intrusives et sous forme de coulées massives, elle est aussi localement inter-stratifiée de sédiments métallifères qu'elle recouvre partiellement, ces laves contiennent parfois de grands cristaux verts de clinopyroxène, elles ont alors été classée dans une unité à clinopyroxène phyriques. Enfin, l'unité V3 (unité de Salahi, Alabaster et al., 1982) n'affleure que dans le massif de Hilti, elle est constituée de basaltes alcalins riches en phénocristaux de clinopyroxène et s'enracine dans des filons doléritiques qui recoupent franchement l'unité Lasail. Elles sont séparées des laves de l'unité V2 par quelques mètres de sédiments et présentent des caractéristiques géochimiques très particulières, dont notamment des compositions très enrichies en éléments incompatibles. Leur position stratigraphique ainsi que leur datation montrent qu'elles sont nettement plus jeune que le reste de l'ophiolite ; elles sont attribuées au début de l'obduction de l'ophiolite sur la marge arabe (Briqueu et al., 1991).

La section crustale, depuis les gabbros lités jusqu'au basaltes est largement intrudée de corps wehrlitiques ou granitiques (Pallister and Hopson, 1981; Lippard et al., 1986; Ernewein, 1987; Juteau et al., 1988b; Reuber, 1988; Juteau et al., 1988a; Amri, 1995; Jousselin and Nicolas, 2000b). L'hypothèse de la différentiation extrême d'un liquide basaltique dans une chambre magmatique fermée située au sommet de la croûte a été proposée pour expliquer l'origine des roches plagiogranitiques (Pallister and Hopson, 1981), cependant, si la chimie des plagiogranites situés entre les gabbros lités et les gabbros isotropes semble la confirmer, la présence de telles roches mais de composition très calcique (taux en anorthite des plagioclases vers 85 - 95 %) en intrusion dans la section mantellaire et en base de croûte contredit partiellement cette supposition. Isma Amri (1995, 1996) a proposé un processus de faible fusion partielle d'une séquence gabbroïque pour expliquer les intrusions acides dans la zone de transition manteau-coûte et à la base de la section crustale. Le ca-

ractère relativement tardif des intrusions wehrlitiques à été démontré par de nombreuses études de la section crustale, elles s'enracinent dans la zone de transition et recoupent le litage des gabbros de la base de la croûte ; dans le massif de Maqsad notamment, le complexe filonien s'enracine directement dans ces intrusions wehrlitiques montrant que malgré leurs relations avec les gabbros encaissants, elles ne sont pas totalement tardives (Browning, 1982; Misseri, 1982; Dahl et al., 1983; Dahl, 1984; Ernewein and Whitechurch, 1986; Ernewein, 1987; Beurrier, 1987; Benn et al., 1988; Ernewein et al., 1988; Juteau et al., 1988a; Juteau et al., 1988b; Reuber, 1988; Amri, 1995; Lachize et al., 1996).

1.2.3 Les unités néo-autochtones

Les unités néo-autochtones se déposent sur l'ensemble substrat-nappes. Elles sont formées de trois unités principales datées du Turonien au Miocène-Pliocène et variables latéralement (Ricateau and Riché, 1980; Searle and Graham, 1982; Searle, 1985; Roger et al., 1989; Platel and Roger, 1989; Babinot and BourdillonJeudy-DeGrissac, 1989; Nolan et al., 1990; Filbrandt et al., 1990; Shackleton et al., 1990; Searle and Cox, 1999). À la base des séries néo-autochtones se trouve la formation de Muti qui repose en concordance avec les unités précédentes au sud-ouest du Jabal Akhdar, elle commence par des carbonates de plate-forme externe au Turonien et se poursuit au Sénonien par des turbidites, carbonates et dépôts quartzo-détritiques de milieu littoral. Dans le secteur nord du Jabal Akhdar et dans le Saih Hatat, la base de cette formation n'est pas observée, les dépôts Sénoniens reposent en discordance sur les dernières formations Cénomaniennes.

Au-dessus des formations de Muti, la formation de Juweisa, datée du Maastrichtien (Glennie et al., 1974; Lippard et al., 1986), remanie des blocs provenant des nappes allochtones d'Hawasina et de Suma'il, elle repose en concordance sur certaines unités autochtones et en discordance sur les nappes allochtones. Elle est formée de conglomérats, carbonates, flyschs et turbidites de plate-forme externe Maastrichtiens sur lesquels reposent en discordance des séries organo-détritiques d'âge Oligocène à Miocène, localement, des carbonates d'âge Paléocène ou Éocène sont observés mais ils n'apparaissent pas en continu dans la séquence sédimentaire ; ils marquent une période où s'alternent émersions et immersions (Glennie et al., 1974; Searle et al., 1983; Robertson, 1986; Béchennec et al., 1989a; Rabu et al., 1993).

1.2.4 En résumé : Les grandes étapes ayant marqué la formation des montagnes d'Oman

À partir des séquences sédimentaires de l'autochtone, des nappes d'Hawasina et de la couverture néo-autochtone, il a été possible de faire des reconstitutions palinspastiques de la marge arabe au Trias supérieur (figures 1.7 et 1.8) et de retracer les principales étapes de l'histoire de l'édification d'une chaîne Éo-Alpine sur la bordure nord de la plaque Arabe.

Au précambrien supérieur, le continent est pénéplané et stable, le socle cristallin et cristallophyllien affleure. Une phase de distension liée au cycle orogénique pan-africain

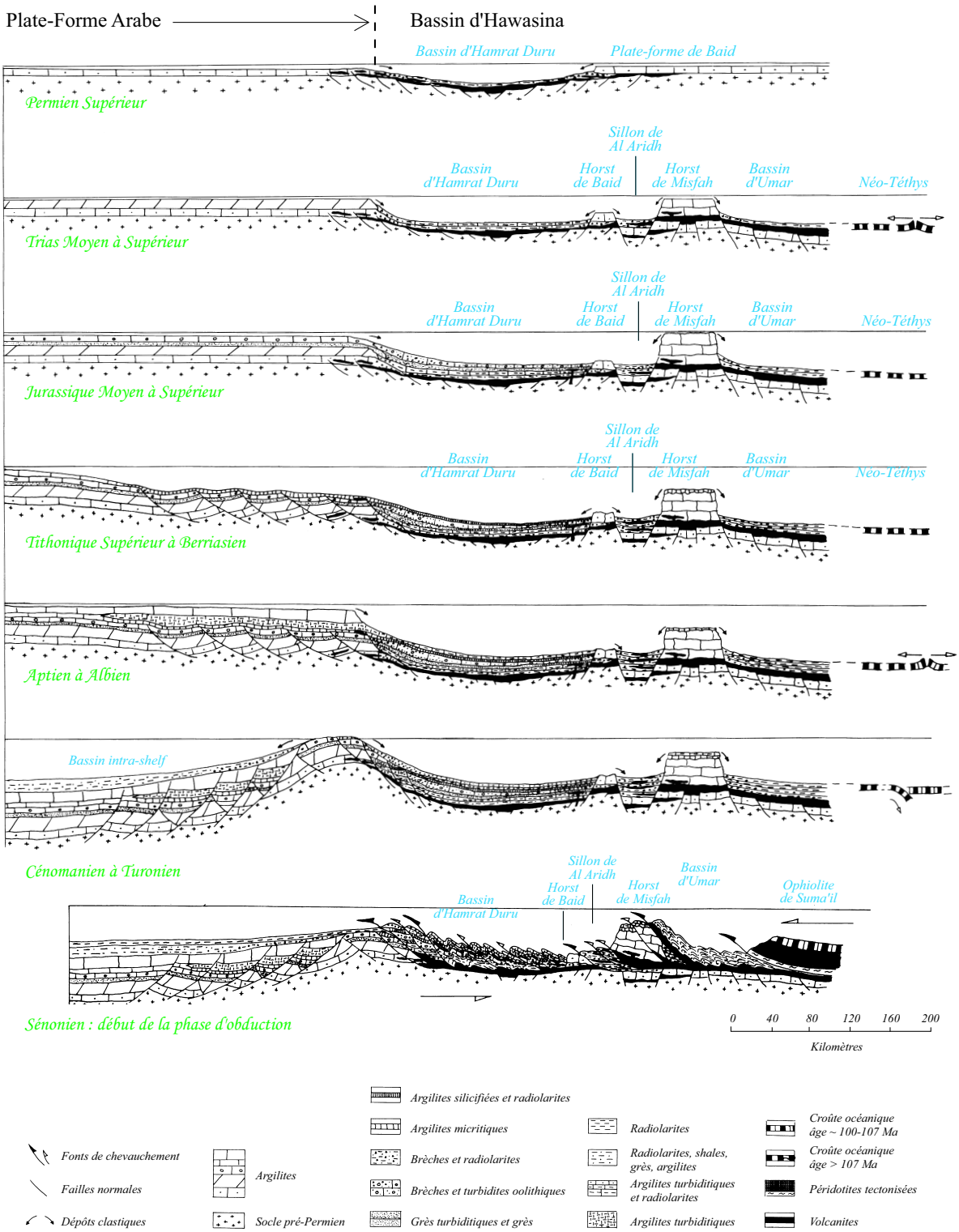


FIG. 1.8 – Profils illustrant les étapes principales de la formation et de l'évolution de la marge passive Arabe et du bassin d'Hawasina (extrait de Béchennec et al., 1988).

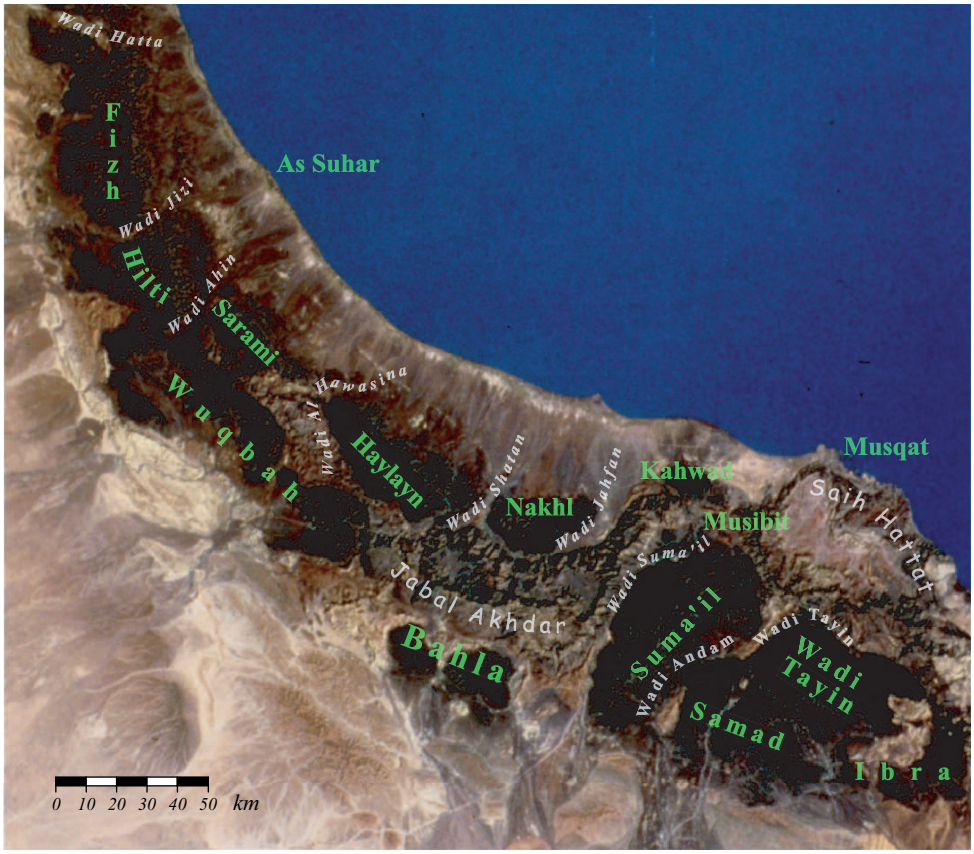


FIG. 1.9 – Image composite construite à partir de photos satellites de la terre (Imageur Landsat et scanner multispectral Landsat) montrant les montagnes d'Oman et localisant les différents massifs et les principaux wadis.

(Bechennec et al., 1988; Béchennec et al., 1989a) affecte le continent entraînant un épisode de rifting caractérisé par un magmatisme intra-continental alcalin. Elle est suivie d'une transgression entraînant le dépôt de niveaux de conglomérats, la distension s'arrête rapidement et une sédimentation carbonatée et gréseuse de plate-forme se met en place dans le bassin intra-continental formé. Certains auteurs (Tschopp, 1967; Glennie et al., 1974; Michard, 1982) ont proposé un métamorphisme hercynien pour ces séries sédimentaires mais il semble en fait que l'événement hercynien n'aie que très peu marqué la marge arabe (Béchennec et al., 1989a).

Les volcanites du groupe d'Hamrat Duru sont recouvertes de radiolarites datées du Permien supérieur (De-Wever et al., 1988c; De-Wever et al., 1988a; De-Wever et al., 1988b; De-Wever et al., 1990) montrant un début de rifting pour cette période et non au Trias comme il l'a été souvent proposé (Glennie et al., 1974; Searle et al., 1980; Watts and Garrison, 1986; Robertson, 1986; Cooper, 1987; Bernouilli and Weissert, 1987). Cette zone est fortement marquée par le cycle orogénique éo-alpin, les évènements se succèdent jusqu'au Crétacé supérieur. Tout d'abord la marge Arabe est affectée par trois épisodes

d'extension continentale : le premier, au Permien supérieur, aboutit à la formation d'un vaste bassin épi-continental (bassin de Hamrat Duru) avec dépôts sédimentaires de plate-forme. Le second, au Trias moyen à supérieur, entraîne l'effondrement de la partie distale du bassin de Hamrat Duru et à la création d'un bassin profond en bordure de marge (figure 1.7) ; la marge passive Arabe, sur laquelle se poursuit la sédimentation de plate-forme, se sépare du bassin d'Hamrat Duru affaissé où se déposent des sédiments de plaine bathyale (pélites et radiolarites). En bordure externe, des hauts fonds et un petit bassin (sillon de Al Aridh) séparent le domaine épi-continental du bassin de Umar ; il s'y dépose essentiellement des turbidites et conglomérats de bordure de marge. Le bassin de Umar marque la transition entre la domaine continental et le domaine océanique, un mélange de conglomérats, de turbidites et de radiolarites y sédimentent (Ricateau and Riché, 1980; Watts and Garrison, 1986; Béchennec et al., 1989a; Béchennec et al., 1989b, figure 1.7). Enfin, le dernier événement d'extension, au Tithonique, se caractérise par l'effondrement total de la marge Arabe et l'affaissement du bassin d'Hawasina, des basaltes alcalins et des sédiments de mer profonde se mettent en place dans le sillon d'Al Aridh, l'épisode transgressif sur la marge Arabe se termine par des dépôts de turbidites et de carbonates de plate-forme.

À partir de l'Aptien, le contexte géodynamique change et devient compressif et l'océan néo-téthysien se referme. Une subduction de la plaque arabique sous la plaque eurasiatique se met en place aboutissant à un bombement de la marge passive arabe puis à au charriage de sa partie nord-est (Saih Hatat) sous la plaque eurasiatique. Les sédiments de la marge sont alors métamorphosés dans les faciès schistes bleus et/ou éclogites (Michard, 1983; Le-Métour et al., 1986; El-Shazly et al., 1990; Michard et al., 1994; Searle et al., 1994; Chemenda et al., 1996; Hacker and Gnos, 1997). Cette première subduction se verrouille rapidement lorsque la plaque Afrique-Arabie refuse de plonger plus avant sous la zone de subduction provoquant la remontée rapide des sédiments métamorphiques de la marge Arabe. Le détachement d'un fragment jeune de lithosphère océanique du bassin de Suma'il se produit alors en arrière de cette subduction bloquée (Cakir et al., 1978). Du Turonien au Campanien, ce fragment de lithosphère voyage dans une direction approximativement sud puis s'obducte sur la marge passive omanaise (Gealey, 1977; Welland and Mitchell, 1977; Boudier and Michard, 1981; Michard, 1983; Searle and Stevens, 1984; Michard et al., 1985; Lippard et al., 1986; Bechennec et al., 1988; Michard et al., 1989; Shelton and Egan, 1991, figure 1.8). Ce charriage provoque le délaminage de la couverture sédimentaire du bassin d'Hawasina et la mise en place des nappes volcano-sédimentaires avant la remontée de la nappe de Suma'il sur le continent, il correspond à la surrection d'une chaîne Éo-Alpine sur la bordure sud de la néo-Téthys. Avant le charriage, la compression entraîne une flexure de l'ancienne marge passive arabe et la création d'un bassin intra-shelf en arrière d'une zone bombée ; les carbonates et turbidites de la formation de Muti se dépose sur la marge Arabe transformée. Au Maastrichtien, les nappes d'Hawasina et ophiolitiques se mettent définitivement en place sur le continent, les sédiments de la formation de Juweisa, remaniant des éléments du nouveau substratum, se déposent en continu sur les séries précédentes en avant du chevauchement et en discordance sur les nappes allochtones. Le début du Cénozoïque est marqué par des successions de transgres-

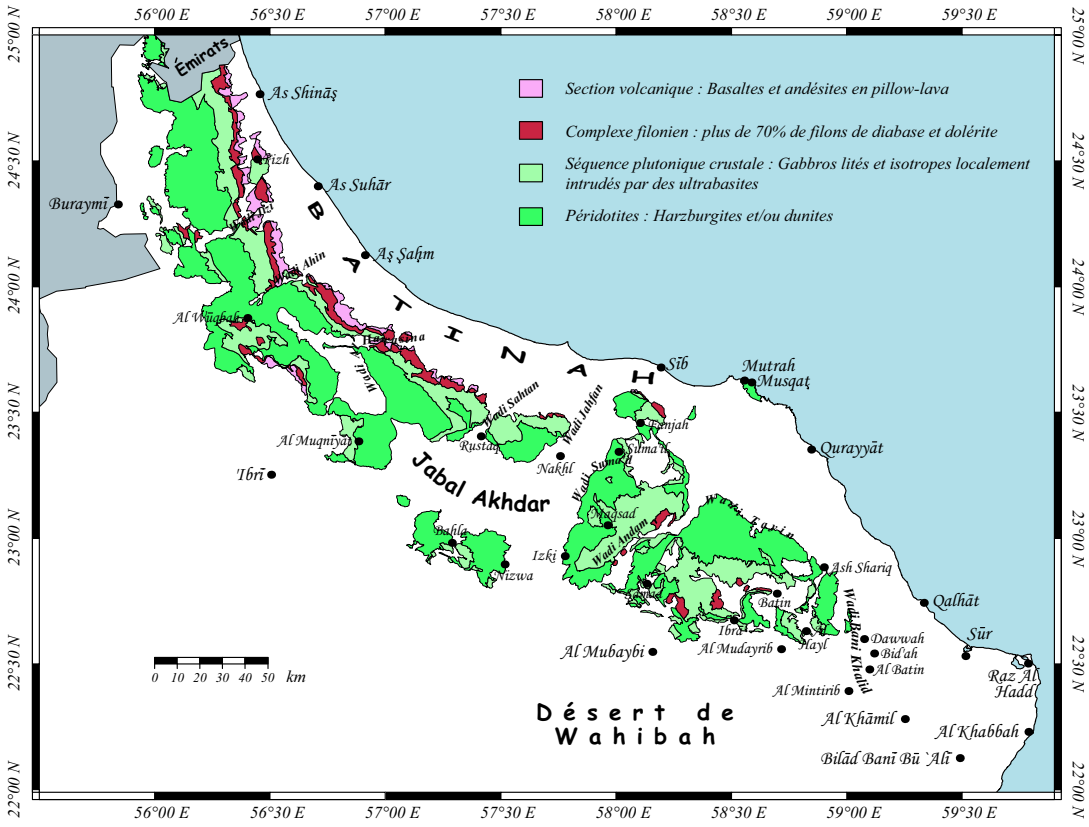


FIG. 1.10 – Carte géologique simplifiée de la séquence ophiolitique des nappes d'Oman localisant les principales villes et wadis (contours géologiques digitalisés d'après les cartes géologiques de l'ophiolite d'Oman du BRGM au 250 000ème).

sions et régressions marines entraînant des dépôts discontinus sur la bordure nord de la plaque arabe, la séquence sédimentaire se termine pendant le Pliocène au moment de la surrection définitive des montagnes d'Oman.

Vers la fin du Miocène, une phase de compression a entraîné une surrection inégale de la chaîne omanaise et, en particulier, le bombement du Jabal Akhdar et du Saih Hatat qui va entraîner par la suite leur érosion, la création des fenêtres correspondantes et le dépôts de séries quaternaires dans la Batinah et dans le golfe d'Oman. La chaîne Alpine Nord-Omanaise acquiert ses principaux caractères structuraux, l'ophiolite notamment se disloque en une dizaine de petits massifs. Aucune nomenclature officielle n'a été définie pour ces massifs ophiolitiques, la figure 1.9 récapitule les dénominations qui désigneront les différentes zones géographiques dans la suite de ce travail ; certains massifs ont parfois été désignés par d'autres termes dans les travaux précédents, par exemple, le massif de Salahi (Ernewein, 1987; Rothery, 1982; Shelton, 1984; Browning, 1982, ect...) sera cité ici par le terme de " Hilti " et le massif de Rustaq par le terme de " Nakhl ". Actuellement, l'obduction sur la marge omanaise est verrouillée et le mouvement compressif qui se continue est absorbé, au nord, par la subduction du Makran. Le golfe d'Oman représente

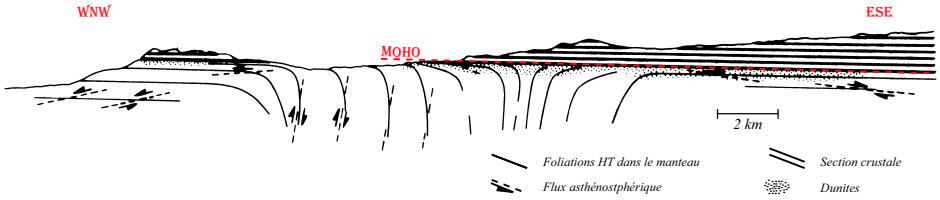


FIG. 1.11 – Coupe ouest-nord-ouest à est-sud-est dans le diapir de Maqsad parrallèle à l'axe de la paléo-dorsale, cette coupe illustre la rotation rapide des structures mantellaire à l'aplomb du diapir (modifié d'après Ceuleneer et al., 1988 ; Nicolas, 1989)

ce qu'il reste de l'océan néo-téthysien, il a été totalement subducté à l'ouest de l'Oman Line avant l'événement de collision continent-continent qui a lieu présentement.

1.3 Position du sujet

1.3.1 L'ophiolite d'Oman

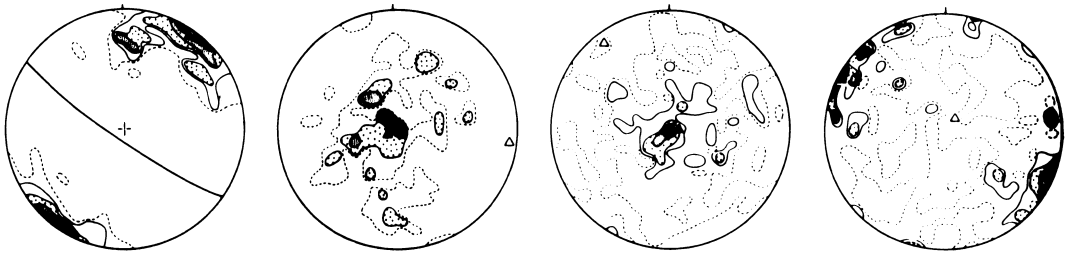
Au cours de son histoire, l'ophiolite d'Oman a subi trois événements tectoniques majeurs : ce sont succintement l'accrétion au niveau d'un centre d'expansion océanique, le charriage intra-océanique lors des stades précoces de la fermeture de la Néo-Téthys et enfin, l'obduction sur la marge passive Arabe. C'est cette histoire complexe qui est responsable de l'ensemble des structures actuellement observées dans l'ophiolite, structures étudiées depuis des années (Reinhardt, 1969; Allemann and Peters, 1972; Gregory, 1984; Ceuleneer et al., 1988; Nicolas, 1989; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998; Nicolas et al., 2000a; Jousselin and Nicolas, 2000a, et références incluses) et passablement bien connues.

1. L'obduction et la tectonique post-obduction sont responsables d'un métamorphisme haute pression qui se localise essentiellement dans les unités autochtones et para-autochtones du Saih Hatat (Glennie et al., 1974; Michard et al., 1984; Searle, 1985; Bernouilli and Weissert, 1987; Searle and Cox, 1999; Gray and Gregory, 2000) et affecte très peu l'ophiolite de Suma'il.
2. Le détachement du lambeau de lithosphère océanique à l'origine de l'ophiolite et son charriage intra-océanique sont responsables de structures comme les foliations de la base de la section mantellaire et les grandes zones de cisaillement d'orientation nord – sud à nord-ouest – sud-est recoupant l'ensemble de la section mantellaire et une partie des gabbros sus-jacents (Ceuleneer, 1986; Boudier et al., 1985; Boudier et al., 1988; Reuber, 1988; Nicolas et al., 1988b). Ces structures n'occupent qu'une surface relativement restreinte de l'ophiolite ; elles décalent celles classiquement attribuées au fonctionnement de la dorsale et ont été acquises à haute température, ce qui montre que la température à la base du lambeau de lithosphère en cours

de détachement était encore suffisamment haute pour créer des structures plastiques et non cassantes. Cet argument, en plus de l'âge du métamorphisme de la semelle de l'ophiolite au sommet des nappes d'Hawasina (pratiquement égal à celui de l'ophiolite elle-même, montrant que la lithosphère océanique charriée était jeune lors de l'obduction), favorise l'hypothèse d'un détachement à l'axe de la dorsale dans les stades précoces de la compression (Montigny et al., 1988; Nicolas, 1989) et du charriage d'un lambeau de dorsale sur la plate-forme arabe. L'ophiolite d'Oman a donc été interprétée comme un fragment de dorsale océanique fossile obducté sur le continent au Crétacé supérieur.

3. Enfin, en dehors de ces quelques grandes zones de cisaillement, l'essentiel des foliations et linéations dans le manteau sont attribuées au fonctionnement du centre d'expansion océanique et ont été interprétées en terme de flux asthénosphérique ou magmatique (Boudier and Coleman, 1981; Smewing et al., 1984; Lippard et al., 1986; Ceuleneer, 1986; Rabinowicz et al., 1987; Ceuleneer et al., 1988; Nicolas et al., 1988b; Nicolas et al., 1988a; Nicolas, 1989; Jousselin et al., 1998; Nicolas et al., 2000a). En particulier, en certaines zones très localisées telle la zone de Maqsad dans le massif de Suma'il, la zone de Batin dans le massif du Wadi Tayin et la zone de Shamah dans le massif de Khawr Fakkan (Émirats Arabes Unis), le manteau présente des structures orientées verticalement pouvant s'incurver fortement sur des distances relativement courtes pour devenir sub-parallèles au contact manteau-croûte ainsi qu'elles se présentent sur la majeure partie de la surface de l'ophiolite (Ceuleneer et al., 1988; Nicolas et al., 1988b). Ces secteurs caractérisés par des structures verticales définissent des diapirs du manteau (figures 1.11, et 1.12), lorsqu'on s'éloigne du diapir, les structures deviennent horizontales mais s'orientent préférentiellement dans une direction perpendiculaire à celle définie par les dykes du complexe filonien et interprétée comme étant celle de l'axe de la paléo-dorsale.

De nombreux processus tels la fusion partielle du manteau, la ségrégation, la migration ou l'accumulation des différentes fractions de liquide, la cristallisation fractionnée de ces liquides et enfin les réactions avec l'encaissant entrent en jeu dans la genèse des basaltes océaniques. Compte tenu de l'épaisseur de la séquence plutonique crustale, la cristallisation fractionnée en particulier doit jouer en rôle primordial pour la pétrogenèse des basaltes ; l'étude des cumulats océaniques, étape intermédiaire entre le produit de fusion partielle du manteau et le verre basaltique classiquement obtenu aux dorsales, est donc critique pour la compréhension de l'histoire magmatique des dorsales. Cependant, les gabbros océaniques se situent sous une couche plus ou moins épaisse de basaltes et de sédiments et ils n'affleurent que très rarement au niveau des dorsales. Ils n'ont par conséquent que très rarement été échantillonnés ; les données sur la croûte océanique profonde restent donc rares (Miyashiro et al., 1970; Bloomer et al., 1989; Ozawa et al., 1991; Dick et al., 1991; Natland et al., 1991; Ross and Elthon, 1993; Dick and Natland, 1996; Natland and Dick, 1996; Coogan et al., 2000a; Coogan et al., 2000b, voir aussi les volumes ODP leg 118,147, 153, ect...). Par contre, la section plutonique crustale est généralement très bien exposée dans les ophiolites et étudiée en conséquence (Browning and Smewing,



(a) Orientation du complexe filonien ; contours : 1, 2, 5, 9, 15 %

(b) Plans de litage des gabbros ; contours : 1, 3, 4, 5 %

(c) Foliations des péridotites ; contours : 1, 2, 3, 4, 5 %

(d) Linéation des péridotites ; contours : 1, 2, 2.5, 3 %

FIG. 1.12 – Diagrammes stéréographiques montrant l'orientation préférentielle des struxtures dans le Massif de Suma'il. Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (extrait de Ceuleneer et al., 1988).

1981; Smewing, 1981; Pallister and Hopson, 1981; Pallister and Knight, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ernewein and Whitechurch, 1986; Lippard et al., 1986; Ernewein, 1987; Ernewein et al., 1988; Juteau et al., 1988a; Juteau et al., 1988b; Reuber, 1988; Juteau et al., 1989; Amri, 1995; Boudier et al., 1996; Lachize et al., 1996; Nicolas et al., 1996; Vanko and Laverne, 1998; Yaouancq and MacLeod, 2000; MacLeod and Yaouancq, 2000; Garrido et al., 2001) et les données sur gabbros ophiolitiques sont donc très nombreuses ; le problème inhérent aux ophiolites est que le contexte géodynamique de leur mise en place est souvent mal contraint et qu'il est en particulier difficile de définir leur position par rapport au centre d'accrétion qui les a générées, la géométrie du système de drainage magmatique est donc assez peu accessible dans cette situation. La bonne connaissance des structures dans l'ophiolite d'Oman et plus particulièrement dans le massif de Suma'il, en plus de sa situation privilégiée dans la chaîne Alpino – Himalayenne, en fait donc un terrain d'étude très privilégié pour la compréhension des dorsales océaniques.

1.3.2 Les filons de la section mantellaire d'Oman

Avant les stades d'évolution dans la croûte, c'est au cours de la ségrégation entre les péridotites résiduelles et le liquide magmatique puis de la circulation des magmas dans le manteau, que les premiers phénomènes de cristallisation fractionnée se produisent. La migration des magmas représente donc une étape pétro-géochimique fondamentale dans la genèse des MORBs. Son rôle est encore très mal compris à ce jour, mais elle est probablement responsable d'une large part de l'hétérogénéité géochimique des basaltes océaniques. Les produits de la cristallisation fractionnée (=" *Cumulats* ") piégés au sein des structures de migration (c'est-à-dire dans des fractures mais aussi dans des chenaux de percolation, poches diffuses, etc...) sont les témoins les plus directs des processus de

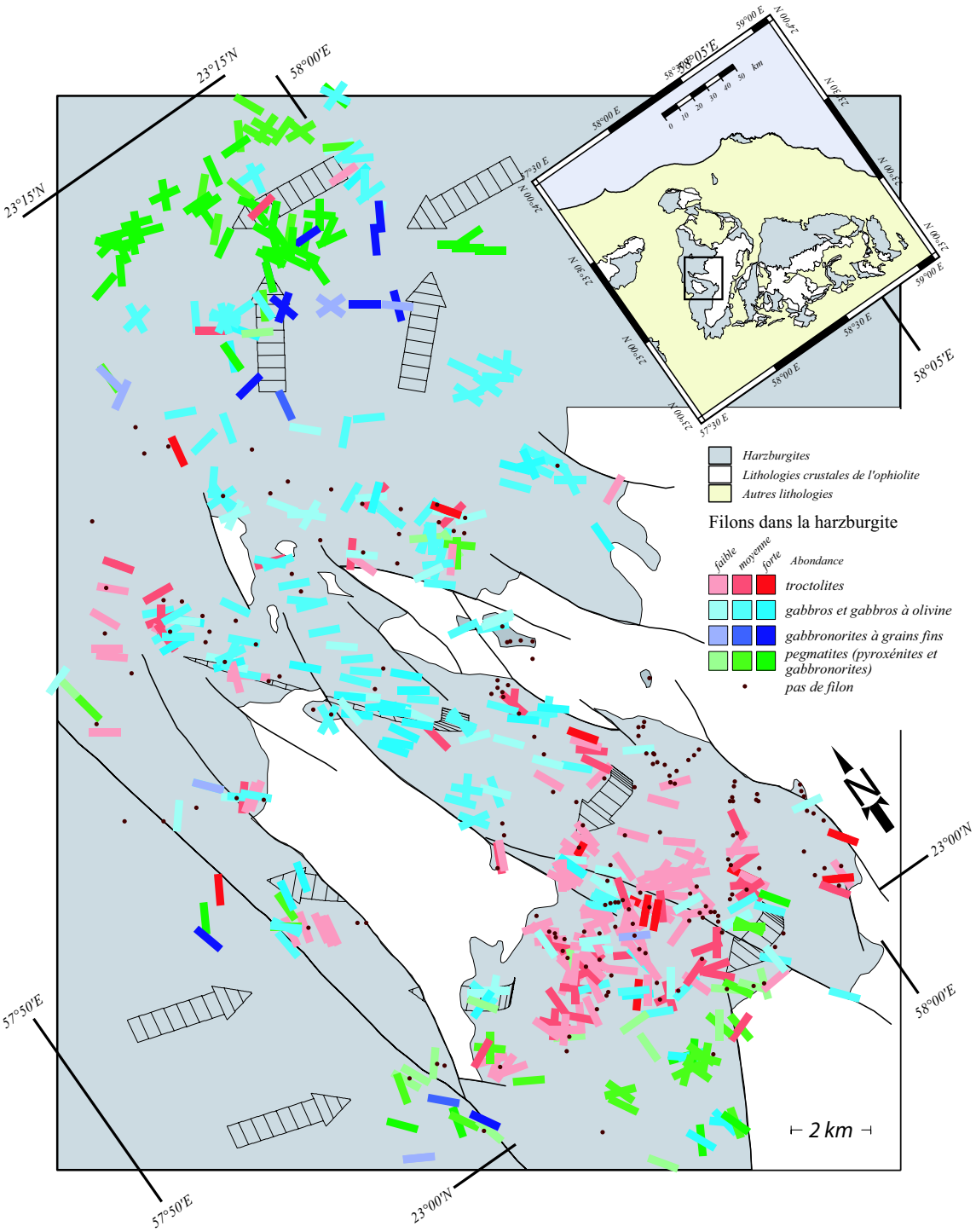


FIG. 1.13 – Carte de répartion des faciès filonien dans la section mantellaire du massif de Maqsad (extrait de Ceuleneer et al., 1996). Les abondances représentent la proportion de surface d'un affleurement occupée par les filons par rapport à celle occupées par l'encaissant *Faible : < 1 %; Moyenne : 1 à 5 %; Forte : > 5 %*. Les flèches représentent les principales linéations mesurées dans les harzburgites montrant la localisation du diapir.

migration des magmas auxquels on peut avoir accès.

L'existence de filons en Oman est connue depuis très longtemps, c'est précisément H. J. Carter (1850) qui le premier décrivit un affleurement de *greenstone* au contact entre les péridotites et les calcaires tertiaires sus-jacents au niveau du petit village de Darsayt, dans la rade de Musqat ; cette *greenstone* est en fait une intrusion de diorite dans les péridotites, elle a été échantillonnée dans le présent travail sous le label 99 *MCT* 5. Depuis Carter, de nombreuses études géologiques ont été faites sur l'ensemble de l'ophiolite d'Oman et la présence d'abondants filons a été notée par les auteurs et curieusement, si les mesures structurales ne manquent pas (Ceuleneer, 1986; Ceuleneer et al., 1988; Nicolas, 1989; Ceuleneer, 1991; Jousselin et al., 1998), très peu d'études pétrologiques ont été consacrées à ces filons. L'étude pétrologique et géochimique systématique des filons intramantellaire d'Oman a été entamée par l'équipe de pétrologie de l'U.M.R. 5562 dans le massif de Suma'il il y a une dizaine d'années (Ceuleneer et al., 1996; Amri et al., 1996; Benoit, 1997; Benoit et al., 1996; Benoit et al., 1999, voir figure 1.13). L'étude de ce seul massif de 40 km où un diapir du manteau avait été localisé (Ceuleneer, 1986; Rabinowicz et al., 1987; Ceuleneer et al., 1988; Nicolas, 1989, figure 1.11), a permi de dégager plusieurs caractéristiques intéressantes concernant la genèse des filons intramantellaires. La première constatation importante peut être faite sur la carte de la figure 1.13, les caractères pétrographiques filoniens ne sont pas aléatoirement répartis sur la surface de ce massif mais une zonation nette se surimpose au diapir (Ceuleneer et al., 1996). On rencontre quatre types lithologiques principaux, les troctolites, les gabbros à olivine, les gabbronorites et les pyroxénites ; au cœur du diapir, les filons sont rares, ils deviennent plus abondants lorsqu'on s'en éloigne et montrent une disposition concentrique centrée sur la zone de flux mantellique ascendant, les troctolites au centre

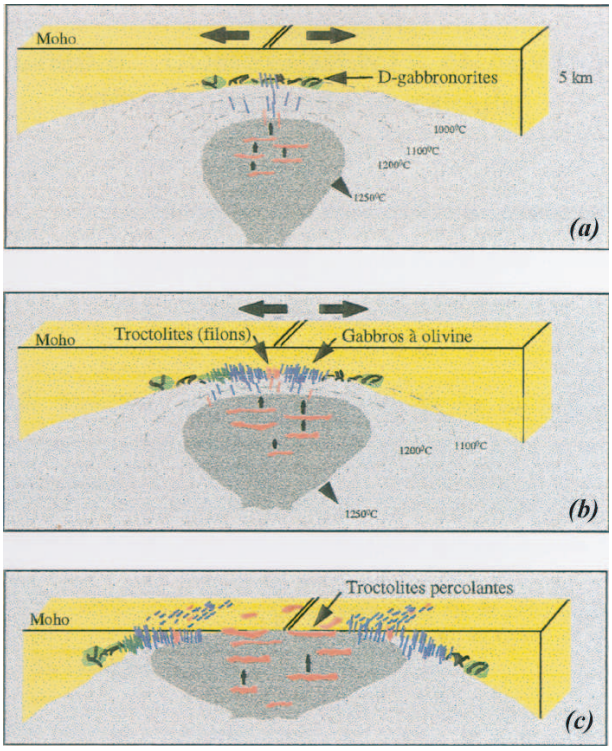


FIG. 1.14 – Schéma d'évolution du diapir de Maqsad (extrait de Benoit, 1997). La lithosphère apparaît en jaune, l'asthénosphère en grisé ; les filons de troctolites sont représentés en rouge, de gabbros à olivine en bleu et de pegmatites (pyroxénites et gabbronorites appauvris) en vert ; *(a)* : montée des isothermes et formation des pyroxénites et gabbronorites appauvris dans la lithosphère hydratée ; *(b)* : cristallisation de faciès filonniens de troctolites et de gabbro(norite)s à olivine ; *(c)* : le cœur du diapir atteint le moho ; les troctolites percolantes cristallisent.

puis les gabbros à olivine et enfin gabbronorites et pyroxénites pegmatitiques. Les troctolites sont des cumulats de haute température (Grove and Bryan, 1983; Grove et al., 1992; Michael and Chase, 1987, $1190°C$ – $1210°C$) et l'apparition successive du clinopyroxène puis de l'orthopyroxène respectivement dans les gabbros à olivine puis les gabbronorites témoigne de températures de cristallisation de plus en plus basses. La disposition concentrique des lithologies filoniennes évoque donc une zonation thermique du diapir avec les plus hautes températures au cœur. D'autres données telles les textures des péridotites, granoblastiques au cœur de ce diapir et porphyroclastiques en périphérie, où leur chimisme, moins appauvri et sans doute plus riche en clinopyroxène en périphérie qu'au centre, semblent confirmer cette zonation (Quatrevaux, 1995; Godard et al., 2000).

L'étude sur les filons du diapir de Maqsad a été approfondie par Mathieu Benoit (1997) au cours de sa thèse par l'analyse géochimique (éléments traces et isotopes) d'échantillons représentatifs. Ces analyses ont permis de souligner certains points intéressants, notamment les parts respectives de la fusion partielle, de la cristallisation fractionnée, de l'interaction magma – roche et des hétérogénéités de sources dans la signature géochimique – et donc la genèse – des filons. Les signatures isotopiques en néodyme et en plomb de la plupart des cumulats analysés correspondent à celles d'un manteau similaire à celui dont sont issus les MORBs de l'océan indien ; les troctolites, les gabbros à olivine et une partie des gabbronorites du massif de Suma'il se placent dans une logique de différenciation d'un liquide type MORB. Certaines gabbronorites cependant présentent des rapports isotopiques du strontium ($\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$) élevés montrant que l'eau de mer a joué un rôle important dans leur formation ; cela, associé à des compositions anormalement appauvries en élément incompatibles et à d'autres données géochimiques et pétrographiques telles que la richesse modale inhabituelle en orthopyroxène a permis de faire une distinction entre les gabbronorites s'inscrivant à la suite des troctolites et gabbros à olivine dans une série tholéiitique " normale " et des gabbronorites " déprimées " provenant d'une source très appauvrie. Un modèle de fusion d'une lithosphère altérée par l'eau de mer et hydratée a été proposé pour expliquer la source appauvrie (Benoit et al., 1999, figure 1.14), soulignant l'importance des phénomènes hydrothermaux dans la genèse de la croûte océanique ; certains cumulats de composition intermédiaire entre chimie type " MORB " et chimie déprimée peuvent provenir d'un mélange entre des fractions de ces deux types de liquide.

1.3.3 Étude des filons sur l'ensemble en l'ophiolite d'Oman : objectifs de la thèse

Le massif de Suma'il, et en particulier la zone de Maqsad, sont donc maintenant relativement bien connus, d'un point de vue filonien, les lithologies à plagioclase dominant (troctolites et gabbros à olivine) sont les plus abondantes et de larges filons de pyroxénite et de gabbronorite apparaissent en périphérie du diapir (figure 1.13). L'orientation du complexe filonien, N 130° – 160°, dans cette région est bien connue(Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986; Jousselin et al., 1998) et la zone à troctolite semble s'étendre plus largement dans cette direction que dans la direction perpendiculaire (figure 1.13), les limites nord-

est et sud-ouest de cette région chaude semblent à peu près bien définies à l'échelle du massif mais une continuité au nord-ouest et au sud-ouest paraît possible. Toutefois, ce point intéressant ne pouvait être confirmé que par l'extension de l'étude des filons aux massifs voisins (Nakhl et Samad). Mon travail de thèse a consisté à étendre cette étude à l'ensemble de la paléo-dorsale omanaise, cette généralisation présentait plusieurs intérêts dont celui d'appréhender l'effet de la segmentation des dorsales sur les processus de migration et de fractionnement des magmas. En effet, le massif de Suma'il, compte tenu de ses dimensions s'apparente à un segment de dorsale océanique, la totalité de l'ophiolite se place à une échelle comparable à celle de plusieurs segments de dorsale océanique (figure 1.15).

De plus, si la série troctolite – gabbro à olivine de type MORB était attendue dans un contexte de dorsale océanique, la présence d'une série de chimisme déprimé en incompatibles et en éléments mineurs a été une surprise. Dans le massif de Suma'il, cette dernière série couvre une surface relativement restreinte de la section mantellaire et semble mineure par rapport à la série tholéiitique ; une cartographie aussi exhaustive que possible des faciès filoniens sur l'ensemble de l'ophiolite permettrait également de connaître l'extension de la série déprimée par rapport à la série MORB classique.

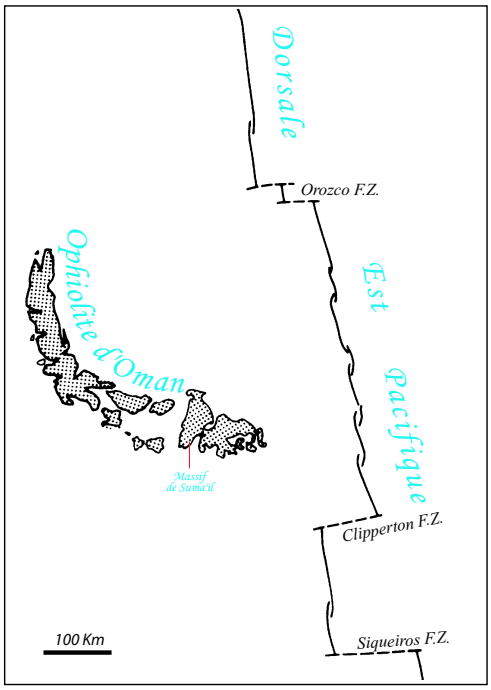


FIG. 1.15 – Dimensions comparées de l'ophiolite d'Oman et d'un segment de la dorsale Est Pacifique (Ceuleneer, 1986).

Au cours des travaux précédents, environs 200 filons ont été échantillonnés dans le massif de Suma'il. L'ensemble des observations faites sur ces roches (modes d'affleurement, minéralogies, textures) ainsi que les données microsonde sur les différentes phases minérales ont été intégrées aux données acquises au cours de ma thèse et la description complète des différentes caractéristiques de ces filons sera reprise dans le chapitre 2 ; leurs principales caractéristiques lithologiques ainsi que les compositions chimiques en éléments majeurs de leurs phases minérales principales sont précisées dans les fichiers sur la disquette jointe. Par ailleurs, environ 800 échantillons ont été récoltés dans la quasi-totalité des autres massifs, la description pétrographique complète ainsi que les analyses microsonde des principales phases minérales constitutives de ces échantillons a occupé une bonne partie du temps de ma thèse ; la comparaison des données obtenues avec celles déjà acquises auparavant sur les gabbros crustaux ont permis de montrer une variabilité chimique comparable à celle observée dans la séquence plutonique crustale et, par conséquent de souligner l'importance des processus géochimiques se produisant en profondeur.

Chapitre 2

Caractéristiques lithologiques des filons mantellaires d'Oman

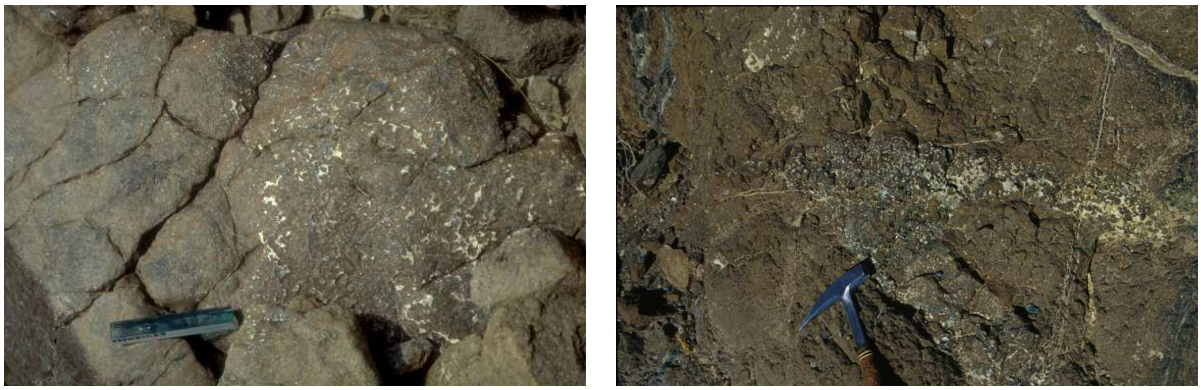
> Un sculpteur se fait livrer un gros bloc de pierre pour réaliser une commande. Il se met au travail aussitôt et, après quelques mois de travail acharné, il achève de façonner un magnifique cheval.
>
> Un enfant à qui il enseignait l'art de sculpter et qui l'avait regardé faire pendant tous ces longs mois s'en étonne alors : « Comment savais-tu qu'il y avait un cheval dedans la pierre ? »
>
> – (Carrière, 1998).

L'étude précédemment réalisée dans le massif de Suma'il par Mathieu Benoit et Georges Ceuleneer (Benoit, 1997; Ceuleneer et al., 1996) a permis de différencier 4 ou 5 faciès différents dans cette zone là. Parmi ces quelques faciès, les troctolites et les gabbros à olivine sont franchement dominants. Les missions de terrain qui ont suivi cette étude et qui ont porté sur la totalité de la surface de l'ophiolite ont abouti a l'étude de plus d'un millier d'échantillons et ont permis de mettre en évidence une diversité de faciès bien supérieure à celle trouvée dans le massif de Suma'il uniquement et une abondance relative totalement différente.

Les descriptions réalisées sur le terrain n'étant pas suffisamment fiables pour déterminer la lithologie, je me suis surtout basée sur les observations en lames minces et sur des critères tels que les proportions modales et certaines caractéristiques texturales permettant de déterminer un ordre de cristallisation pour classer les filons, dans le détail, en une quarantaine de faciès. De façon plus générale, la majorité de ces 40 faciès peut être regroupée en huit grandes familles : les troctolites, les gabbros à olivine, les gabbros indifférenciés, les gabbronorites, les pyroxénites et werhlites et quelques faciès exceptionnels tels les plagiogranites, les granodiorites et les diorites, les diabases ou des filons à minéralogie assez variable mais dont le mode d'affleurement et la chimie sont particuliers et qui sont probablement d'origine hydrothermale.

FIG. 2.1 – Exemple de filon tel qu'il se présente le plus souvent sur le terrain (massif de Haylayn, Sultanat d'Oman).

Compte tenu du nombre d'échantillons étudiés, il n'a pas été possible de faire un comptage de points systématique pour calculer les proportions modales, ce travail aurait été en effet bien trop long dans le cadre d'une thèse. Pour certains échantillons – des troctolites et gabbros à olivine du massif de Suma'il en particulier (Benoit, 1997; Benoit et al., 1996; Benoit et al., 1999) – les modes ont été calculés en utilisant les compositions



(a) Imprégnation diffuse dans la dunite du massif de Suma'il

(b) Filon diffus dans la harzburgite du massif de Samad

FIG. 2.2 – Imprégnations diffuses dans les péridotites d'Oman.

en éléments majeurs obtenues sur roche totale à l'ICP-MS d'une part et sur minéraux séparés à la microsonde électronique d'autre part. Mais de la façon la plus générale, les proportions modales ont été estimées sur lames minces entraînant une erreur probablement proche de 10 % à 15 %.

Dans tous les échantillons, l'altération est extrêmement variable, elle peut concerner une seule ou la totalité des phases et va de 0 % à 100 %. L'olivine présente généralement une serpentinisation plus ou moins poussée, la serpentine cristallisant dans des fractures de des olivines. Les plagioclases sont plus rarement altérés, lorsque c'est le cas, l'altération s'exprime généralement par une albitisation aux bordures de ces minéraux. De la trémolite et/ou de l'actinolite résultant de l'altération des pyroxènes apparaissent souvent en pourtour de ces minéraux, lorsque l'hydratation est plus forte, le remplacement des pyroxènes par l'amphibole se fait dans la masse et l'analyse de cette phase devient impossible. Toutefois, cette étude ne s'intéresse que très succintement aux mécanismes de l'altération en conséquence de quoi, les descriptions qui suivent s'en tiennent strictement aux phases magmatiques et ne prennent pas en compte les minéraux d'altération. Pour les quelques échantillons totalement altérés, aucune description ni analyse n'a bien-sûr pu être possible, néanmoins, ces cas sont très minoritaires, notre démarche ayant été d'éviter les zones altérées lors de l'échantillonnage et donc, pour la majorité des échantillons, l'altération reste suffisement faible pour permettre une description aussi complète que possible des lames minces.

2.1 Quelques définitions concernant les modes d'affleurement des filons

À l'affleurement les filons se présentent de diverses manières dont la plus courante est

(a) Lentilles diffuses, massif de Suma'il (Amri, 1995)

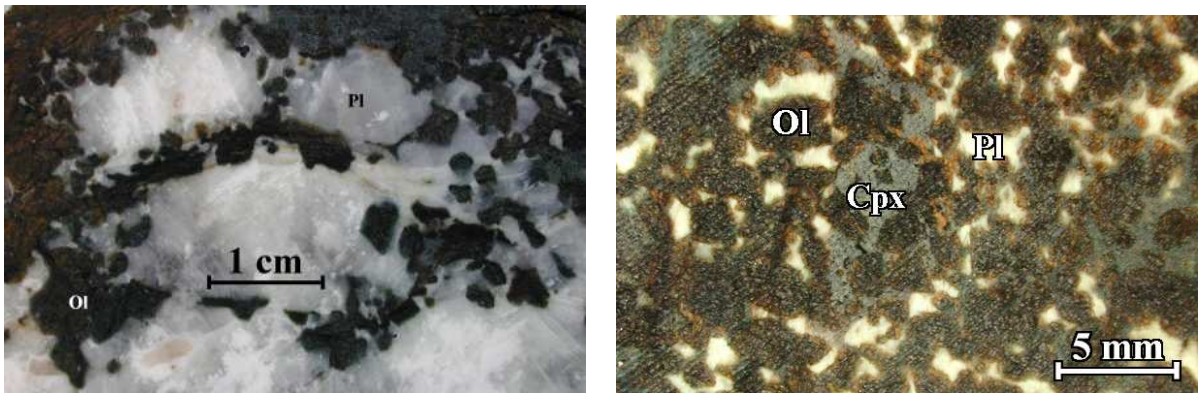
(b) Chenal percolant, massif de Nakhl

FIG. 2.3 – Exemples de chenaux diffus.

un espace entre deux plans d'écartement variable très visible et continu dans le paysage (voir figure 2.1). Le contact entre filon à l'encaissant (généralement de la harzburgite, parfois de la dunite) est franc. Ce type de mode d'affleurement sera simplement désigné par la suite par le mot **filons**. Les filons atteignent parfois une puissance de plusieurs mètres voire de plusieurs décamètres à tel point que les épontes peuvent n'être plus visibles. Dans d'autres cas, le filon prend une forme patatoïde sans orientation particulière, dans ces deux cas, on parlera d'**intrusions**.

D'autres modes d'affleurement existent, ils sont bien moins communs mais ils définissent certaines familles de faciès décrites dans la suite. Ils sont caractérisés par des contacts progressifs avec l'encaissant (figures 2.2 et 2.3). Du plagioclase et/ou du pyroxène apparaissent progressivement dans la péridotite, leur concentration reste toujours relativement faible donnant des échantillons toujours riches en olivine mais elle peut montrer des variations qui permettent de distinguer quatre types de modes d'affleurement. Lorsque la concentration de minéraux d'imprégnation reste globalement très faible, il se forme une " poche " dans la péridotite (figure 2.2 *(a)*) sans forme définie ni zone où on peut définir une lithologie de cumulat proprement dite ; ce mode d'affleurement définit les **imprégnations diffuses**. Dans les autres cas, on observe une augmentation de la concentration globale de minéraux imprégnants depuis le bord jusqu'au centre du filon suffisamment forte pour pouvoir définir une zone cumulat. Selon la forme du filon, on parlera alors de **filons diffus** (il y a orientation dans une direction préférentielle, figure 2.2 *(b)*), de **lentilles diffuses** (pas d'orientation dans une direction préférencielle) ou de **chenaux percolants** (figure 2.3).

Enfin, il existe un mode d'affleurement propre aux pyroxénites où des pyroxènes apparaissent de façon diffuse dans la péridotite selon un plan concordant au litage de l'en-



(a) Dunite à plagioclase (échantillon 99 *HI* 53*a*)

(b) Dunite à plagioclase et clinopyroxène (échantillon 99 *HI* 71*b*)

FIG. 2.4 – Faces sciées de deux échantillons de dunite imprégnée du massif de Hilti où on observe le caractère pœcilitique des plagioclases et/ou des clinopyroxènes.

caissant (figures 2.78 et 2.110), cela définit les **rubanements**.

2.2 Les Troctolites

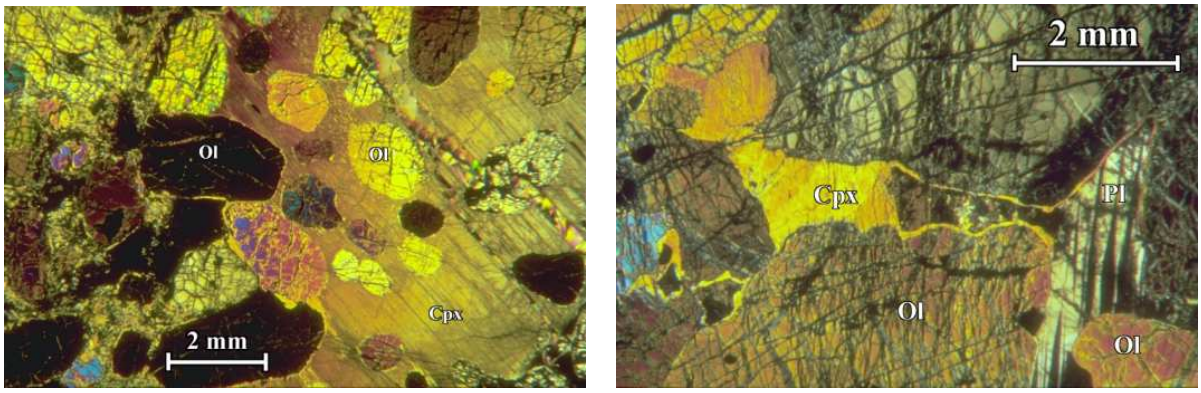
De tous les groupes lithologiques, les troctolites présentent les modes d'affleurement les plus variés, depuis les filons à contacts francs avec l'encaissant jusqu'aux imprégnations complètement diffuses en passant par tous les intermédiaires possibles de filons à contacts diffus. La forme d'affleurement la plus courante est celle de filon (figure 2.9) mais les formes diffuses, bien que minoritaires, sont loin d'être négligeables.

Les critères de terrain et pétrographiques nous ont amené à subdiviser les faciès troctolitiques en trois sous-groupes : un premier sous-groupe qui se présente toujours sous forme d'imprégnations diffuses sur le terrain et deux autres groupes (troctolites et troctolites à clinopyroxènes) qui affleurent sous forme de filons à contacts nets ou diffus avec l'encaissant et qui se distinguent par leurs compositions minéralogiques.

2.2.1 Les faciès d'imprégnation : Harzburgites et Dunites à Plagioclase et/ou Clinopyroxène

Les modes d'affleurement

Ils se présentent toujours sur le terrain sous forme d'imprégnations diffuses parfois plus ou moins rassemblées en poches (figures 2.2 et 2.3). Ces intrusions sont épaisses de quelques centimètres à quelques mètres, la taille la plus commune étant de l'ordre de quelques centimètres. Leur abondance sur l'affleurement est toujours relativement faible,



(a) Harzburgite à plagioclase et clinopyroxène, échantillon 99 HI 71b

(b) Dunite à plagioclase et clinopyroxène, échantillon 99 HI 81a

Fig. 2.5 – Deux lames minces faites dans des échantillons du massif de Hilti montrant le caractère pœcilitiques des plagioclases et des clinopyroxènes. Les olivines apparaissent en cristaux sub-automorphes. Lumière transmise polarisée, nicols croisés.

on les trouve le plus souvent en intrusion isolée, parfois ce sont deux ou trois chenaux percolants parallèles. Ces faciès sont relativement communs dans les massifs de Suma'il et de Hilti, on les trouve aussi, mais plus rarement, dans les massifs de Samad et Nakhl, ils représentent un faciès assez peu fréquent de troctolites (une trentaine sur les 124 échantillons prélevés). Compte tenu de leur mode d'affleurement, il est difficile de déterminer l'orientation de ces types de structures. On a néanmoins pu mesurer un plan dans une dizaine de cas (voir figure 2.12).

Les caractères pétrographiques

En lame mince, ces faciès présentent une texture de mésocumulat – de 5 à 25 % de minéraux interstitiels (Irvine, 1982) – ou d'orthocumulat – plus de 25 % de matériel interstitiel – contenant des zones plus ou moins recristallisées. Ces échantillons sont caractérisés par une morphologie sub-automorphe à automorphe des olivines et xénomorphe pœcilitique des plagioclases – et des clinopyroxènes quand ceux-ci sont présents – déjà visibles macroscopiquement sur les échantillons (figures 2.4, 2.4 et 2.5). Dans certaines zones de ces lames (figure 2.6), on observe des contacts plans entre minéraux et des jonctions triples à 120°, ce sont des zones recristallisées mais elles restent localisées et occupent une faible surface des échantillons. L'orthopyroxène est absent des dunites imprégnées mais dans le cas d'imprégnation dans la harzburgite, il est présent sous forme de cristaux sub-automorphes en inclusion dans les plages de plagioclase (et/ou clinopyroxène), il semble le plus souvent contemporain de l'olivine même s'il peut aussi se placer dans des interstices entre les cristaux d'olivine. Des opaques sont toujours présents en petits grains sub-automorphes qui sont en inclusion dans les orthopyroxènes quand ces derniers sont

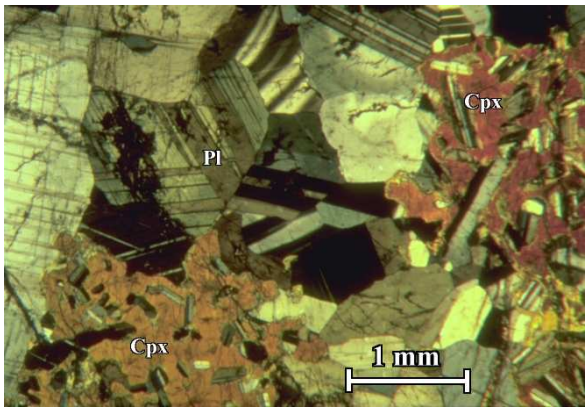


FIG. 2.6 – Texture partiellement recristallisée d'une harzburgite à plagioclase, le clinopyroxène garde son caractère pœcilitiques (massif de Hiliti, échantillon 99 HI 71c). Lumière polarisée, nicols croisés.

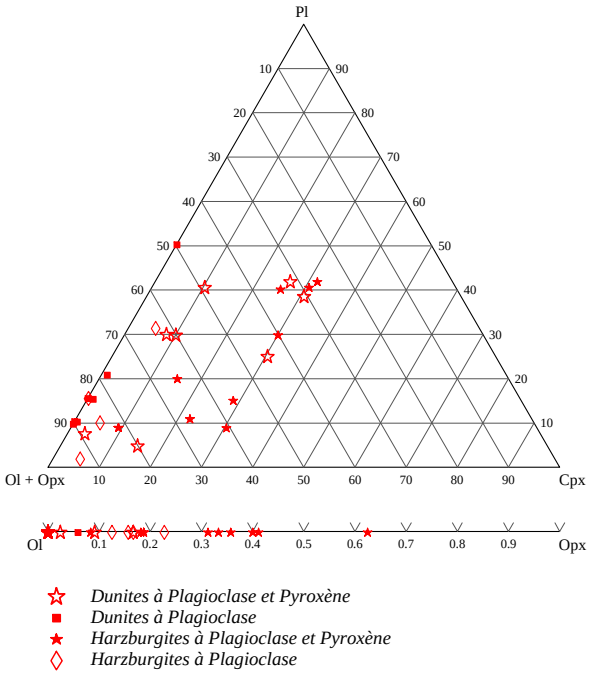


FIG. 2.7 – Diagramme représentant les compositions modales des harzburgites et des dunites à plagioclase et/ou clinopyroxènedans le système plagioclase (Pl) – olivine + orthopyroxène (Ol + Opx) – clinopyroxène (Cpx).

présents et sont soit en inclusion dans les olivines, soit interstitiels englobant les olivines. Ils n'apparaissent que très rarement isolés dans les plages pœcilitiques de plagioclase et clinopyroxène mais quand c'est le cas, ils se présentent comme les olivines en grains subautomorphes. Ce sont des spinelles chromifères souvent associés à des sulfures de Fe et de Ni et plus rarement à des ilménites et des rutiles (voir tableau 2.1). Les olivines ainsi que les autres phases minérales ne présentent pas d'évidence de déformation.

Les relations texturales entre les différentes phases minérales montrent clairement que l'olivine, l'orthopyroxène et les opaques sont associés alors que les plagioclases et les clinopyroxènes sont plus tardifs. Ces faciès d'imprégnation dans la péridotite peuvent résulter d'un autre processus que la simple cristallisation d'un magma : les olivines, orthopyroxènes et opaques pouvant être le résidu de la fusion partielle du manteau. Une simple observation en lame mince n'est pas suffisante pour déterminer l'origine cumulative ou résiduelle de ces minéraux, les caractères d'automorphie pouvant être attribués aussi bien à une primocristallisation qu'à une corrosion magmatique du minéral en question (Berger, 1978; Nicolas and Prinzhofer, 1983; Berger and Vannier, 1984; Nicolas, 1985; Berger, 1985). Il est donc difficile de parler de cristallisation et d'ordre de cristallisation pour ces faciès, il peut même être hasardeux de parler de cumulat. On peut néanmoins donner un ordre

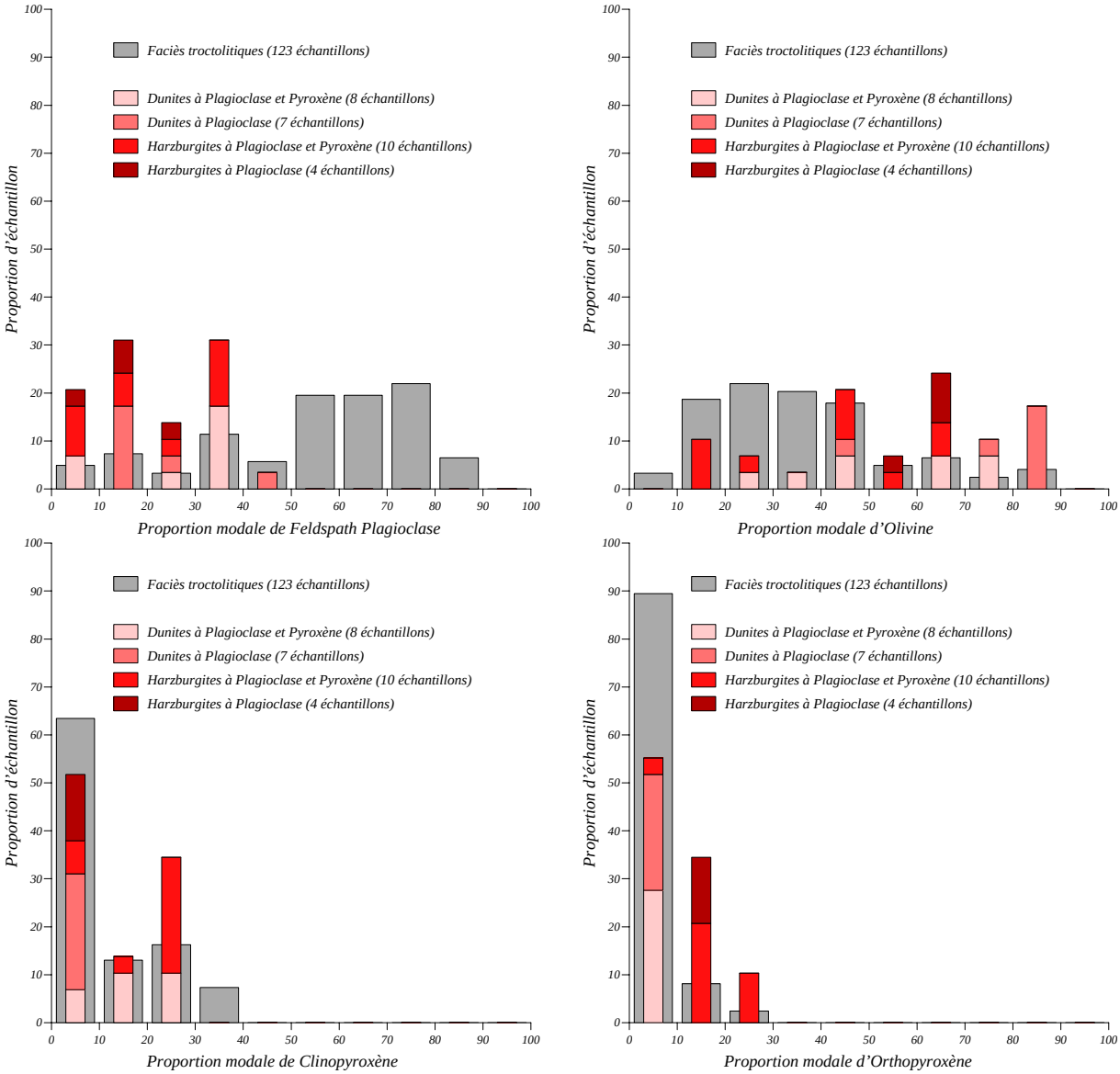


FIG. 2.8 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines, clinopyroxènes et orthopyroxènes dans les faciès d'imprégnation (en rouge). En gris, pour comparaison, sont représentés l'ensemble des faciès troctolitiques (harzburgites et dunites à plagioclase et/ou clinopyroxène, troctolites et troctolites à clinopyroxène).

(a) Filon dans le massif de Nakhl

(b) Filon dans le massif de Suma'il

FIG. 2.9 – Deux exemples de filon à contact franc avec l'encaissant, Sultanat d'Oman.

d'apparition des cristaux, l'olivine, les orthopyroxènes et les opaques étant visiblement associés et indéniablement antérieurs au plagioclase et au clinopyroxène, et ce, quelle que soit l'origine des différentes phases : **Ol (+ Opx) ± Opq — Pl (+ Cpx)**

Trois origines sont possibles pour les olivines : elles peuvent représenter le résidu de la fusion partielle du manteau, être le résultat de la cristallisation d'un magma ou résulter de la fusion incongruente des orthopyroxènes (Quick, 1981). Dans tous les cas, les données texturales en lame mince et structurales sur le terrain ne sont pas suffisantes pour trancher entre ces différentes origines possibles, la composition chimique des minéraux pourra peut être apporter des précisions sur ce point (voir chapitre 3).

La taille des grains est très variable au sein d'un même échantillon, elle est globalement constante pour les minéraux de même nature mais elle varie beaucoup d'un cristal à l'autre. Les olivines restent globalement dans un intervalle de 1 à 5 mm dans tous les échantillons, les orthopyroxènes n'apparaissent que dans les harzburgites imprégnées et toujours sous forme de petits cristaux de moins de 2 mm. Par contre les plagioclases ou les clinopyroxènes sont de taille extrêmement variable, de moins de 1 mm dans les zones recristallisées et dans les petits interstices entre olivines et orthopyroxènes à plus de 2 ou 3 *cm* dans les zones où ils apparaissent en plages pœcilitiques.

Les proportions minéralogiques sont variables d'un échantillon à un autre pour un même faciès (figure 2.7). La proportion d'opaques (spinelles chromifères et/ou sulfures) est toujours inférieure à 5 % sauf pour un échantillon (99 SD 12b) qui contient à peu près 10 % de spinelles chromifères, la proportion d'olivine va de 15 % à 90 % et de plagioclase de 5 % à 50 %. Les clinopyroxènes ne sont présents que dans les harzburgites et dunites à plagioclase et clinopyroxène, souvent en faible quantité, de 5 % à 15 %, néamoins, la proportion de clinopyroxène peut aller jusqu'à 40 %. Les orthopyroxènes ne sont présents

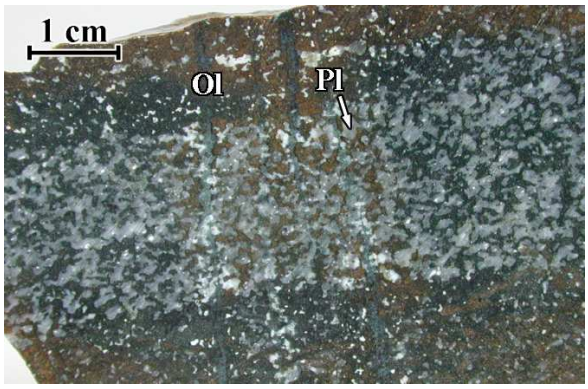


FIG. 2.10 – Face sciée d'un échantillon de troctolite à épontes diffuses (massif de Kahwad, échantillon 99 *KW* 6*d*).

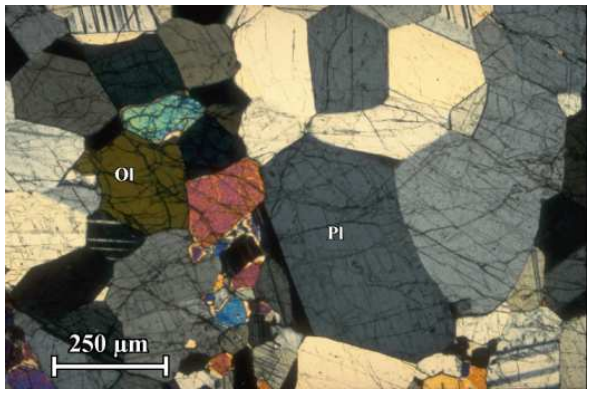


FIG. 2.11 – Troctolite à texture de recuit (massif de Suma'il, échantillon 90 *OG* 27*c*). Lumière polarisée, nicols croisés.

que dans les faciès de harzburgites imprégnées à des proportions de 10 % à 25 %. Sur des histogrammes montrant les fréquences de proportions modales pour chaque faciès (voir figure 2.8), on observe que la proportion d'orthopyroxène se situe le plus souvent entre 0 % et 10 %, la fréquence décroît et est nulle au-dessus de 30 %. Pour les autres phases par contre, on observe bien deux pics de fréquence :

- 10 % - 20 % et 30 % - 40 % pour les plagioclases, le premier pic correspondant aux fréquences de proportion modale des péridotites à plagioclase et le second pic aux fréquences de proportion modale dans les péridotites à plagioclase et clinopyroxène ;
- 0 % - 10 % et 20 % - 30 % pour les clinopyroxènes, le premier pic étant donné par les proportions de clinopyroxène dans les péridotites à plagioclase et le second pic correspondant aux proportions modales de clinopyroxène dans les péridotites à plagioclase et clinopyroxène ;
- 40 % - 50 % et 60 % - 70 % pour les olivines, les pics sont moins nettement différenciés que pour les plagioclases et les clinopyroxènes mais globalement, le premier pic est lié à une fréquence de concentration en olivine dans les harzburgites à plagioclase et dans les dunites à plagioclase et clinopyroxène et le second pic est associé aux dunites à plagioclase et harzburgites à plagioclase et clinopyroxène.

2.2.2 Les Troctolites au sens strict

Les modes d'affleurement

Elles représentent la majeure partie des faciès troctolitiques : une soixantaine d'échantillons sur les 124 prélevés. C'est le faciès qui se présente sous les formes les plus diverses sur le terrain, sous forme de plans ou de lentilles, les transitions entre le filon et l'encaissant sont la plupart du temps progressives (figure 2.10). Les " poches " sont souvent formées par rassemblement d'imprégnations diffuses, on assiste alors à une transition progressive

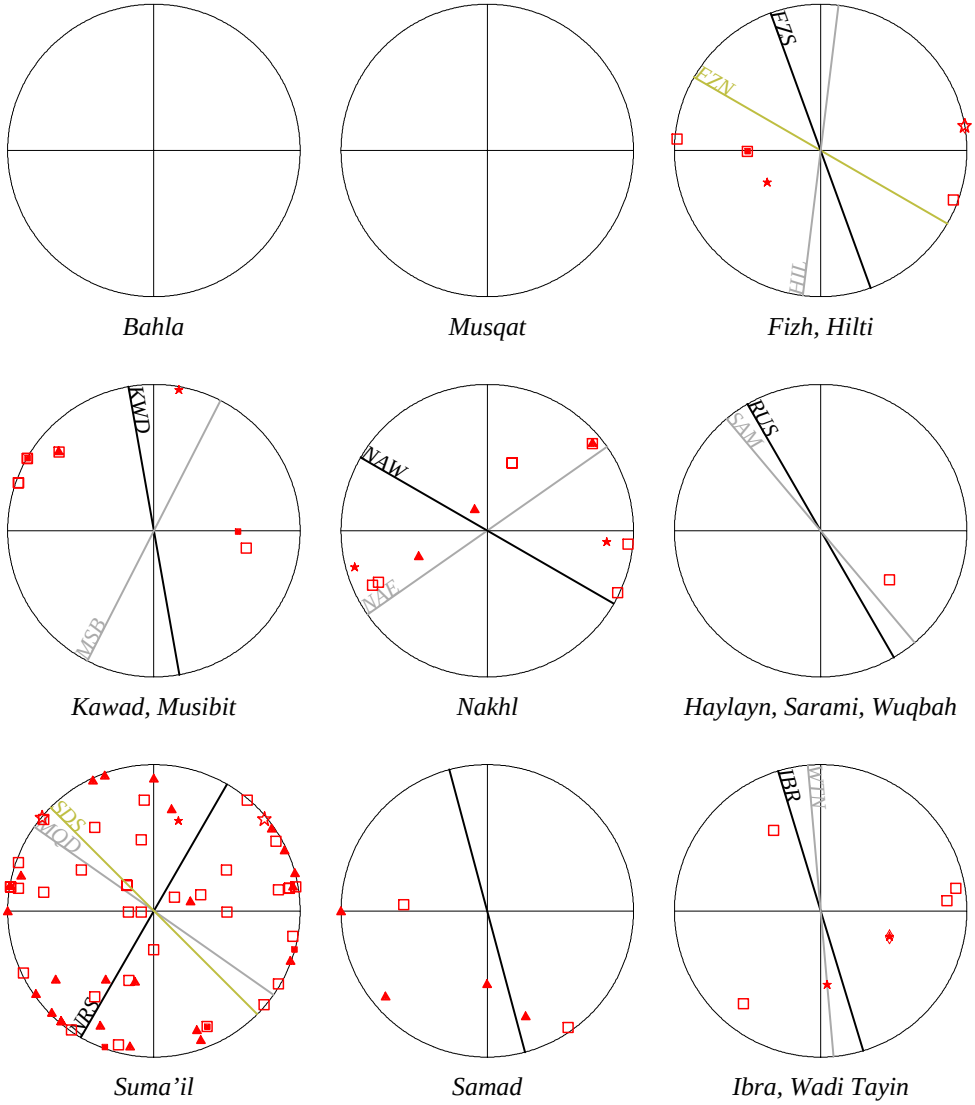


FIG. 2.12 – Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès troctolitiques en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles.

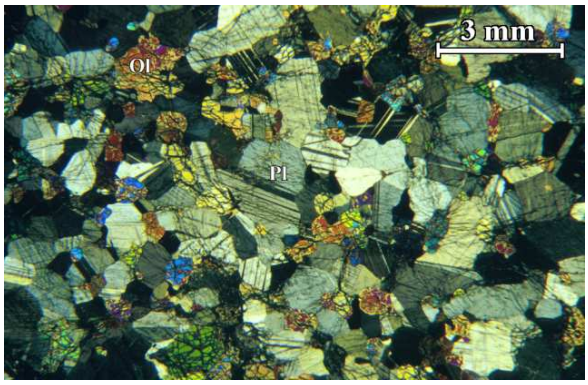


FIG. 2.13 – Troctolite à texture partiellement recristallisée : les textures de recuits alternent avec les textures d'adcumulat (massif de Nakhl, échantillon 00 NA 66). Lumière polarisée, nicols croisés.

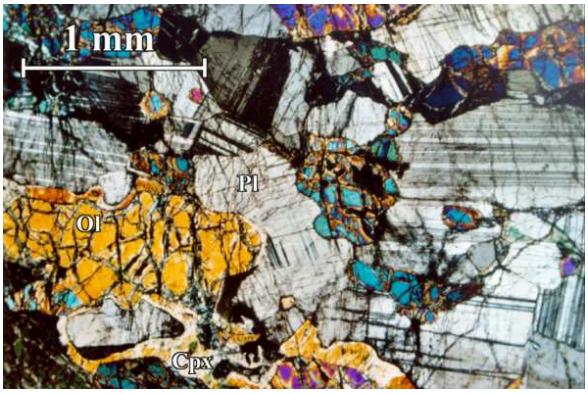


FIG. 2.14 – Troctolite à texture d'adcumulat (massif de Samad, échantillon 99 SD 4a). Lumière polarisée, nicols croisés.

depuis la péridotite jusqu'à la troctolite franche en passant par des faciès de péridotites imprégnées. Il en va de même pour les filons, on observe souvent une transition continue depuis un faciès de chenal de percolation jusqu'au faciès de filon franc (figure 2.3). Comme pour les faciès d'imprégnation, ces filons de troctolite sont relativement peu abondants sur un même affleurement, souvent isolés, on les trouve parfois en groupe de deux à cinq filons parallèles. Ils sont généralement plus épais que les intrusions diffuses, leur largeur étant le plus communément de l'ordre d'une à plusieurs dizaines de centimètres, elle peut dépasser le mètre et même atteindre la dizaine de mètres dans quelques rares cas.

Les orientations des filons de troctolite sont relativement variables, néanmoins, et compte tenu des incertitudes liées à la mesure, elles apparaissent plus ou moins constantes à l'intérieur d'une même zone géographique et parallèles à l'orientation des dykes du complexe filonien (voir figures 2.12 et A.2, A.10, A.6 et A.11 dans annexe A).

Les caractères pétrographiques

En lame mince, la texture primaire est une texture d'adcumulat mais sur laquelle s'est souvent surimposée une texture de recuit : dans la majorité des lames de troctolite, on observe une morphologie xénomorphe des différentes phases minérales avec des contacts plans entre cristaux et des jonctions triples à 120° (figures 2.11 et 2.13). Occasionnellement, la texture est restée celle d'un adcumulat (figure 2.14), la lame contenant moins de 5 % de matériel interstitiel (Irvine, 1982). Entre les textures de recuit et les textures d'adcumulat pures, il y a de nombreux échantillons intermédiaires dont les zones recristallisées alternent avec les zones à textures d'adcumulat. Dans la majorité des lames qui ne sont pas totalement recristallisées, on peut observer le plagioclase en grains sub-automorphes en inclusion dans l'olivine (figure 2.15). Rarement (dans 4 ou 5 cas), l'olivine apparaît en

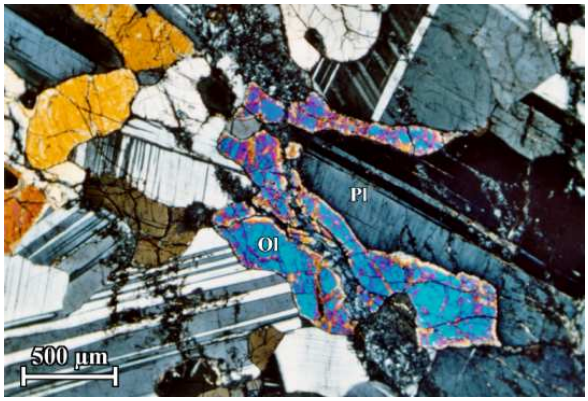


FIG. 2.15 – Olivine interstitielle englobant des cristaux de plagioclase dans un échantillon de troctolite (massif de Suma'il, échantillon 95 M 159b). Lumière polarisée, nicols croisés.

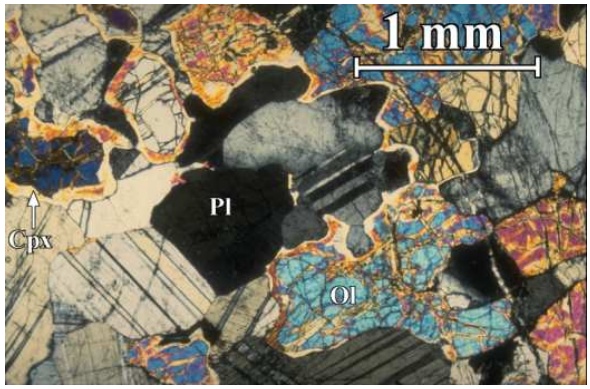


FIG. 2.16 – Clinopyroxène apparaissant à la jonction entre les plagioclases et les olivines dans un échantillon de troctolite (massif de Suma'il, échantillon 90 OG 27c). Lumière polarisée, nicols croisés.

cristaux sub-automorphes et en inclusion dans les plagioclases. Ces relations texturales montrent une cristallisation sub-contemporaine des plagioclases et des olivines avec en moyenne une précipitation légèrement plus précoce des plagioclases.

Les troctolites contiennent toujours un faible pourcentage de pyroxène (de 0.5 à 3 %) que l'on observe en couronnes réactionnelles entre les cristaux d'olivine et de plagioclase (figure 2.16), ce sont majoritairement des clinopyroxènes et parfois des orthopyroxènes. Des opaques sont parfois présents à des proportions inférieures à 3 %. Ce sont usuellement des spinelles chromifères et rarement des sulfures de Fe et Ni (tableau 2.1) qui apparaissent indifféremment en inclusion dans les plagioclases ou dans les interstices entre les plagioclases et les olivines, leur cristallisation est donc subcontemporaine de celles de l'olivine et du plagioclase. L'ordre de cristallisation le plus courant est donc : **Pl ± Opq + Ol ± Opq — (± Cpx et/ou Opx)**.

La taille des cristaux est relativement homogène dans un même échantillon et d'un échantillon à l'autre, elle est généralement inférieure à 5 mm pour toutes les lames sauf dans quelques échantillons anciennement à gros grains (entre 8 et 12 mm) qui ont été en grande partie recristallisés (échantillons 01 MB 9a, 99 IB 5, 99 KW 6b, figure 2.11).

Les proportions minéralogiques sont variables mais dans une gamme plus restreinte que pour les péridotites imprégnées. L'orthopyroxène n'est pas toujours présent et quand il l'est, c'est systématiquement en proportions inférieures à 1 % et la proportion de clinopyroxène est toujours inférieure à 3 %. Globalement, la proportion de plagioclase varie de 30 % à 85 % mais elle n'est inférieure à 50 % que pour un seul échantillon (figure 2.19). Elle présente un pic de fréquence entre 70 % et 80 % (voir figure 2.17). À l'opposé, la proportion d'olivine varie globalement de 15 % à 70 % mais n'est supérieure à 50 % que pour ce même échantillon : l'échantillon n° 99 NA 28b qui est l'éponte dunitique imprégnée d'un filon de troctolite (échantillon n° 99 NA 28a), exemple classique de contact progressif

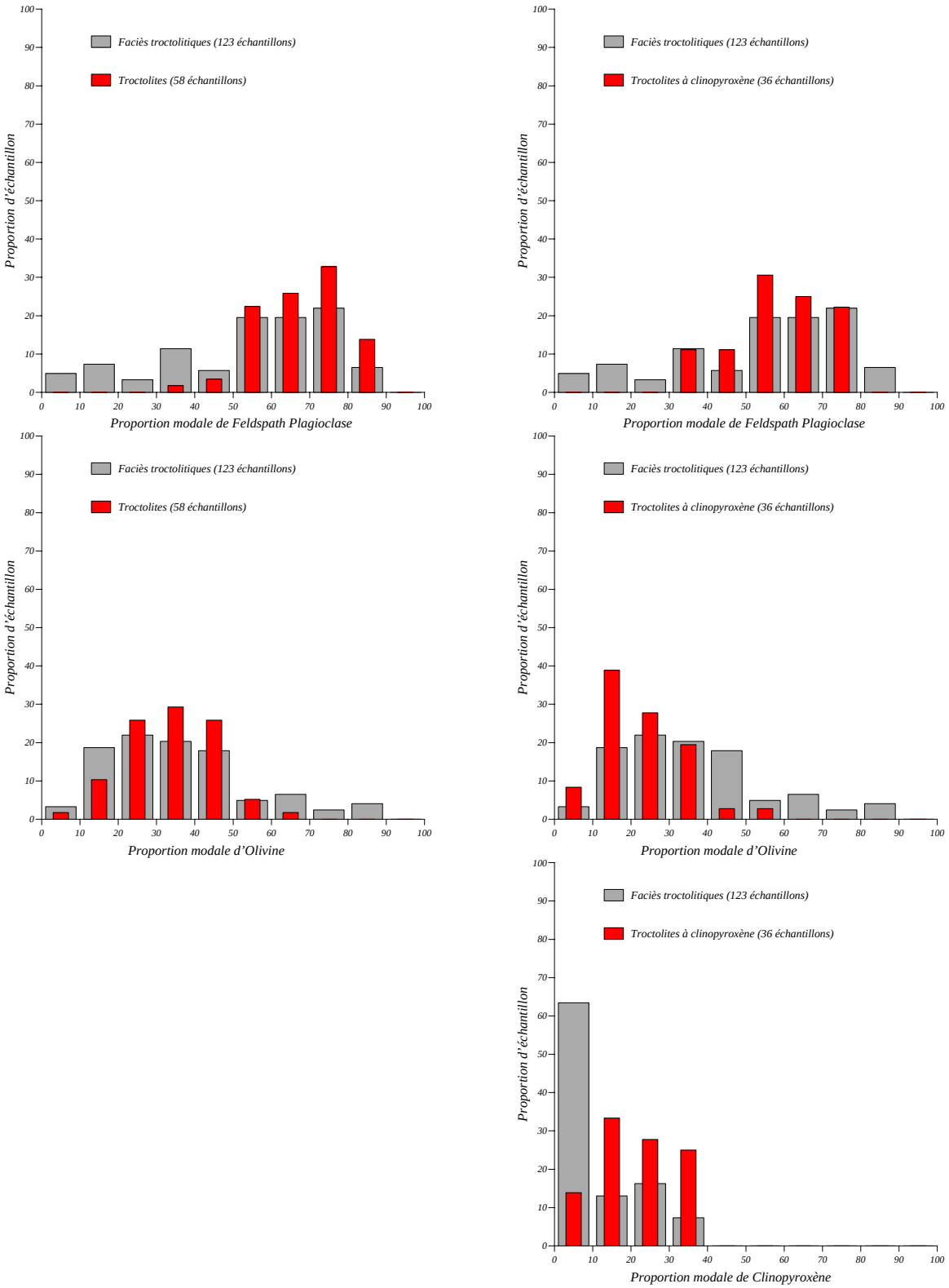


FIG. 2.17 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases et olivines dans les troctolites et les troctolites à clinopyroxène et en clinopyroxènes dans les troctolites à clinopyroxène (en rouge). Voir la légende de la figure 2.8 pour l'histogramme en gris.

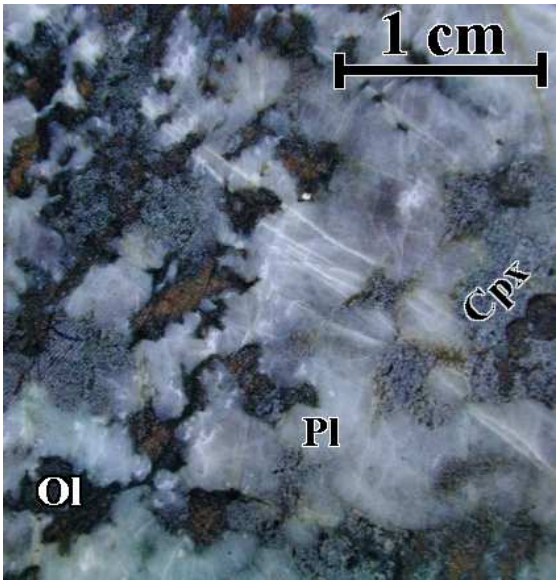


FIG. 2.18 – Face sciée d'un échantillon de troctolite à clinopyroxène, le clinopyroxène apparaît en plages pœcilitiques englobant des cristaux sub-automorphes de plagioclase et olivine (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 32).

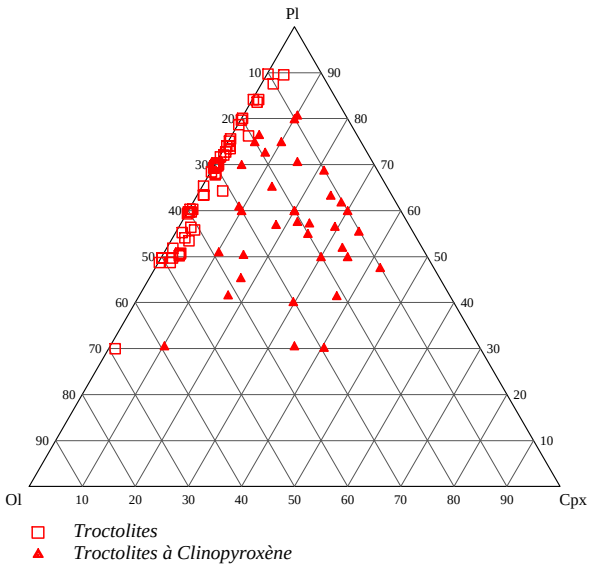
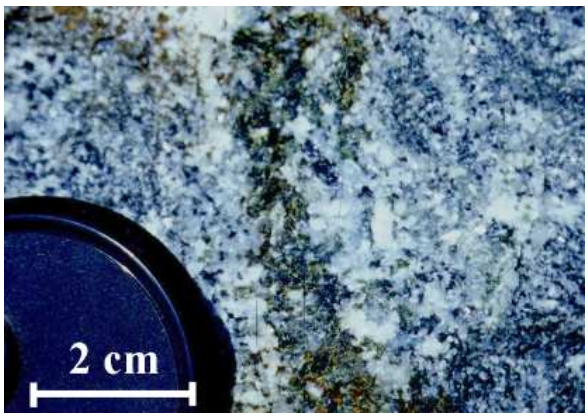
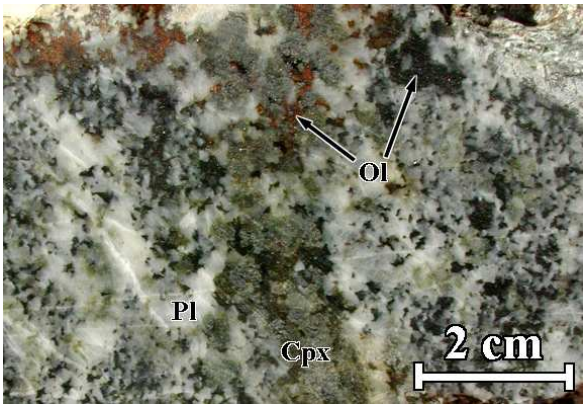


FIG. 2.19 – Diagramme représentant les compositions modales des troctolites et des troctolites à clinopyroxène dans le système plagioclase (Pl) - olivine (Ol) - clinopyroxène (Cpx).

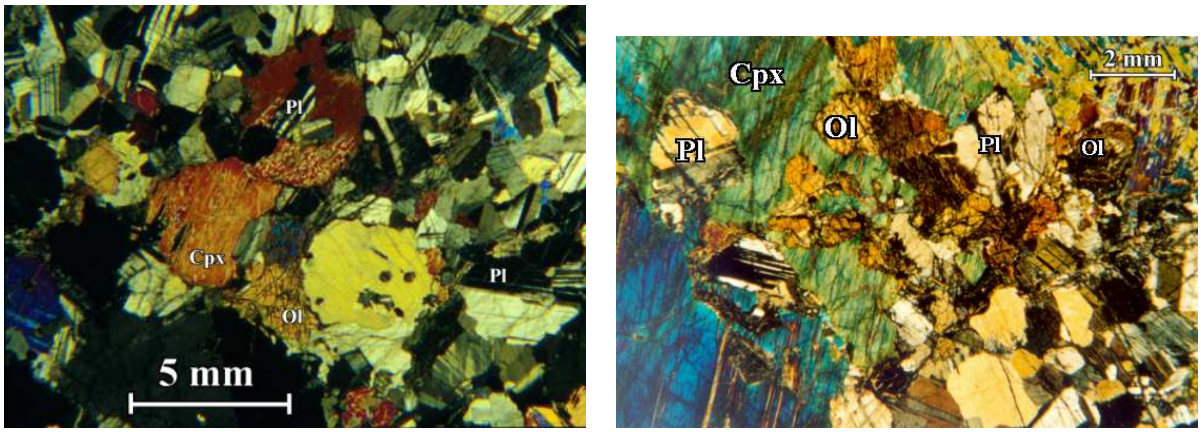


(a) Cassure fraiche



(b) Surface sciée

FIG. 2.20 – Échantillon de troctolite à clinopyroxène montrant les clinopyroxène pœcilitiques (massif de Nakhl, échantillon 00 NA 66).



(a) échantillon 00 NA 66 (b) échantillon 99 NA 32

FIG. 2.21 – Deux lames minces de troctolite à clinopyroxène du massif de Nakhl vues en lumière polarisée avec nicols croisés montrant des clinopyroxènes pœcilitiques englobant les olivines et les plagioclases.

entre un filon de troctolite et son encaissant avec enrichissement progessif en plagioclase vers le centre du filon. Dans cet échantillon en particulier, les relations texturales entre les plagioclases et les olivines montrent clairement une coprécipitation de ces deux phases (présence simultanée de petits plagioclases sub-automorphes en inclusion dans les olivines et de plagioclases interstitiels). L'histogramme montrant les fréquences des proportions modales (figure 2.17) est proche d'une gaussienne avec des fréquences maximales comprises entre 30 % et 40 % pour les olivines et entre 70 % et 80 % pour les plagioclases, la trocolite la plus classique est donc une roche composée d'olivine et de plagioclase dans des proportions respectives approximatives de 30 % et 70 %. Compte tenu des incertitudes liées à l'estimation des modes, ces proportions sont égales aux 25 % d'olivine et 75 % de plagioclase, proportions cotectiques déterminées expérimentalement sur des liquides tholéiitiques (Grove et al., 1982; Grove et al., 1983; Grove and Bryan, 1983; Grove and Baker, 1984).

2.2.3 Les Troctolites à Clinopyroxène

Les modes d'affleurement

De la même façon que pour les troctolites au sens strict, les troctolites à clinopyroxène se présentent sous diverses formes sur le terrain mais les formes autres que le filon deviennent très rares. Une quarantaine de ces échantillons de troctolite contienent plus de 10 % de clinopyroxène, selon une classification basée uniquement sur les proportions minéralogiques (Streckeisen, 1976), ces roches seraient des gabbros à olivine. Néanmoins, tous ces échantillons sont caractérisés par l'aspect interstitiel de leurs clinopyroxènes (que

l'on peut déjà observer macroscopiquement à l'échelle de l'échantillon, voir figures 2.20, 2.18 et 2.23 a) indiquant la cristallisation tardive de cette phase dans ces roches. Leurs épaisseurs et densités sont semblables à celles observées pour les filons de troctolite au sens strict, à savoir que les troctolites à clinopyroxène se présentent classiquement sur le terrain sous forme d'un seul filon isolé d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, dans quelques cas, rares, les filons sont plus nombreux ou sont larges de quelques mètres.

Les modes d'affleurement des troctolites à clinopyroxène permettent facilement de mesurer des orientations de plans pour chacun de ces filons. Comme pour les troctolites au sens strict, ces orientations sont globalement constantes et parallèles à celle du complexe filonien (voir figures 2.12 et A.2, A.10, A.6 et A.11 dans l'annexe A).

Les caractères pétrographiques

L'observation macroscopique des échantillons de troctolites à clinopyroxène montre que ces roches ne sont pas homogènes, les zones où le clinopyroxène est présent étant localisées en veines ou en zones d'imprégnation (figure 2.20). Les proportions minéralogiques sont donc susceptibles de varier à une échelle plus grande que celle de la lame mince ; il est à noter à ce propos que les proportions minéralogiques données pour les figures 2.7 et 2.19 – ainsi que celles données dans les diagrammes suivants – ont été déterminées sur lames minces, c'est-à-dire sur une surface relativement restreinte de l'échantillon et qu'il y a des zones de la roche ou le clinopyroxène est présent à plus de 40 % côtoyant des zones purement troctolitiques avec moins de 5 % de clinopyroxène (comme c'est le cas par exemple de l'échantillon 00 NA 66, figures 2.20, 2.21 et 2.13). D'une zone à l'autre, le passage du faciès " troctolite *stricto-sensu* " au faciès " troctolite à clinopyroxène " se fait de façon progressive.

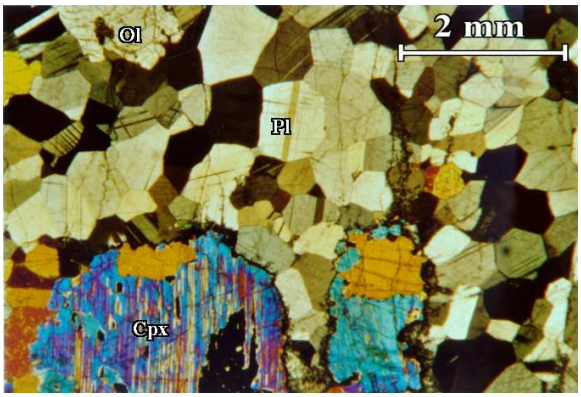
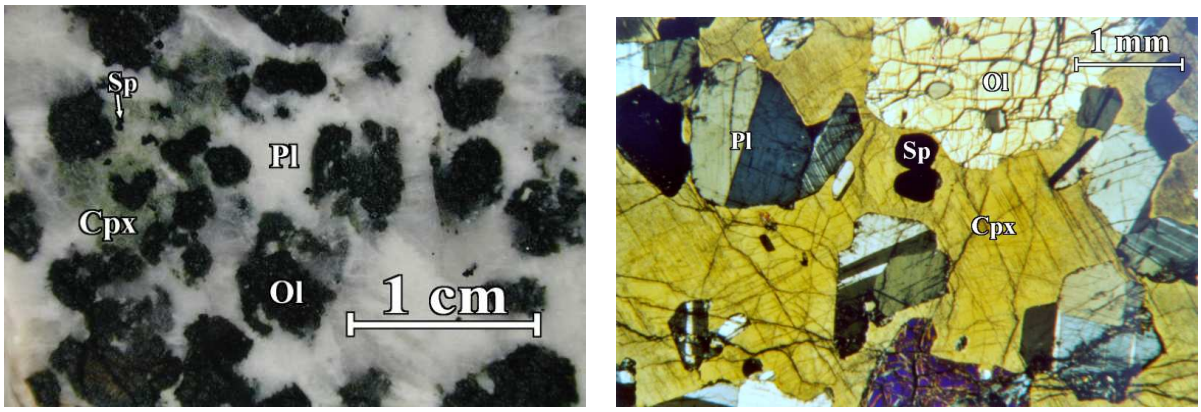


FIG. 2.22 – Texture recristallisée des plagioclases et des olivines dans une troctolite à clinopyroxène, le clinopyroxène apparaît en plages pœcilitiques (massif de Suma'il, échantillon 95 *M* 2). Lumière polarisée, nicols croisés.

Les troctolites à clinopyroxène apparaissent en lame comme des cumulats à texture de mésocumulat ou d'orthocumulat parfois partiellement recristallisés. La recristallisation est bien plus rare que dans les échantillons de troctolite au sens strict, néanmoins elle est très poussée dans certains échantillons du massif de Suma'il (comme l'échantillon 95 *M* 2, voir figure 2.22). Les olivines sont sub-automorphes quand elles sont incluses dans les plages pœcilitiques de clinopyroxène, mais elles occupent souvent une position interstitielle par rapport aux plagioclases bien que leur relations texturales avec ces derniers indiquent,



(a) Face sciée de l'échantillon

(b) Lumière polarisée, nicols croisés

FIG. 2.23 – Troctolite à clinopyroxène non déformé du massif de Samad (échantillon 00 *SD* 43) montrant le caractère pœcilitique du clinopyroxène et des cristaux sub-automorphes de plagioclase en inclusion dans l'olivine.

comme c'est le cas pour les troctolites au sens strict, une cristallisation sub-contemporaine des deux phases. Les plagioclases apparaissent en grains sub-automorphes, excepté dans les quelques zones recristallisées (figures 2.21 et 2.23). De rares opaques (toujours moins de 2 %) sont présents, leur morphologie sub-automorphe montre que leur cristallisation a été sub-contemporaine de celles des plagioclases et des olivines, ce sont le plus souvent des spinelles chromifères (comme dans l'échantillon 99 *SD* 43, voir figure 2.23) ; environ un tiers des échantillons contiennent des sulfures (voir tableau 2.1).

Un des échantillons les plus spectaculaires de ce faciès a été prélevé dans le massif de Samad (99 *SD* 43, voir figure 2.23), il n'a pas été affecté par la moindre déformation et le clinopyroxène a cristallisé en plages pœcilitiques autour des olivines et des plagioclases. Néanmoins ce cas est rare, la plupart des échantillons de troctolite à clinopyroxène ayant subi une recristallisation plus ou moins poussée. Les échantillons du massif de Nakhl utilisés comme exemple (figures 2.18, 2.20 et 2.21) sont représentatifs du faciès le plus commun, on observe un début de recristallisation qui affecte principalement les zones à plagioclase et à olivine où le clinopyroxène est absent (figures 2.21 b et 2.22). Dans tous les cas l'ordre de cristallisation est : **Pl + Ol (± Opq) — Cpx**

La taille des grains est variable à l'intérieur d'un même échantillon, les grains de plagioclase ou d'olivine sont souvent assez fins – de 1 à 5 mm – mais les clinopyroxènes forment des plages pœcilitiques pouvant dépasser 4 ou 5 *cm* (figure 2.23).

Comme pour les autres faciès troctolitiques, les proportions minéralogiques sont variables (figure 2.19), quelques échantillons contiennent un très faible pourcentage d'orthopyroxène (moins de 3 %) et quand ce minéral est présent, c'est toujours en couronne réactionnelle entre les olivines et les plagioclases. La proportion de clinopyroxène est

FIG. 2.24 – Filons parallèles de gabbro à olivine tels qu'on les voit sur le terrain (massif de Kahwad, sultanat d'Oman).

FIG. 2.25 – Exemple de zonage minéralogique dans un filon de gabbro à olivine (massif de Nakhl, sultanat d'Oman).

assez variable (de 5 % à 40 %) mais elle doit rester faible dans l'ensemble du fait de l'hétérogénéité des échantillons. Le taux de clinopyroxène le plus courant pour le faciès de troctolite à clinopyroxène se situe entre 10 % et 20 % (figure 2.17). La proportion de plagioclase va de 30 % à 80 % avec un pic de fréquence entre 50 % et 60 % (figure 2.17), et d'olivine de 10 % à 60 % avec un pic de fréquence entre 10 % et 20 %. Les proportions minéralogiques les plus courantes pour les troctolites à clinopyroxène sont donc grossomodo : 60 % Pl + 20 % Ol + 20 % Cpx, c'est-à-dire, en tenant compte des imprécisions sur la détermination des modes, que ce sont les proportions (plus précisément de 58 % Pl + 17 % Ol + 25 % Cpx) obtenues expérimentalement pour la cristallisation d'un magma de type MORB au péritectique Ol–Pl–Cpx (Grove et al., 1982; Grove et al., 1983; Grove and Bryan, 1983; Grove and Baker, 1984; Elthon, 1993), et ce en dépit du fait que le clinopyroxène est une phase post-cumulus.

Une brève conclusion

Les textures des harzburgites à plagioclase montrent qu'il y a eu circulation tardive d'un magma ayant précipité du plagioclase puis du clinopyroxène et un début de recristallisation dans le plagioclase montre que cette précipitation a dû se faire à relativement haute température permettant une diffusion intra-cristalline et un ré-équilibrage aux joints de grains. Les cumulats troctolitiques, eux, résultent de la cristallisation d'un magma le long du cotectique olivine-plagioclase, les textures de recuit fréquentes dans ces échantillons montrent de même que pour les faciès imprégnés un ré-équilibrage subsolidus des cumulats. On retrouve encore, mais plus rarement ces textures de recuits dans les troctolites à clinopyroxène, elles sont d'ailleurs plus courantes dans les zones purement troctolitiques que dans les zones riches enclinopyroxène, montrant un début de ré-équilibrage mais moins poussé que pour les autres faciès. Les implications pétrologiques des observations réalisées sur ces troctolites au sens large seront plus amplement débattues au chapitre 4.1.

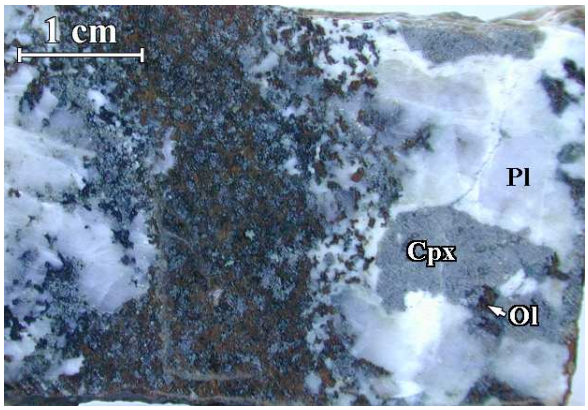


FIG. 2.26 – Échantillon de gabbro à olivine à grains fins avec croissance harrisitique aux épontes (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 46).

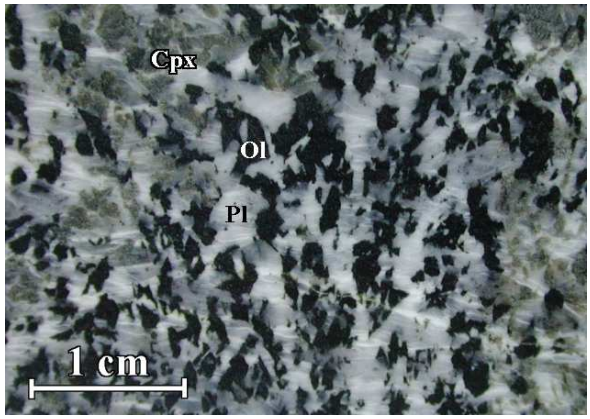


FIG. 2.27 – Exemple d'échantillon de gabbro à olivine à grain moyen (massif de Samad, échantillon 99 SD 1).

2.3 Les Gabbros à Olivine

2.3.1 Les modes d'affleurement

Les gabbros à olivine se présentent le plus souvent sur le terrain sous forme de filons, Bien que des filons à contacts diffus avec l'encaissant soient localement observés, ils n'apparaissent jamais sous forme d'imprégnations diffuses. Les zonations minéralogiques au sein d'un même filon (figure 2.25) sont très communes, on observe parfois, mais plus rarement, des phénomènes de croissance harrisitique des grains à l'éponte (figure 2.26). Ces filons sont très abondants sur le terrain (mais répartis de façon hétérogène, comme nous le verrons au chapitre 3.6) et un grand nombre d'échantillons récoltés sont de ce type (230 échantillons, c'est-à-dire à peu près le quart de l'échantillonnage). Leur épaisseur est généralement de l'ordre de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, elle peut aller jusqu'à une dizaine de mètres dans deux ou trois cas isolés. Leur abondance sur l'affleurement est nettement supérieure à celle des troctolites, plusieurs filons étant souvent présents en séries, ils peuvent couvrir jusqu'à 30 % de l'affleurement (voir figure 2.24), mais une telle abondance est exceptionnelle et, en général, ils représentent 2 % à 5 % de la surface.

On les trouve souvent en séries de filons parallèles (figure 2.24). Leurs orientations sont bien plus variables que celles des troctolites mais elles dessinent tout de même une tendance globale plus ou moins parallèle à la direction du complexe filonien dans la zone concernée (figures 2.28 et A.2, A.13, A.10, A.9, A.6, A.11 et A.12 de l'annexe A)

Ils forment un groupe lithologique bien plus homogène que les troctolites, composé principalement de trois phases (plagioclase, olivine et clinopyroxène, voir figures 2.27 et 2.31) avec parfois, et de façon accessoire (moins de 3 %), quelques pourcents d'une autre phase telle des orthopyroxènes, opaques ou amphiboles. Sur les 230 échantillons, seuls

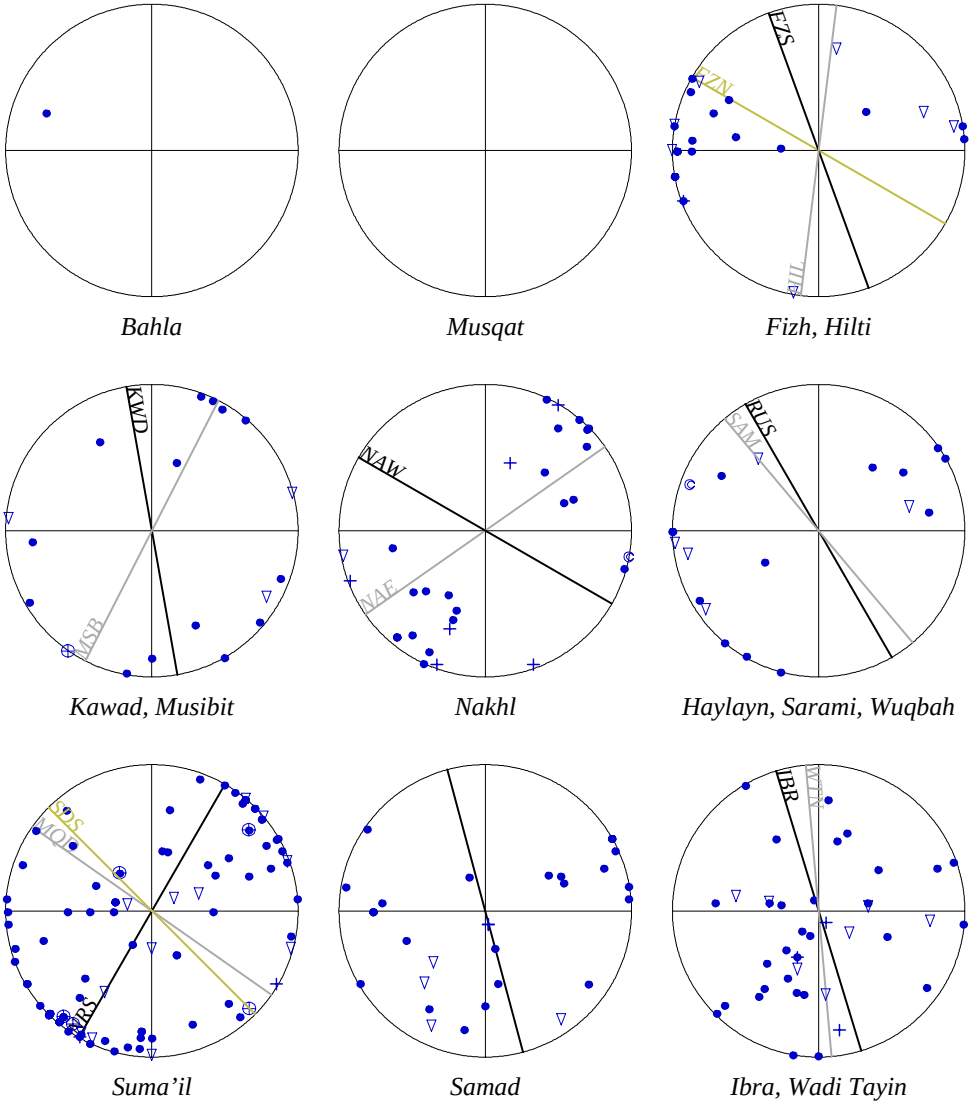


FIG. 2.28 – Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de gabbros à olivine en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles.

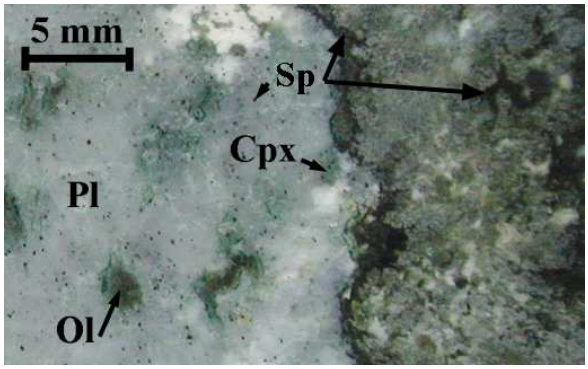


FIG. 2.29 – Échantillon de gabbro à olivine contenant plus de 15 % de spinelle (massif de Haylayn, échantillon 00 *RU* 23*b*).

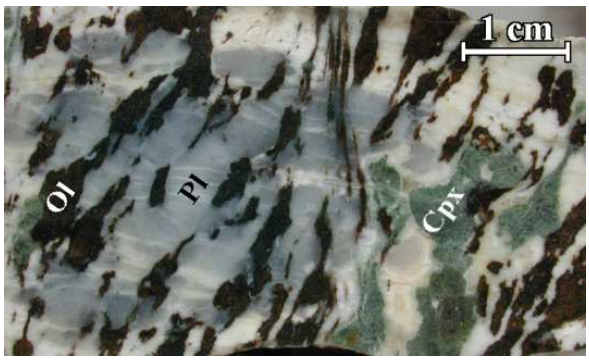


FIG. 2.30 – Échantillon de gabbro à olivine déformé et pariellement mylonitisé (massif de Kahwad, échantillon 99 *KW* 16*b*).

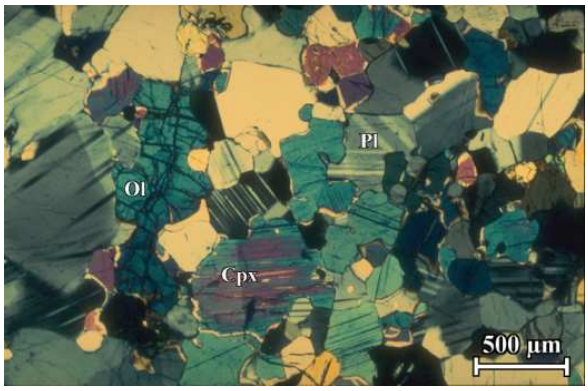


FIG. 2.31 – Gabbro à olivine à texture d'adcumulat (massif de Nakhl, échantillon 99 *NA* 33). Lumière polarisée, nicols croisés.

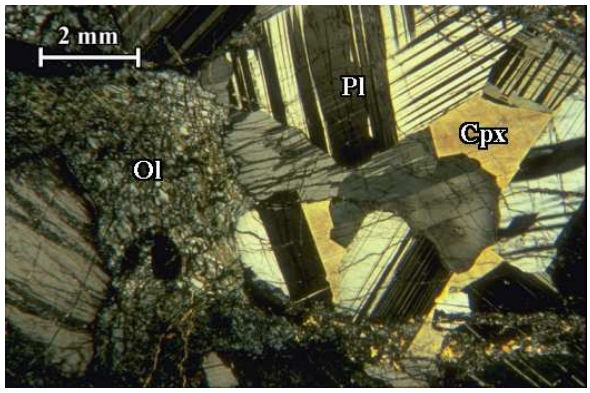


FIG. 2.32 – Gabbro à olivine à gros grains et à texture de mésocumulat (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 *WT* 29). Lumière polarisée, nicols croisés.

une quinzaine font exception et sont composés de quatre phases : plagioclase, olivine et clinopyroxène avec plus de 10 % d'amphiboles ou d'opaques.

2.3.2 Les caractères pétrographiques

Les Gabbros à Olivine

En lame mince, les gabbros à olivine présentent des textures d'adcumulat (figure 2.31) ou de mésocumulat (figure 2.33), le clinopyroxène occupant souvent une position interstitielle le désignant comme minéral post-cumulus. Une quinzaine d'échantillons présentent des textures partiellement recristallisées (figure 2.34), la recristallisation est rare et n'affecte jamais la totalité de la lame comme cela peut être le cas pour les troctolites. Les relations texturales entre minéraux dans les gabbros à olivine à texture d'adcumulat

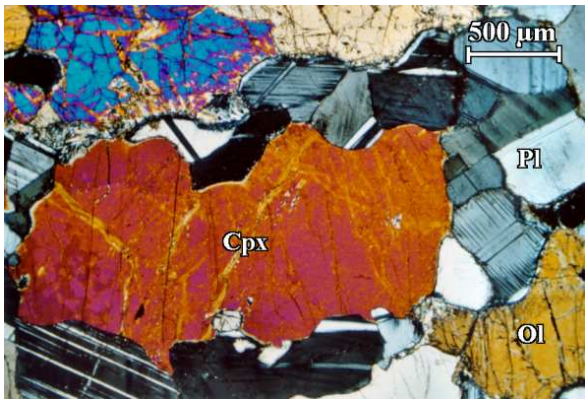


FIG. 2.33 – Clinopyroxène intersticiel dans une lame de gabbro à olivine à texture de mésocumulat (massif de Suma'il, échantillon 89 OG 58c). Lumière polarisée, nicols croisés.

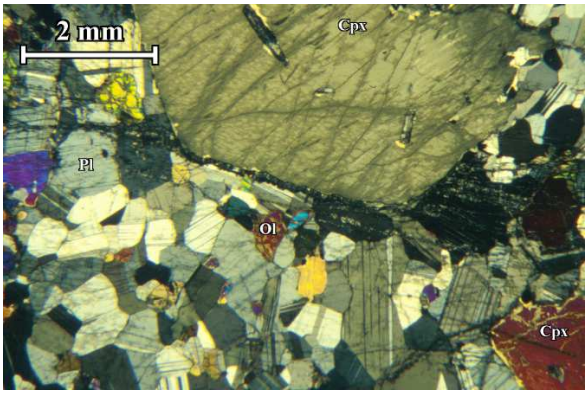


FIG. 2.34 – Texture partiellement recristallisée d'un gabbro à olivine (massif de Sarami, échantillon 97 SA 12c). Lumière polarisée, nicols croisés.

indiquent majoritairement une co-précipitation des trois phases, néanmoins, des petits cristaux sub-automorphes de plagioclase apparaissent en inclusion dans les olivines et les clinopyroxènes montrant que le plagioclase est légèrement plus précoce que les autres phases tandis la position interstitielle du clinopyroxène indique sa cristallisation plus tardive. Dans les gabbros à olivine à texture de mésocumulat, la position des clinopyroxènes est clairement interstitielle (figure 2.33) tandis que les relations texturales entre les plagioclases et les olivines montrent toujours une co-précipitation de ces deux phases. Plus de la moitié des échantillons contiennent des opaques, ce sont très souvent des spinelles chromifères, plus rarement des sulfures de Fe et Ni et exceptionnellement des ilménites ou des hématites (voir tableau 2.1. Parfois, tous ces opaques sont présents en même temps dans une même lame. La proportion d'opaques est toujours inférieure à 3 % sauf pour un échantillon (99 NA 15) qui en contient plus de 15 %, selon leurs natures, ces opaques se placent différemment dans la séquence de cristallisation : généralement, les spinelles chromifères sont sub-automorphes et se présentent plutôt en inclusion dans les autres phases, sa cristallisation est donc précoce ; tandis que les sulfures, les ilménites (qui sont par exemple les oxydes présents dans l'échantillon 99 NA 15) et/ou les rutiles ont des relations texturales avec les autres phases indiquant une cristallisation plus tardive. L'ordre de cristallisation le plus commun est :

Pl + Ol (± Sp) – Pl + Ol + Cpx – Cpx – (± Am ± Sul ± Ilm ± Rut)

La taille des cristaux est souvent homogène au sein d'un même échantillon, il arrive cependant, en particulier dans le cas de croissances harrisitiques aux épontes, qu'elle soit très variable (figure 2.26). Les gabbros à olivine sont majoritairement à grains fins avec une taille de grain inférieure à 2 mm mais les faciès à gros grains (de 5 mm à 10 mm) ne sont pas rares (figure 2.32), ils représentent une quarantaine d'échantillons sur les 230 prélevés. Par contre les gabbros à olivine franchement pegmatitiques, dont la taille

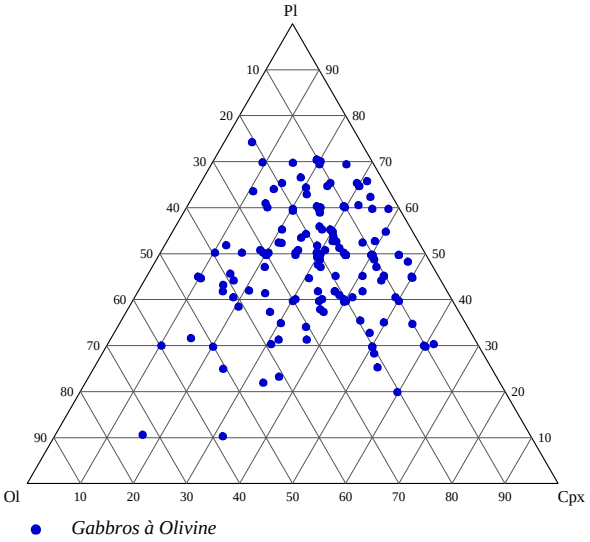


FIG. 2.35 – Diagramme représentant les compositions modales des gabbros à olivine dans le système plagioclase (Pl) - olivine (Ol) - clinopyroxène (Cpx).

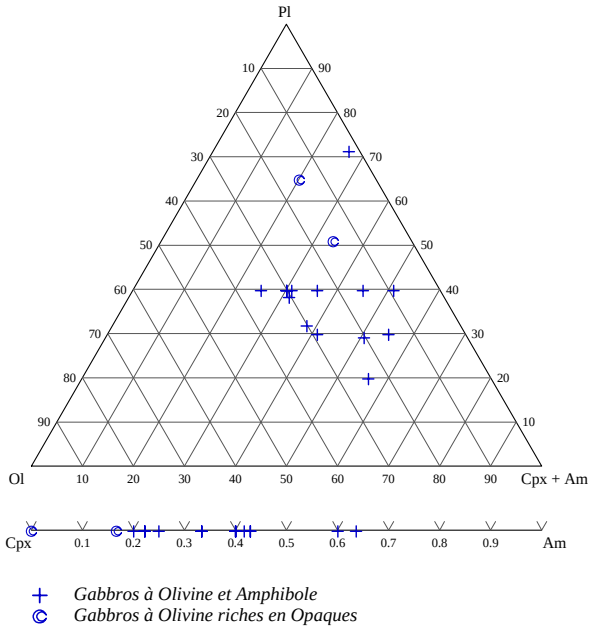
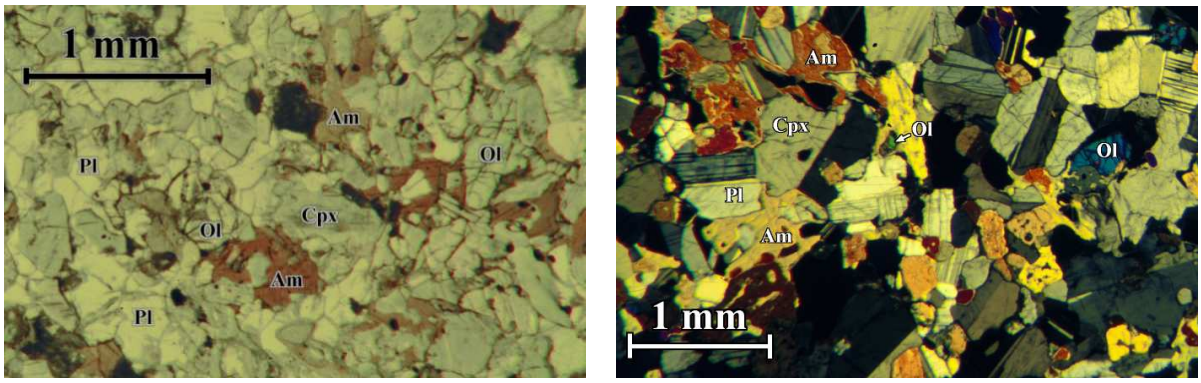


FIG. 2.36 – Diagramme représentant les compositions modales des gabbros à olivine à amphibole ou à oxyde dans le système plagioclase (Pl) - olivine (Ol) - clinopyroxène + amphibole (Cpx + Am).

du grain dépasse 10 mm, sont assez peu communs et on ne dénombre qu'une quinzaine d'échantillons de ce type.

Les proportions minéralogiques sont très variables, dans le diagramme ternaire Olivine – Plagioclase – Clinopyroxène, le domaine des gabbros à olivine recouvre en grande partie celui des troctolites à clinopyroxène (figures 2.19 et 2.35) et il est un peu plus étendu. Vu la position extrêmement interstitielle des clinopyroxènes dans certains échantillons, il peut être difficile de les classer dans le domaine des gabbros à olivine ou dans celui des troctolites à clinopyroxène, le passage d'un faciès à l'autre se faisant en continu. Certains échantillons contiennent des traces d'orthopyroxène, qui se situe en couronne réactionnelle entre les plagioclases et les olivines, ou d'amphibole brune, qui apparaît à des proportions inférieures à 5 % en position très interstitielle dans quelques échantillons. La proportion de plagioclase va de 10 % à 85 % mais elle n'est inférieure à 20 % que pour deux échantillons, elle est le plus fréquemment comprise entre 40 % et 60 % (voir figure 2.38). Le taux d'olivine va de 2 % à 80 %, l'histogramme de la figure 2.38 montre un pic de fréquence entre 10 % et 20 %. Enfin, la proportion de clinopyroxène va de 5 % à 60 % et est fréquemment comprise entre 30 % et 40 %. Compte tenu des imprécisions dues à la détermination des modes, les proportions modales du gabbro à olivine " commun " sont donc analogues à celles de la troctolite à clinopyroxène du même acabit avec 60 % de plagioclase, 10 % d'olivine et 30 % de clinopyroxène, le gabbro est un peu plus riche en clinopyroxène et



(a) échantillon 00 NA 63 (massif de Nakhl), nicols parallèles

(b) échantillon 00 SS 19b (massif de Suma'il), nicols croisés

FIG. 2.37 – Exemples de deux lames minces de gabbro à olivine riche en amphibole vus en lumière transmise polarisée.

plus pauvre en olivine, mais ces modes sont toujours ceux prévus expérimentalement par Grove et al. (1982, 1983, 1984).

Les Gabbros à Olivine riches en Amphiboles ou en Opaques

Quatorze échantillons de gabbro à olivine contiennent une proportion non négligeable d'amphiboles (voir figure 2.37) et un autre contient plus de 15 % d'opaques (échantillon 99 NA 15, les minéraux opaques sont des ilménites). Ce dernier échantillon contient 50 % de plagioclase et 15 % d'olivine, 15 % de clinopyroxène. plus quelques pourcents d'orthopyroxène et d'amphibole. Les treize autres échantillons contiennent peu ou pas d'opaque (toujours moins de 5 %) ce sont majoritairement des sulfures de Fe et Ni ou des spinelles chromifères, et des ilménites ou des hématites pour trois échantillons. Ils sont par contre relativement riches en amphiboles, pouvant en contenir jusqu'à 35 % (figure 2.36), l'amphibole se place systématiquement en position très interstitielle donnant à ces roches une texture de mésocumulat (figure 2.37). Les proportions de plagioclase vont de 20 % à 70 %, celles d'olivine vont de 2 % à 35 %, de clinopyroxène de 15 % à 40 % et celles d'amphibole de 10 % à 35 %.

2.4 Les Gabbros Indifférenciés

2.4.1 Les modes d'affleurement

Ces gabbros sont des échantillons un peu " exotiques " que l'on ne trouve que rarement en filon dans le manteau, et de fait, sur le millier d'échantillons étudiés dans le cadre de cette thèse, seuls neuf appartiennent à ce sous-groupe. Ce sont des filons d'épaisseur

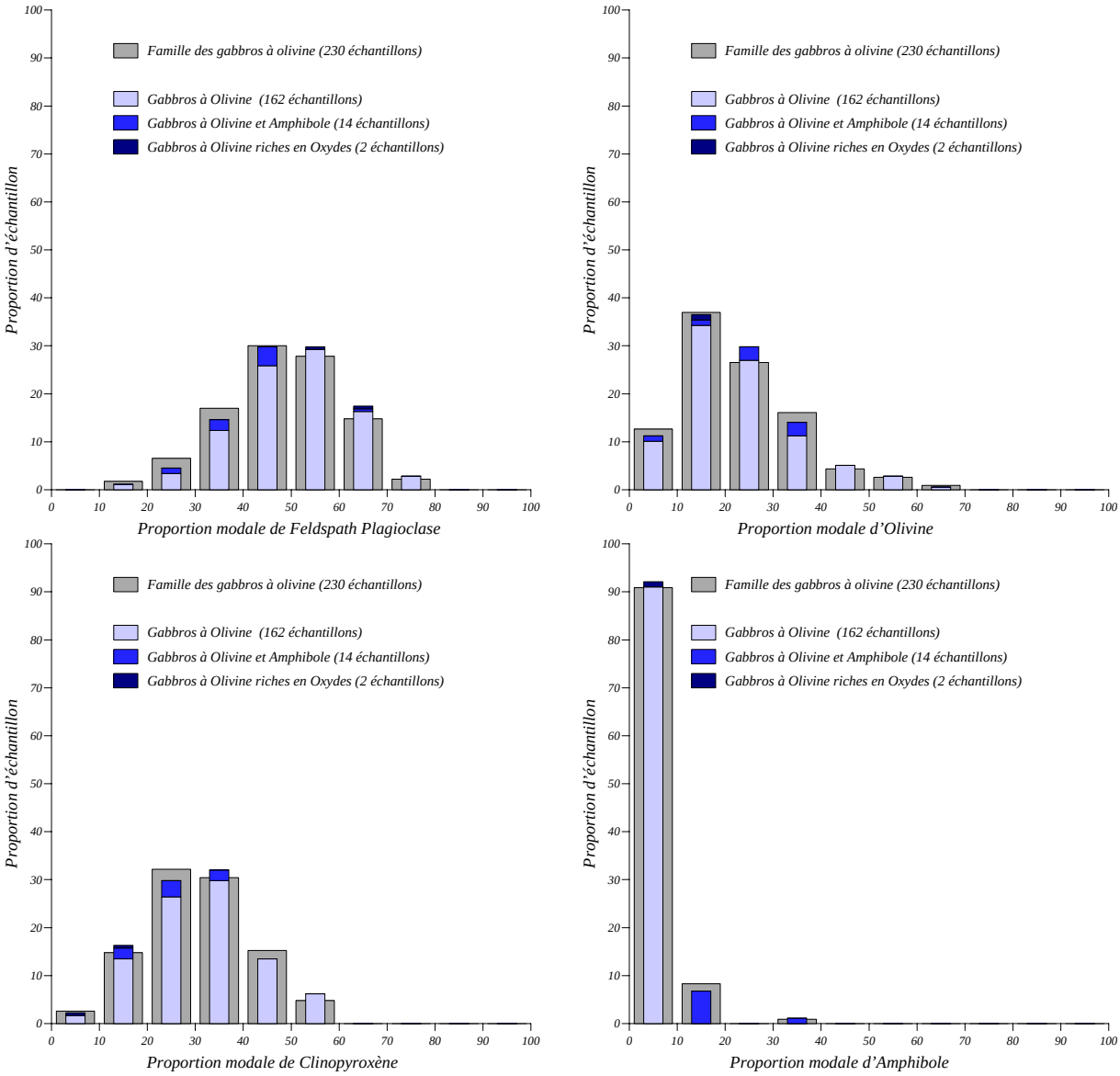


FIG. 2.38 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines et clinopyroxènes dans les gabbros à olivine (en bleu). En gris : histogrammes représentant les fréquences de concentration pour l'ensemble des faciès " gabbros à olivine " (gabbros à olivine au sens strict, gabbros à olivine à hornblende et/ou riches en opaques, gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est tardif).

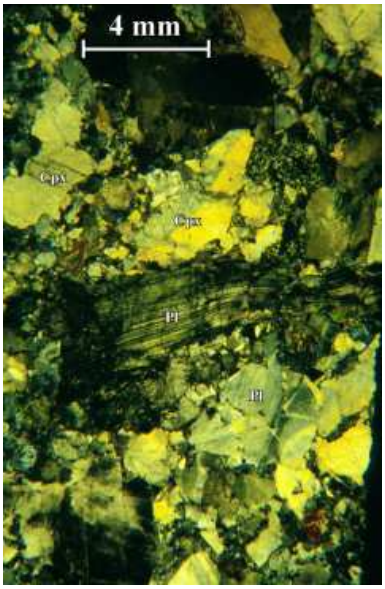


FIG. 2.39 – Échantillon de gabbro déformé et partiellement recristallisé, sans amphibole (massif de Sarami, échantillon 00 *SA* 26). Lumière polarisée, nicols croisés.

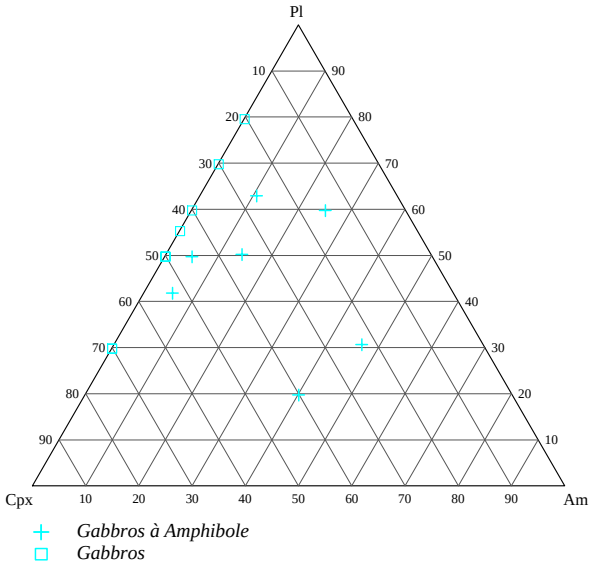


FIG. 2.40 – Diagramme représentant les compositions modales des gabbros indifférenciés et des gabbros à amphibole dans le système ternaire plagioclase (Pl) - clinopyroxène (Cpx) - amphibole (Hb).

décimétrique à métrique d'abondance sur l'affleurement extrêmement variable : elle va du filon isolé au champ de filon couvrant 30 % de la surface de l'affleurement. Il n'est pas évident de faire une systématique sur un nombre aussi restreint d'échantillons, on ne peut par exemple pas dire si leurs orientations sont variables ou non du fait qu'il n'y a qu'un ou deux échantillons par zone géographique, on peut néanmoins noter que ces orientations sont relativement proches de celle du complexe filonien dans les zones concernées.

2.4.2 Les caractères pétrographiques

Ce sont généralement des échantillons assez homogènes à grains moyens avec une taille de grain de l'ordre du demi centimètre (figures 2.150 à 2.39) mais l'observation en lame mince montre que la taille du grain peut être très variable dans un même échantillon. D'une façon générale, les textures sont extrêmement diverses : elles vont de textures à grains très fins proches d'une texture doléritique à des textures d'orthocumulat à gros grains en passant par tous les intermédaires possibles. La plupart de ces échantillons sont déformés et partiellement recristallisés (voir figure 2.39), la déformation se présente dans les plagioclases et les clinopyroxènes sous forme de macles mécaniques des plagioclases et d'extinctions roulantes des clinopyroxènes.

Pour tous les filons de gabbros indifférenciés, de façon semblable aux gabbros à olivine, le clinopyroxène est en position intercumulus autour de plagioclases sub-automorphes don-

FIG. 2.41 – Exemple de filon de gabbronorite plurimétrique rencontré sur le terrain (massif de Fizh, Sultanat d'Oman).

FIG. 2.42 – Exemple de filon de gabbronorite centimétrique, cette forme de filon de gabbronorite est celle que l'on rencontre le plus couramment sur le terrain (massif de Nakhl).

nant parfois une texture de mésocumulat et montrant sa cristallisation tardive par rapport au plagioclase. Quatre de ces échantillons contiennent des opaques – des ilménites et des hématites – à moins de 2 % (voir tableau 2.1). Trois échantillons contiennent des amphiboles dont un (l'échantillon 92 *OG* 128) à une proportion d'environ 10 %, pour les deux autres échantillons, cette proportion est d'à peu près 5 %, et pour ces trois cas, l'amphibole est très franchement interstitielle (figures 2.150 et 2.151) et se présente en plages autour des plagioclases et des clinopyroxènes. L'ilménite, se présente en inclusion dans les amphiboles (quand ces deux phases sont présentes simultanément) mais en position interstitielle par rapport aux clinopyroxènes. La proportion de plagioclase va de 30 % à 80 % et inversement celle de clinopyroxène va de 20 % à 70 % (figure 2.40), compte tenu du faible nombre d'échantillons, une statistique en histogramme semblable à celle réalisée pour les autres faciès n'aurait pas grande signification, elle n'a donc pas été réalisée ici. Dans tous les cas, l'ordre de cristallisation pour ces gabbro est : **Pl – Cpx –± Oxy (– ± Am)**

2.5 Les Gabbronorites

Les gabbronorites sont un faciès très commun en Oman, elles forment la catégorie de faciès la plus diversifiée des lithologies filoniennes, elles se répartissent en de nombreux sous groupes qui vont de la norite pure (deux phases : plagioclase et orthopyroxène), à des roches plus complexes, formées de quatre ou cinq phases telles les gabbronorites riches en oxydes ou en amphiboles et les gabbronorites contenant de l'olivine. Elles sont très abondantes sur le terrain (278 échantillons sur 1013 tous sous-groupes confondus, soit plus du quart de l'échantillonnage) et sont présentes sur une vaste surface de l'ophiolite.

FIG. 2.43 – Imprégnations diffuses de pyroxènes (orthopyroxène et clinopyroxène) et de plagioclases dans la harzburgite (massif de Fizh, sultanat d'Oman).

FIG. 2.44 – Champ de filons de gabbronorite partiellement mylonitisés associé à une zone de déformation du Wadi Fizh (massif de Fizh).

FIG. 2.45 – Exemple de gabbronorite pegmatitique contenant des orthopyroxènes visiblement sub-automorphes ainsi que de l'amphibole cristallisant en couronne autour des ces derniers (massif de Hilti).

2.5.1 Les modes d'affleurement

Sur le terrain, les gabbronorites se présentent toujours sous forme de filons d'épaisseur centimétrique à métrique voire décamétrique dans quelques cas (figures 2.41 et 2.42), excepté dans un seul cas du massif de Fizh où ce faciès se présente sous forme d'imprégnation d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de plagioclase dans la harzburgite (voir figure 2.43). Leur abondance est relativement forte pouvant couvrir jusqu'à 50 % ou plus de la surface d'un affleurement, les abondances les plus fortes étant souvent associées à des zones de faille et à des péridotites mylonitisées (voir figures 2.44 et 2.46). La taille des cristaux est aussi variable que l'épaisseur du filon, allant de moins de 1 mm jusqu'à plus de 5 *cm* (figure 2.47), elle peut être extrêmement variable au sein d'un même échantillon, en particulier en ce qui concerne les pegmatites mylonitisées (figures 2.46, 2.50 et 2.48). Les variations de texture sont les plus spectaculaires pour les filons les plus épais (métriques)

FIG. 2.46 – Exemple de gabbronorite mylonitisée dans une zone de déformation du Wadi Bani-Umar al'Gharbi (massif de Fizh).

FIG. 2.47 – Gabbronorite pegmatitique dans le massif de Nakhl, les cristaux peuvent dépasser les dix centimètres de longeur.

FIG. 2.48 – Exemple d'éponte mylonitique pour une gabbronorite (Wadi Salahi dans le massif de Hilti, sultant d'Oman).

FIG. 2.49 – Harzburgite mylonitisée à l'éponte d'un filon de gabbronorite pegmatitique dans le massif de Suma'il.

FIG. 2.50 – Filon de gabbronorite pegmatitique vu en détail, des variations de la taille des grains sont clairement visibles (massif de Fizh).

FIG. 2.51 – Gabbronorite à olivine à texture d'adcumulat (massif de Suma'il, échantillon 95 *M* 168*b*). Lumière polarisée, nicols croisés.

qui peuvent présenter à la fois des épontes mylonitiques et un cœur pegmatitique (figure 2.48). La péridotite au contact des plus grosses intrusions est souvent mylonitisée (figure 2.49). Les gabbronorites sont affectées par une déformation parfois poussée jusqu'à la mylonitisation ; l'objet de cette thèse était cependant de faire un inventaire aussi exhaustif que possible du contenu filonien de la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman et dès le début, cette étude se plaçait sur un plan pétrologique et non structural. Par conséquent, très peu de données structurales ont été acquises sur le terrain. Nous disposons des orientations globales des filons mais aucun échantillon orienté n'a été prélevé, l'orientation des foliations et des linéations ont elles-même été à peine relevées. D'autre part, lorsque nous avons eu affaire à des filons partiellement mylonitisés, nous avons systématiquement échantillonné les zones les moins déformées. Il n'est donc pas possible dans le présent travail de faire une étude précise de la déformation des filons et des mécanismes de cette déformation (cinématique, champs de contrainte...), ce point spécifique pourra être repris dans des études ultérieures.

Sur les projections stéréographiques où sont représentées les normales aux plans des filons (voir figure 2.52), la première chose qui ressort est la dispersion des points. Dans une même zone géographique, les orientations sont très aléatoires et aucune tendance globale ne peut être tirée. Cela est très net pour un massif comme celui de Hilti où la tendance parallèle à la direction du complexe filonien des filons de troctolite et de gabbro à olivine est claire et où les orientations des filons de gabbronorite sont extrêmement variables.

Dans le détail, j'ai fait une distinction entre neuf types de gabbronorites, classification basée sur les proportions minéralogiques et les relations texturales entre minéraux. Plus généralement, la présence ou l'absence d'olivine et l'ordre de cristallisation des phases – en particulier la position de l'orthopyroxène dans la séquence de cristallisation – permet de différencier les deux catégories principales de gabbronorites : les gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est une phase tardive et les gabbronorites avec ou sans olivine et

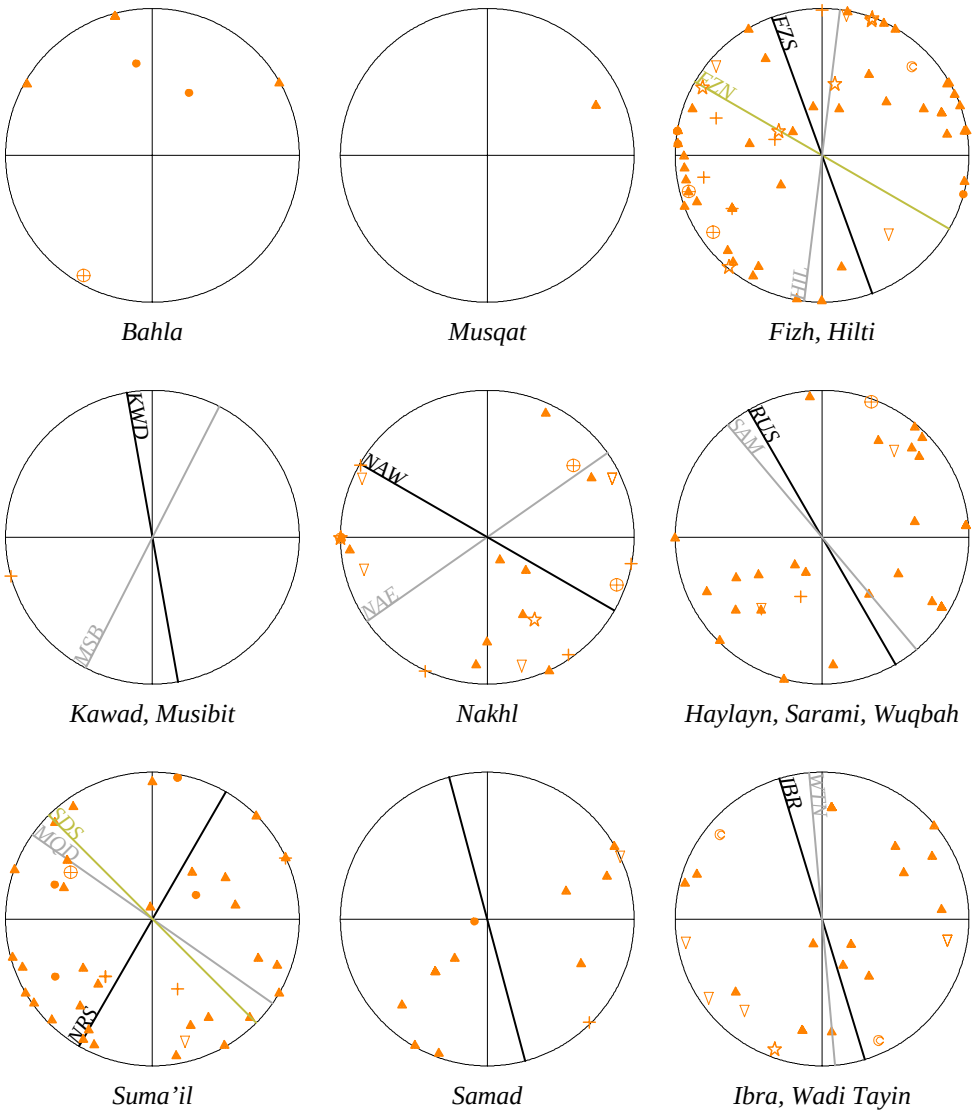
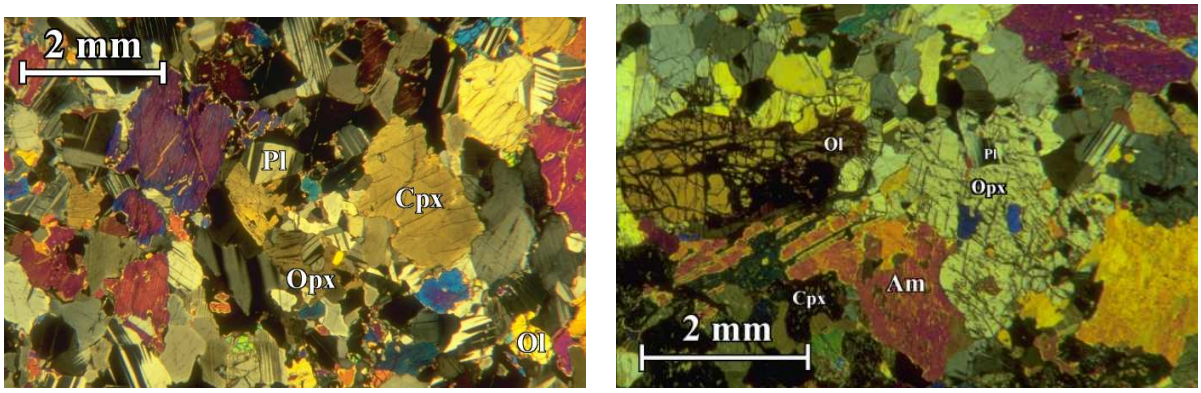


FIG. 2.52 – Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de gabbronorite en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles.



(a) Gabbronorite sans hornblende, échantillon 01 MB 6

(b) Gabbronorite contenant de la hornblende, échantillon 01 MB 2

FIG. 2.53 – Deux lames minces faites dans des échantillons du massif de Musibit. Gabbronorites à olivine avec et sans hornblende à texture de mésocumulat, la cristallisation des pyroxènes est tardive par rapport à celles des olivines et des plagioclases, l'orthopyroxène en particulier apparaît en position interstitielle et l'amphibole se place dans les interstices entre grains. Lumière polarisée, nicols croisés.

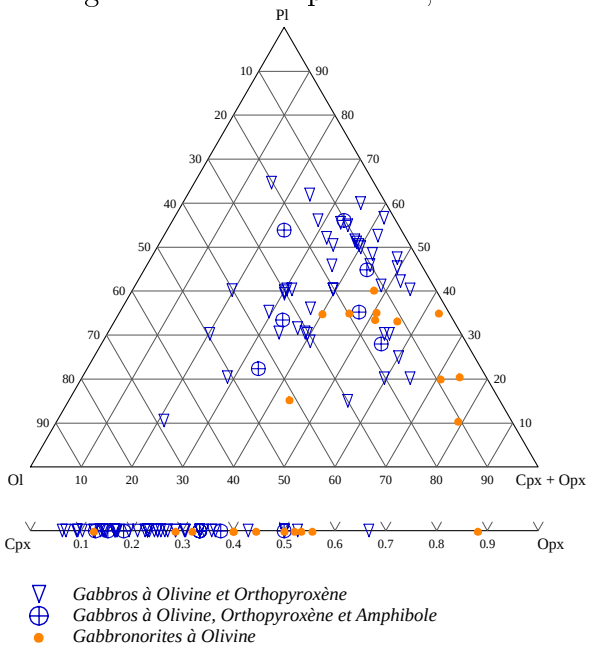


FIG. 2.54 – Diagramme représentant les compostions modales des gabbronorites à olivine (gabbros à olivine et orthopyroxène, gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est précoce) dans le système ternaire plagioclase (Pl) – olivine (Ol) – pyroxènes (Cpx + Opx).

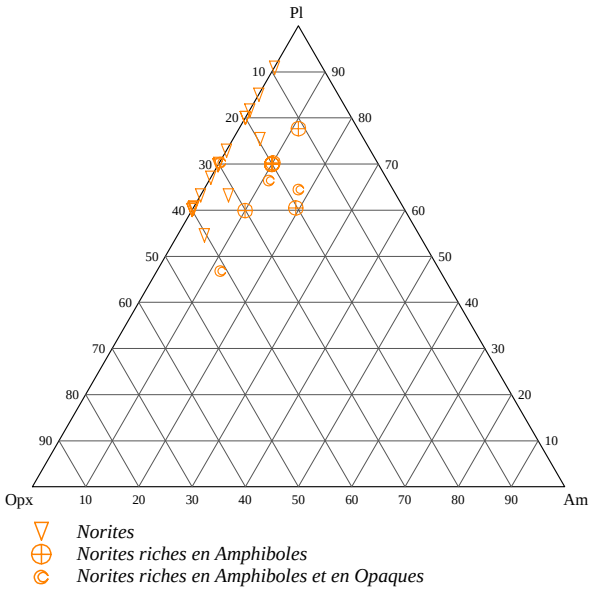


FIG. 2.55 – Diagramme représentant les compostions modales des norites et des norites à hornblende et/ou oxyde dont l'orthopyroxène est une phase précoce dans le système ternaire plagioclase (Pl) – orthopyroxène (Opx) – amphibole (Am).

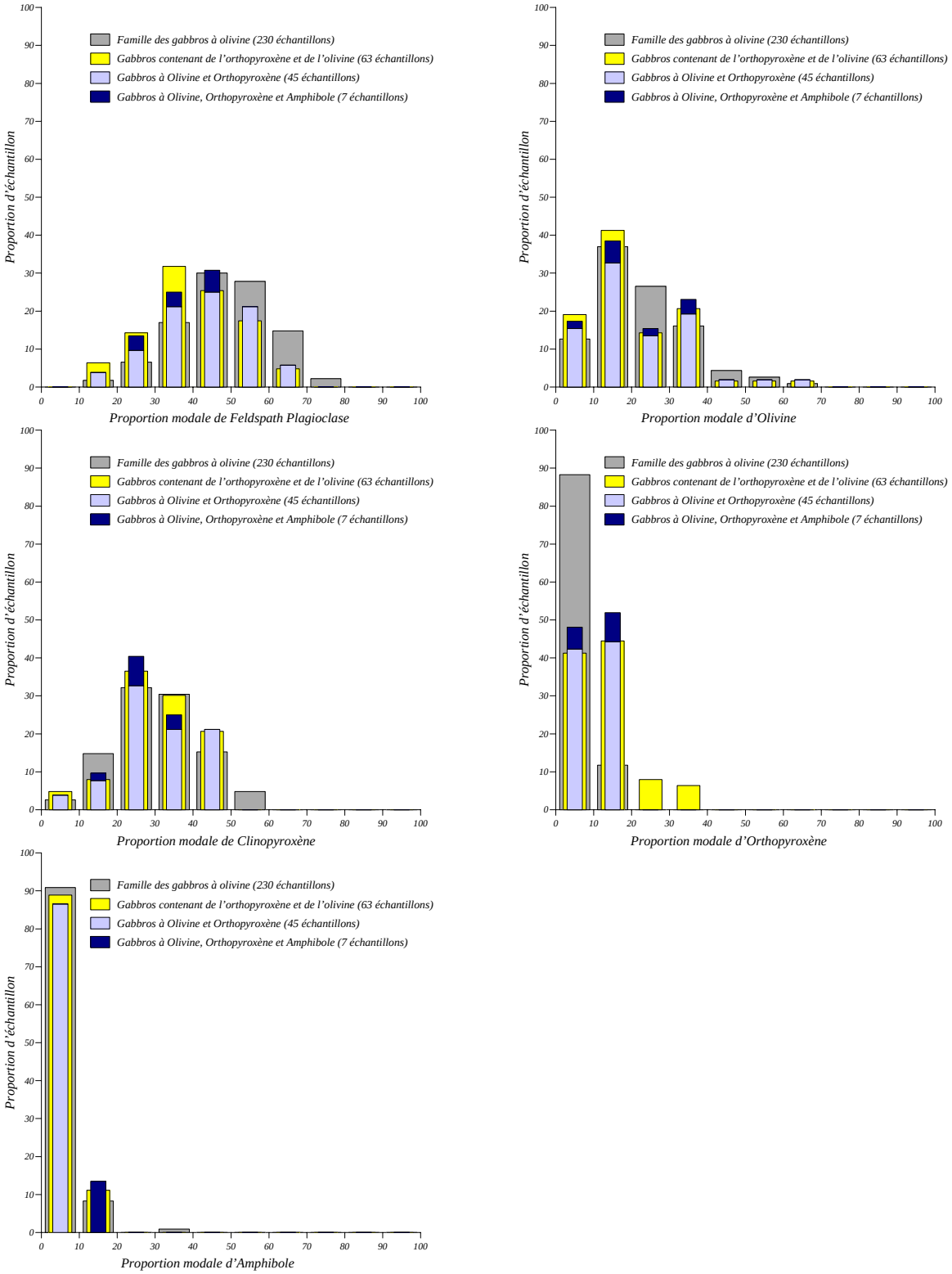
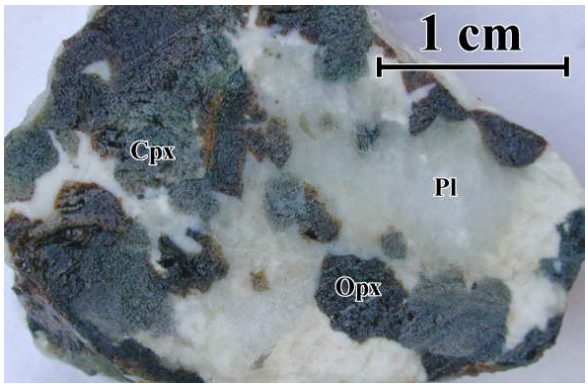
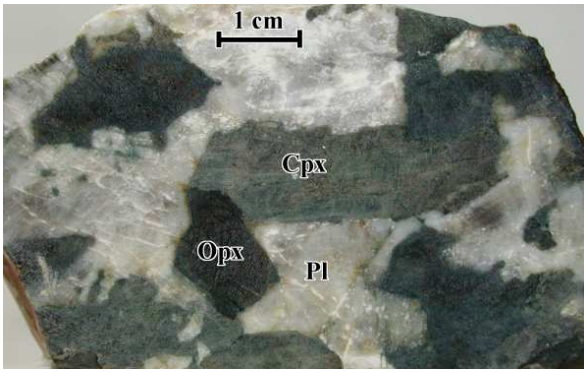


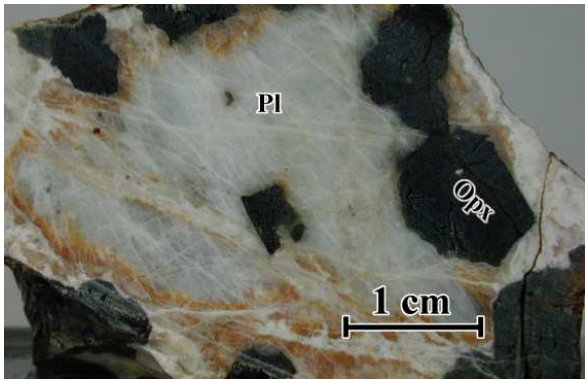
FIG. 2.56 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines, clinopyroxènes, orthopyroxènes et amphibole dans les gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est tardif (en bleu). En jaune sont représentés les histogrammes montrant les fréquences de concentration pour l'ensemble des gabbros contenant en même temps de l'olivine et de l'orthopyroxène sans distinction de texture. Voir la légende de la figure 2.38 pour les histogrammes en gris.



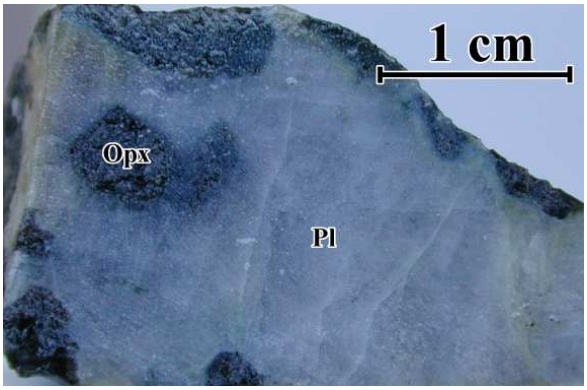
(a) Échantillon de gabbronorite (00 FZ 35b), massif de Fizh



(b) Échantillon de gabbronorite (00 SA 31b), massif de Sarami



(c) Échantillon de norite (97 RU 6a), massif de Haylayn



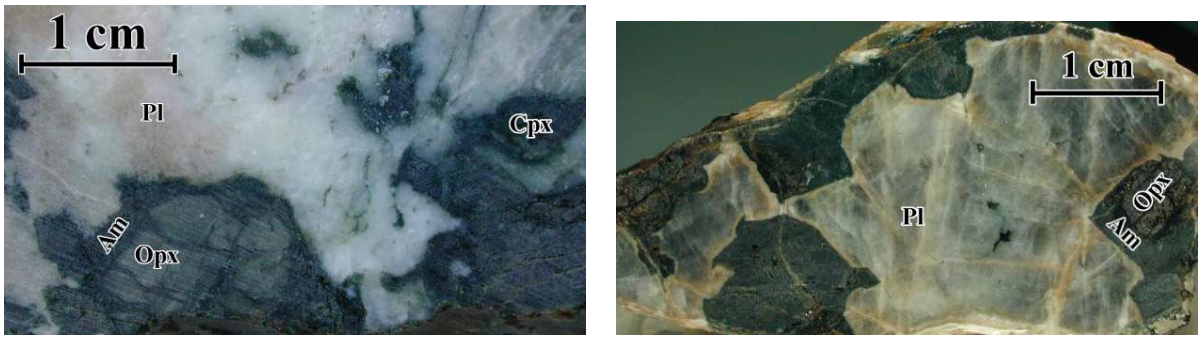
(d) Échantillon de norite (00 WT 48c), massif du Wadi-Tayin

FIG. 2.57 – Faces sciées de deux échantillons de gabbronorite et deux échantillons de norite dont l'orthopyroxène est sub-automorphe en inclusion dans les autres phases.

dont l'orthopyroxène est une phase précoce.

2.5.2 Les Gabbronorites dont l'Orthopyroxène est une phase tardive ou contemporaine des autres phases

Parmi tous les filons décrits, une cinquantaine correspondent à ce type. Ce sont des cumulats à quatre ou cinq phases (olivine, plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène et/ou amphibole) à texture d'adcumulat (figure 2.51) ou de mésocumulat (figure 2.53) contenant parfois des zones plus ou moins recristallisées. Ils sont caractérisés par une morphologie xénomorphe de toutes les phases avec des contacts ondulants entre minéraux indiquant une co-précipitation des phases. On observe néanmoins de petits cristaux sub-automorphes



(a) Gabbronorite du massif de Fizh (échantillon 00 FZ 27c)

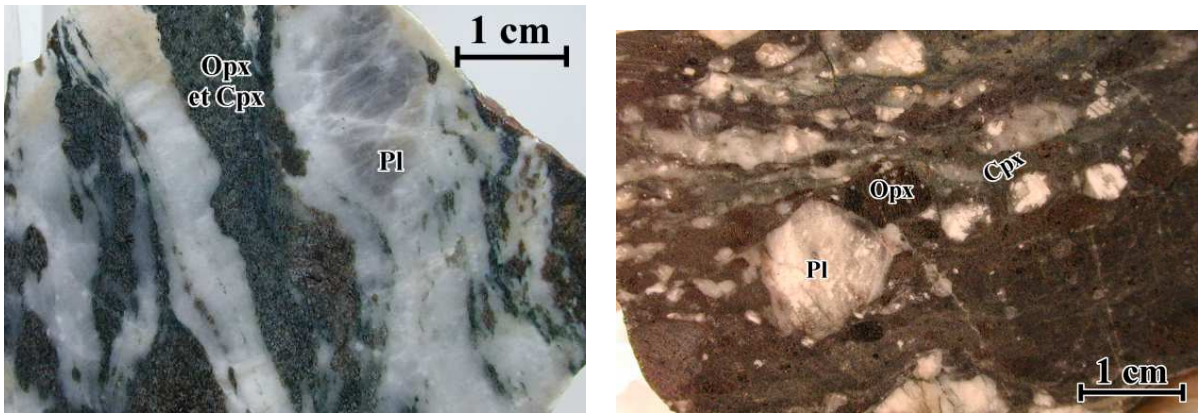
(b) Norite du massif de Hilti (échantillon 99 HI 35)

FIG. 2.58 – Faces sciées de deux échantillons montrant l'amphibole se développant en couronne autour des orthopyroxènes.

de plagioclase ou d'olivine en inclusion dans les pyroxènes, lesquels occupent souvent une position post-cumulus (figure 2.53). Les pyroxènes, et plus particulièrement les orthopyroxènes sont donc légèrement plus tardifs que les plagioclases et les olivines. L'amphibole n'est pas toujours présente mais elle l'est dans une dizaine de lames à une proportion d'à peu près 10 % et elle occupe les interstices entre minéraux (figure 2.53 b). L'ordre de cristallisation est donc :
Pl + Ol – Pl + Ol + Cpx + Opx – Cpx + Opx – (± Am).

La taille des cristaux est assez homogène au sein d'un même échantillon mais elle est très variable d'un échantillon à l'autre, allant du cumulat à grains fins (moins de 1 mm) jusqu'à l'échantillon à très gros grains (de l'ordre du centimètre). Les échantillons sont peu à pas déformés, les clinopyroxènes en particulier présentent parfois, mais rarement, des extinctions roulantes s'accompagnant d'une faible recristallisation aux joints de grains.

Des opaques sont présents dans la plupart des lames (de 0.5 % à 5 %), ce sont généralement des sulfures de Fe et Ni, parfois des spinelles chromifères et exceptionnellement des hématites ou des ilménites (voir tableau 2.1). Toutes les lames contiennent de l'orthopyroxène, mais celui-ci reste une phase mineure présente à moins de 15 %. Les proportions de plagioclase, d'olivine et de clinopyroxène sont très variables, elles vont de 15 % à 65 % pour les plagioclases, de 5 % à 65 % pour les olivines, de 5 % à 50 % pour les clinopyroxènes et de 5 % à 15 % pour les orthopyroxènes (figures 2.54 et 2.56). L'amphibole est présente dans certains échantillons à un taux assez stable de 10 %, elle cristallise dans les interstices laissés par les autres phases minérales et apparaît le plus souvent en couronne autour de l'orthopyroxène (figures 2.45 et 2.58). La figure 2.56 montre des histogrammes où la proportion d'échantillons de gabbronorite à olivine est représentée en fonction des proportions minéralogiques. Sur ces diagrammes, on observe que le mode en plagioclase est le plus fréquemment compris entre 40 % et 50 %, celui d'olivine est fréquemment entre 10 % et 20 %, celui de clinopyroxène entre 20 % et 30 % et enfin,



(a) Massif de Fizh, échantillon 00 FZ 25

(b) Massif de Hilti, échantillon de gabbronorite à amphibole 99 HI 76

FIG. 2.59 – Faces sciées de deux échantillons de gabbronorites mylonitisés.

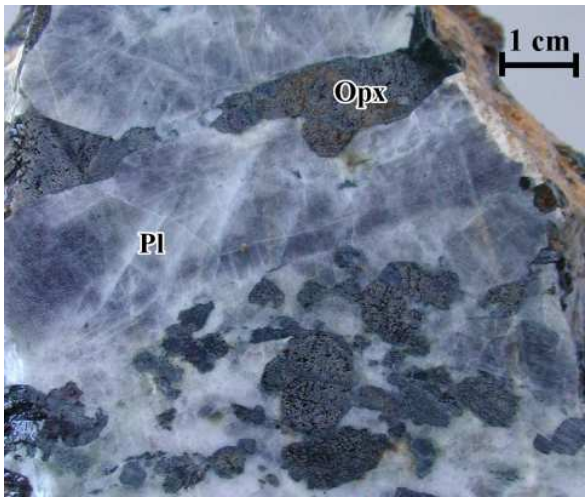


FIG. 2.60 – Exemple d'échantillon de norite pegmatitique avec zonation minéralogiques (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 19b).

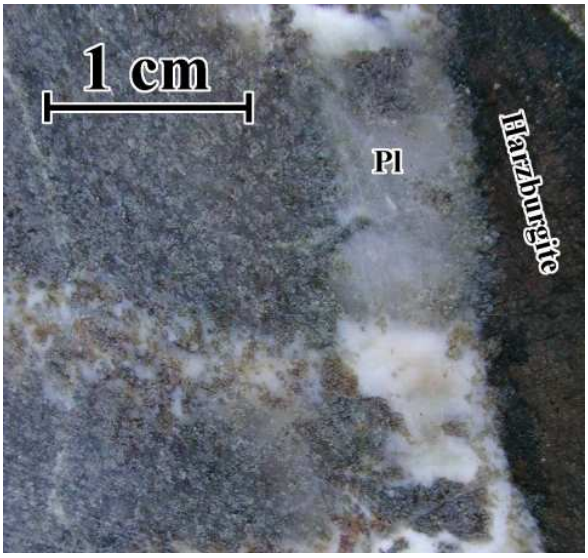


FIG. 2.61 – Exemple d'échantillon de gabbronorite à grains fins avec croissance harrisitique des cristaux aux épontes (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 40b).

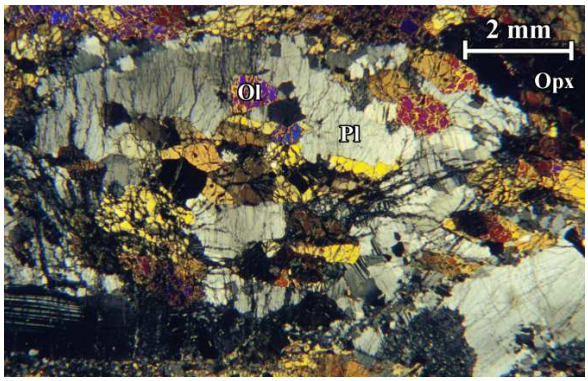


FIG. 2.62 – Gabbronorite à olivine en imprégnation du massif de Fizh les olivines sont en inclusion dans les plagioclases et dans les orthopyroxènes (échantillon 00 FZ 40e). Lumière polarisée, nicols croisés.

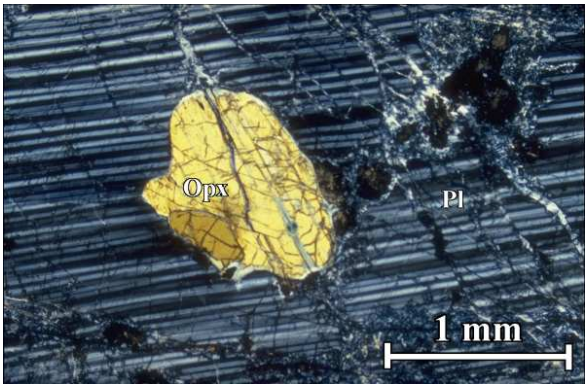


FIG. 2.63 – Échantillon de norite montrant le caractère précoce de l'orthopyroxène et tardif du plagioclase (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 22b). Lumière polarisée, nicols croisés.

celui d'orthopyroxène entre 10 % et 15 %, donnant la composition minéralogique la plus courante : 50 % Pl + 20 % Ol + 20 % Cpx + 10 % Opx.

2.5.3 Les Gabbronorites ne contenant pas d'Olivine ou dont l'Orthopyroxène est une phase précoce

La grande majorité (plus de 200 échantillons !) des échantillons de gabbronorite en filon dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman contiennent des orthopyroxènes clairement sub-automorphes à automorphes (voir figures 2.45 et 2.57), ils sont parfois sous forme de petits grains englobés dans les clinopyroxènes ou les plagioclases indiquant que l'orthopyroxène est ici une des premières phases à cristalliser, avant le plagioclase. Dans ces échantillons, l'orthopyroxène est loin d'être une phase mineure, rarement présent à moins de 15 %, il occupe parfois jusqu'à 40 % de la surface des échantillons (figures 2.58, 2.67 et 2.76) et son mode est fréquemment compris entre 20 % et 30 % (voir figure 2.64). Ces gabbronorites forment un groupe lithologique extrêmement diversifié, la taille des grains, les textures et les proportions minéralogiques étant hautement variables. Tous les échantillons contiennent au moins de l'orthopyroxène et du plagioclase, s'ajoutent des clinopyroxènes pour la majorité des roches et moins fréquemment des olivines, des amphiboles et/ou des opaques.

Les Gabbronorites à Olivine

Elles sont bien plus rares que les gabbronorites du type précédent puisque seule une dizaine d'échantillons correspondent à ce type. Elles présentent toutes des textures d'adcumulat plus ou moins recristallisés, sauf pour l'échantillon 00 FZ 40e qui correspond

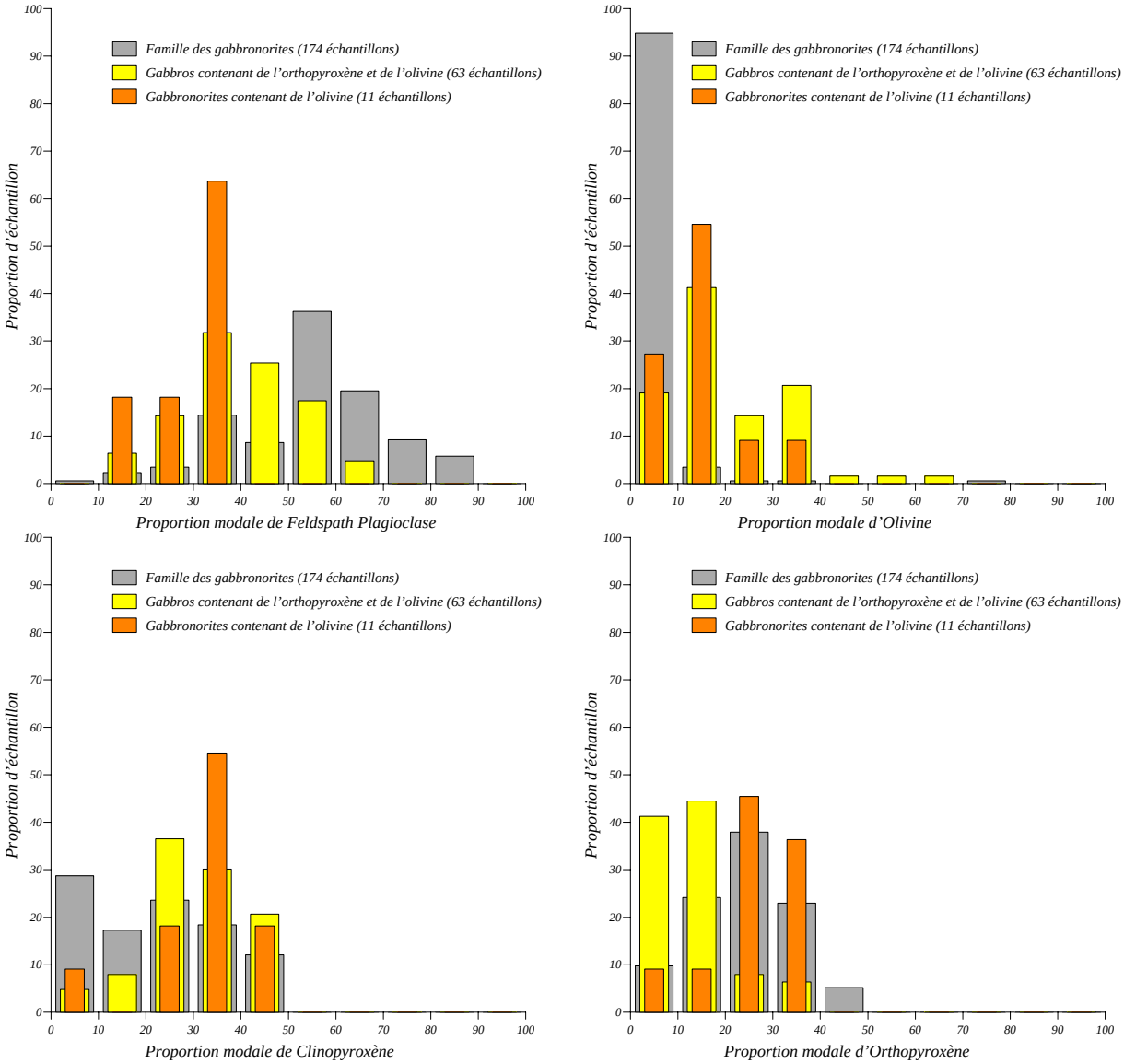


FIG. 2.64 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, olivines, clinopyroxènes et orthopyroxènes dans les gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est une phase précoce (en orange). En gris : histogrammes représentant les fréquences de concentration pour l'ensemble des faciès de gabbronorite (gabbronorites, gabbronorites à olivine, norites riches en hornblendes et/ou en opaques, gabbronorites riches en hornblendes et/ou en opaques). Voir la légende de la figure 2.56 pour l'histogramme en jaune.

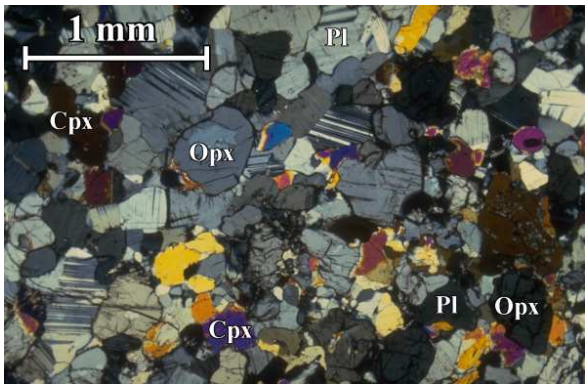


FIG. 2.65 – Échantillon de gabbronorite à texture d'adcumulat, les orthopyroxènes apparaissent sub-automorphes (massif d'Ibra, échantillon 99 IB 6). Lumière polarisée, nicols croisés.

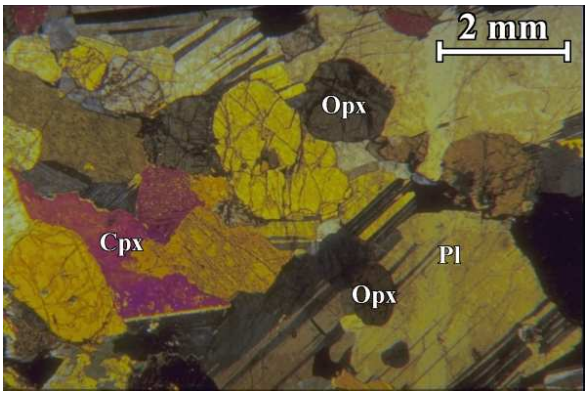


FIG. 2.66 – Échantillon de gabbronorite à texture de mésocumulat montrant le caractère interstitiel des plagioclases (massif de Wuqbah, échantillon 97 WU 2). Lumière polarisée avec nicols croisés.

à une imprégnation de pyroxènes et de plagioclases dans la harzburgite et qui a une texture de mésocumulat (figures 2.43 et 2.62). Dans ce cas précis, les plagioclases, les clinopyroxènes et les orthopyroxènes apparraissent en plages pœcilitiques autour de cristaux sub-automorphes d'olivine. En fait, par sa texture et son mode d'affleurement, cette roche s'apparente aux faciès d'imprégnation décrits au début de ce chapitre. La différence fondamentale qu'elle présente avec ces derniers (et la raison pour laquelle je l'ai classée parmi les gabbronorites et non parmi les faciès troctolitiques au sens large) est l'habitus de ses orthopyroxènes. Les faciès d'imprégnation dans la harzburgite contiennent des orthopyroxènes sub-automorphes clairement associés à l'olivine ; ici, l'orthopyroxène se trouve en plages pœcilitiques et est clairement postérieur à l'olivine, phase contemporaine des plagioclases et des clinopyroxènes. Ceci permet de supposer que le liquide qui a circulé dans cette péridotite du massif de Fizh était de nature différente de celle des liquides qui ont circulé dans les autres massifs où l'on trouve de la péridotite imprégnée puisqu'il a pu cristalliser de l'orthopyroxène alors que ce minéral n'apparaissait pas en tant que phase imprégnante dans les autres harzburgites imprégnées. Si pour cet échantillon la question d'une origine résiduelle ou cumulative ne se pose pas pour l'orthopyroxène, elle existe toujours pour l'olivine. Et, comme pour les autres échantillons de péridotite imprégnée, l'observation de l'échantillon sur l'affleurement et en lame mince ne suffit pas à apporter une réponse.

L'échantillon 00 FZ 40e mis à part, ces échantillons de gabbronorites à olivine ne sont pas très différents de ceux de même nature précédemment décrits, ils sont cependant caractérisés par le fait que l'orthopyroxène apparaît en grains sub-automorphes souvent en inclusion dans les autres phases minérales montrant par-là son caractère précoce dans la séquence de cristallisation (figures 2.63 et 2.66). Ils sont souvent à grains fins (moins de 5 mm), mais trois échantillons ont de gros grains et un va jusqu'à la pegmatite. Les

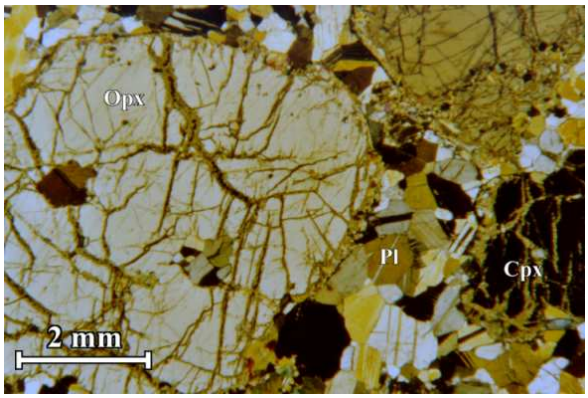


FIG. 2.67 – Échantillon de gabbronorite partiellement recristallisé dans le plagioclase, cet échantillon est sans doute une ancienne pegmatite qui a subi une déformation assez poussée à une température suffisement élevée pour permettre la recristallisation (massif de Suma'il, échantillon 90 *OG* 131*c*). Lumière polarisée, nicols croisés.

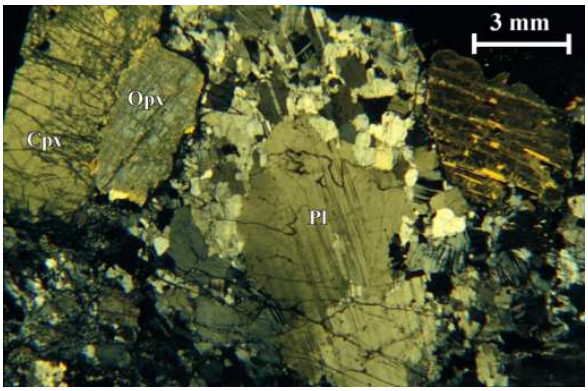
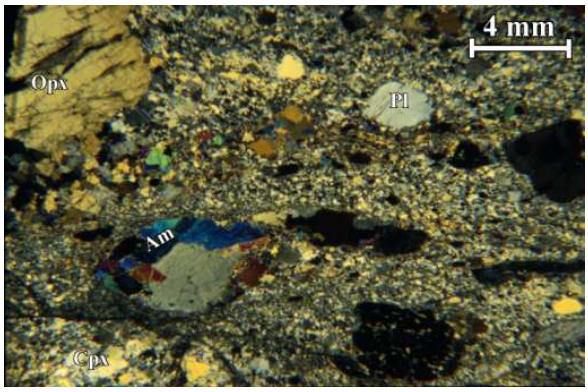
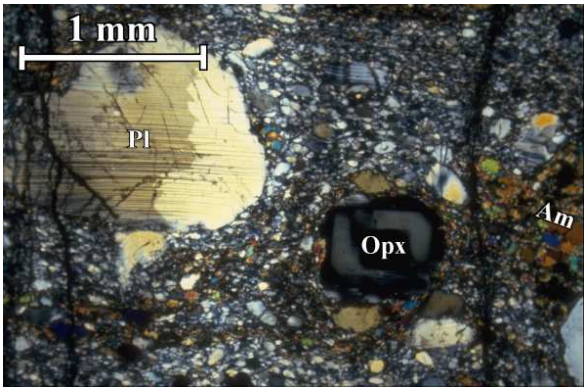


FIG. 2.68 – Échantillon de gabbronorite en cours de mylonitisation, la recristallisation se limite aux joints de grains et les grains les plus fins se trouvent à la limite entre les orthopyroxènes et les plagioclases (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 33a). Lumière polarisée avec nicols croisés.



(a) Massif de Fizh, échantillon 00 FZ 25



(b) Gabbronorite à amphibole du massif de Hilti, échantillon 99 HI 76

FIG. 2.69 – Exemples d'échantillons de gabbronorites mylonitisés. Lumière polarisée, nicols croisés.

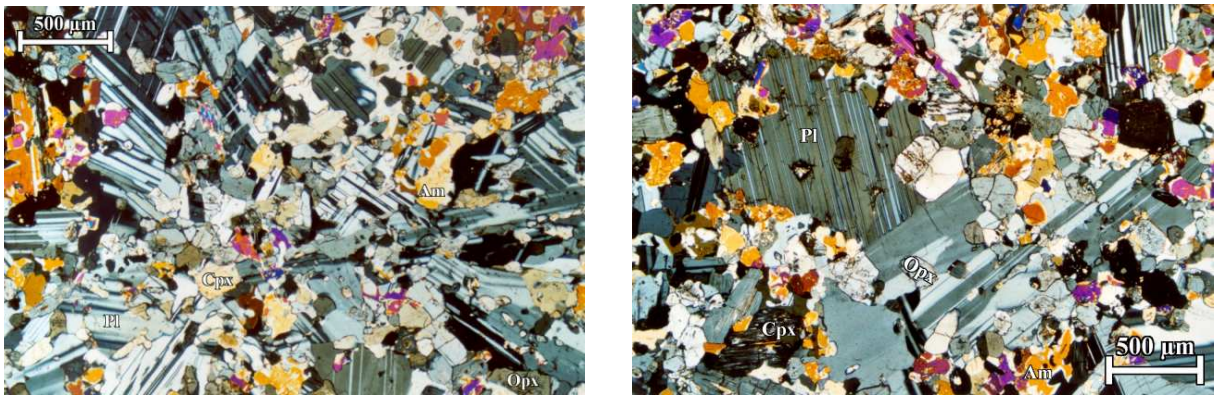


FIG. 2.70 – Deux lames minces d'un même échantillon de gabbronorite à amphibole à texture de mésocumulat, le plagioclase apparaît en plage pœcilitique autour d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes sub-automorphes (échantillon 00 NA 50). Lumière polarisée, nicols croisés.

proportions minéralogiques sont variables, des opaques sont présents dans la plupart des lames, à des proportions inférieures à 3 %, ce sont des sulfures de Fe et Ni excepté dans deux cas : un échantillon du sud du massif de Suma'il et l'imprégnation du massif de Fizh, où ce sont des spinelles chromifères (voir tableau 2.1). L'olivine devient une phase mineure avec des concentrations qui dépassent rarement les 15 % (voir figures 2.54 et 2.64) et qui sont le plus couramment comprises entre 10 % et 20 %, seul l'échantillon 00 FZ 40e fait exception avec 40 % d'olivine. Les proportions de clinopyroxène vont de 5 % à 40 % et sont fréquemment entre 30 % et 40 % ; celles de plagioclase vont de 10 % à 45 % et sont fréquemment entre 30 % et 40 % ; et enfin, celles d'orthopyroxène vont de 5 % à 40 % et sont le plus souvent entre 20 % et 30 %.

Les relations texturales entre minéraux sont plus obscures que pour les autres faciès, l'orthopyroxène semble être systématiquement la première phase à cristalliser mais des cristaux de clinopyroxène ou d'olivine en inclusion dans les orthopyroxènes existent indiquant que la cristallisation des phases a dû être plus ou moins contemporaine ou que la séquence de critallisation peut varier d'un échantillon à l'autre. L'olivine se trouve souvent en petits grains sub-automorphes mais elle peut aussi bien être interstitielle, le clinopyroxène semble être souvent la phase cristallisant à la suite de l'orthopyroxène. Par contre, le plagioclase apparaît la plupart du temps dans les interstices entre les autres minéraux. On peut donc proposer l'ordre de cristallisation suivant :
Opx + Cpx – Opx + Cpx + Ol – Opx + Cpx + Ol + Pl

Les Gabbronorites ne contenant pas d'Olivine

On en dénombre environ 200 échantillons prélevés sur une large surface de la section mantellaire de l'ophiolite, c'est donc un faciès extrêmement commun en Oman. Ce sont très souvent des pegmatites avec des tailles de grains pouvant dépasser quatre ou

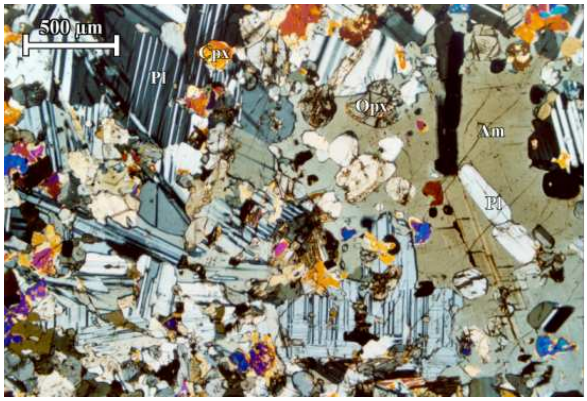


FIG. 2.71 – Échantillon de gabbronorite à amphibole, l'hornblende apparaît en plages pœcilitiques (échantillon 00 NA 50). Lumière polarisée, nicols croisés.

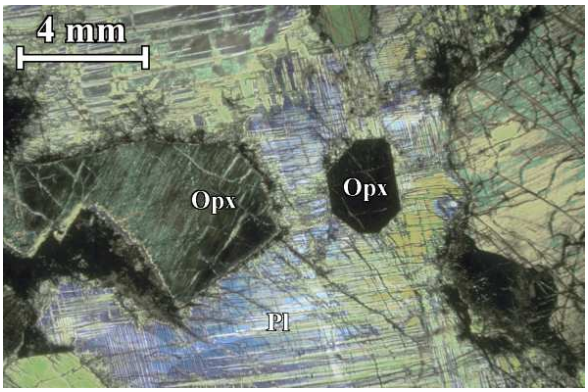
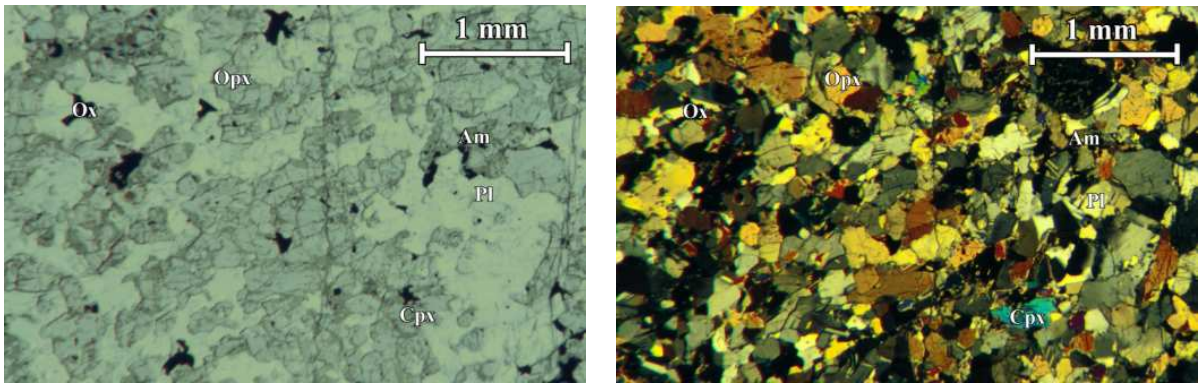


FIG. 2.72 – Lame d'un échantillon de norite montrant le caractère précoce de l'orthopyroxène (échantillon 97 HI 19a). Lumière polarisée, nicols croisés.

cinq centimètres, cependant les variations dans la taille des grains au sein d'un même échantillon sont extrêmement fortes : ceci est parfois dû à des croissances harrisitiques des cristaux aux épontes (figure 2.61) mais le cas le plus courant consiste simplement en une alternance de zones à grains fins avec des zones pegmatitiques, généralement à une échelle plus grande que celle de la lame mince (figures 2.50 et 2.60). Autant que possible, nous avons choisi d'échantillonner les zones à grains fins, les lames composées d'un seul minéral (de clinopyroxène ou de plagioclase) ne présentant qu'un intérêt assez limité et les zones à gros grains étant souvent plus altérées que les zones à grains fins. Un biais est ainsi induit dans l'échantillonnage : quasiment la moitié des lames présentent des textures à grains fins mais la majorité d'entre elles ont été faites dans les passées à grains fins de pegmatites. On peut néanmoins remarquer que les échantillons riches en opaques et/ou en amphiboles ont généralement des grains plus gros que ceux qui n'en contiennent pas. On trouve des échantillons de gabbronorite non déformés dans certaines zones, mais environ la moitié des échantillons présentent des évidences de déformation post-cumulus : pour les échantillons faiblement déformés, ce sont des extinctions roulantes dans les clinopyroxènes, apparition de macles mécaniques dans les plagioclases et présence de sous joints de déformation dans les olivines, les échantillons les plus fortement déformés sont mylonitisés (figures 2.44, 2.46, 2.59 et 2.69).

Tous les caractères pétrographiques de ces échantillons sont variables : la taille du grain mais aussi les proportions minéralogiques et les textures (voir figures 2.55, 2.74, 2.75). Environ les trois quarts des échantillons présentent une texture d'adcumulat plus ou moins recristallisé et déformé (figures 2.65 et 2.73), une quarantaine sont d'anciennes pegmatites mylonitisées à divers degrés (voir figures 2.67, 2.68 et 2.69), deux échantillons seulement présentent des textures doléritiques, et enfin, une vingtaine d'échantillons sont à texture de mésocumulat mais ces derniers sont en général des gabbronorites contenant plus de 10 % d'amphibole, laquelle est une phase interstitielle se développant autour



(a) Nicols parallèles

(b) Nicols croisés

FIG. 2.73 – Exemple d'un échantillon de gabbronorite riche en oxydes (échantillon 00 NA 51b, massif de Nakhl) vu en lumière transmise polarisée avec nicols parallèles et croisés.

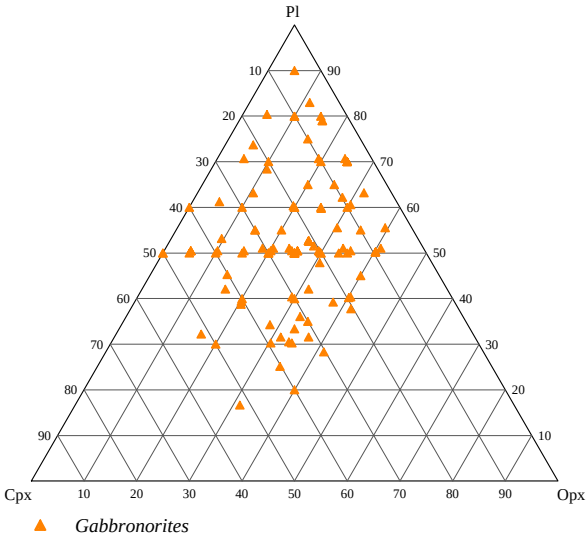


FIG. 2.74 – Diagramme représentant les compostions modales des gabbronorites dont l'orthopyroxène est une phase précoce dans le sytème ternaire plagioclase (Pl) – clinopyroxène (Cpx) – orthopyroxène (Opx).

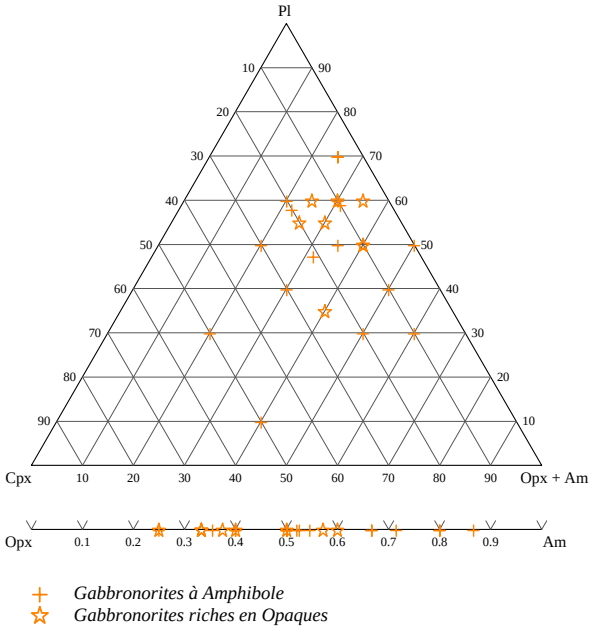


FIG. 2.75 – Diagramme représentant les compostions modales des gabbronorites à hornblende et/ou à oxyde dont l'orthopyroxène est une phase précoce dans le système plagioclase (Pl) – clinopyroxène (Cpx) – orthopyroxène + amphibole (Opx + Hb).

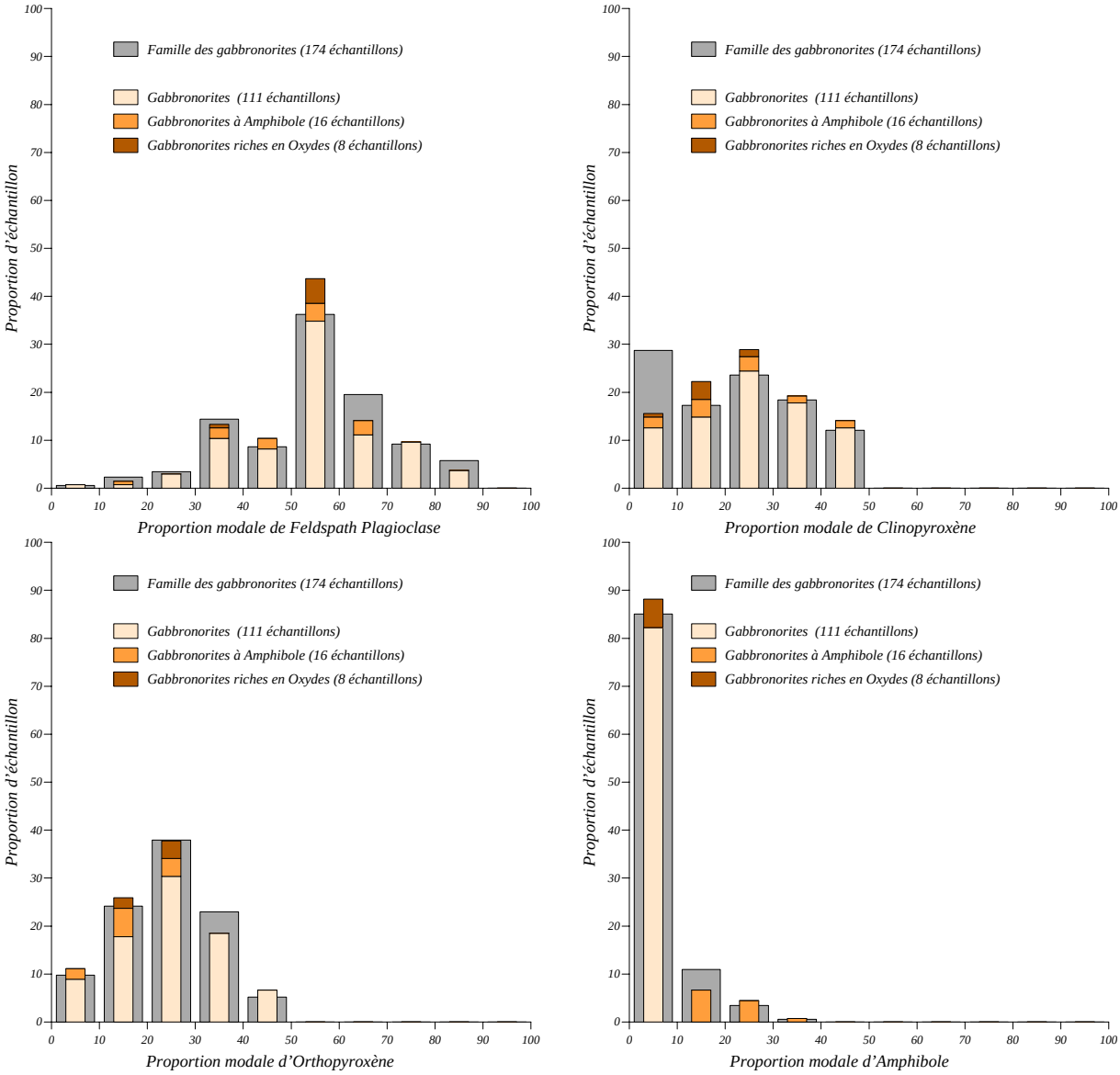


FIG. 2.76 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, clinopyroxènes, orthopyroxènes et amphiboles dans les gabbronorites (en orange). Voir la légende de la figure 2.64 pour les histogrammes en gris.

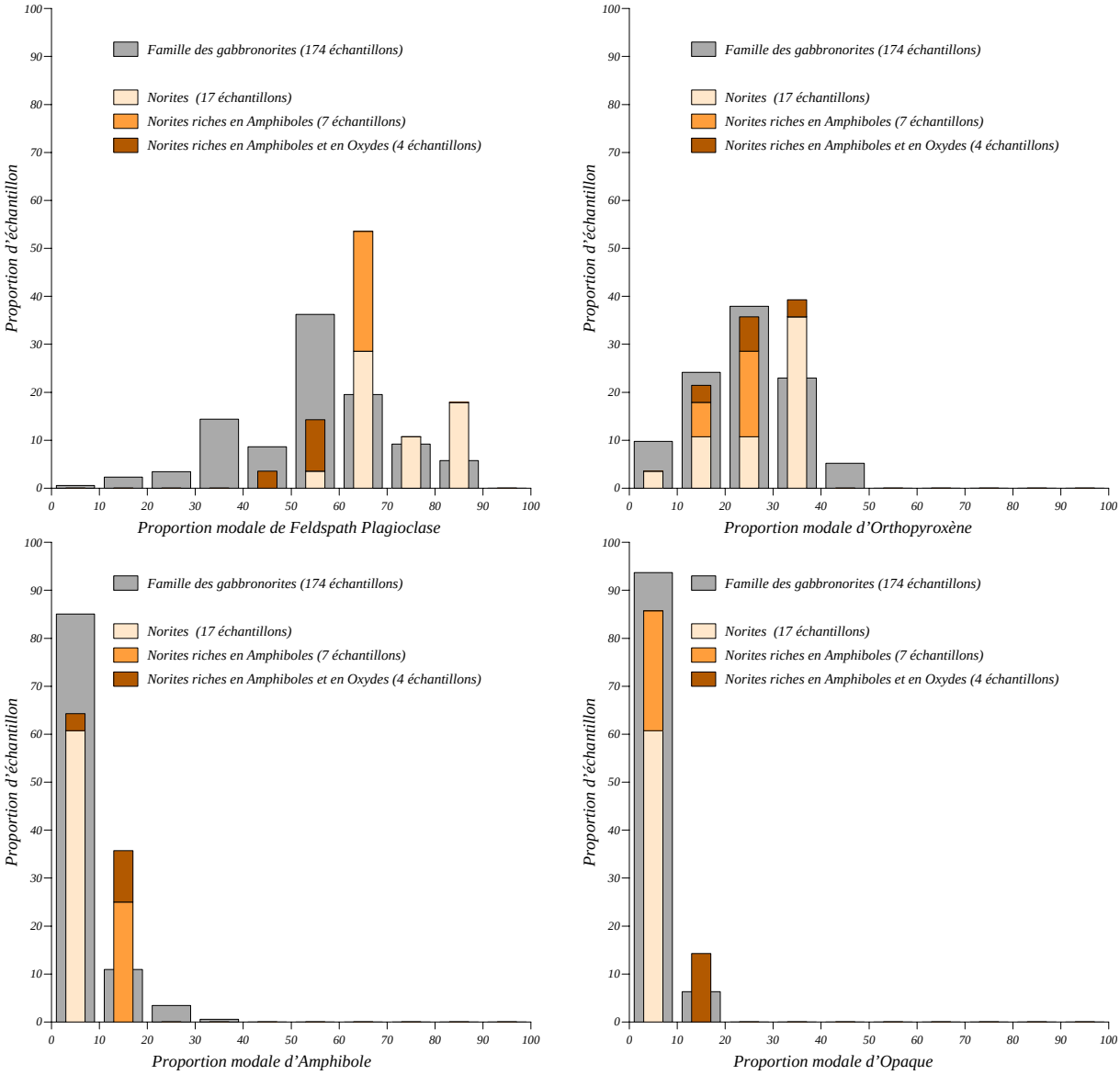


FIG. 2.77 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclases, orthopyroxènes, amphiboles et opaques dans les norites (en orange). Voir la légende de la figure 2.64 pour les histogrammes en gris.

FIG. 2.78 – Pyroxénites en rubanement recoupées par un filon de pyroxénite (massif de Sarami, sultanat d'Oman).

de l'orthopyroxène (figure 2.58), il arrive cependant (dans deux cas) que la texture de mésocumulat soit réellement liée au caractère tardif du plagioclase et du clinopyroxène (figure 2.66).

Dans la majorité des lames, l'orthopyroxène apparaît sub-automorphe et en inclusion dans les autres phases, il n'est néanmoins pas rare de trouver des inclusions de plagioclase ou de clinopyroxène dans les orthopyroxènes (figure 2.67). Ces relations texturales indiquent donc une cristallisation sub-contemporaine de toutes les phases (figures 2.65 et 2.73) avec un orthopyroxène légèrement plus précoce (figures 2.63, 2.65 et 2.153). Les amphiboles et les ilménites, quand elles sont présentes, cristallisent dans les interstices entre les autres minéraux ou bien en couronne autour de ces minéraux montrant leur caractère tardif. L'ordre de cristallisation le plus courant est donc : **Opx ± Cpx - Opx + Cpx + Pl - Cpx + Pl ± Opq ± Am**

Les compositions minéralogiques et les proportions modales sont extrêmement variables (figures 2.55, 2.74 et 2.75), allant de la norite pure à la gabbronorite riche en opaque et en amphibole en passant par tous les intermédiaires (voir figures 2.70, 2.71, 2.72, 2.153 et 2.73). Environ la moitié des échantillons ne contiennent pas d'opaque, pour les autres, la proportion d'opaques peut aller jusqu'à 15 % mais elle n'est supérieure à 5 % que pour une dizaine d'échantillons de norites ou de gabbronorites dont la moitié contient une proportion non négligeable d'amphibole. Pour les échantillons riches en opaques (figure 2.73) ainsi que pour une trentaine d'autres, ce sont toujours des ilménites ou des hématites, sinon une quinzaine de roches contiennent des spinelles chromifères et une

FIG. 2.79 – Exemple de filon centimétrique de pyroxénite (massif de Haylayn, sultanat d'Oman).

FIG. 2.80 – Intersections de deux filons de pyroxénite perpendiculaires dans le massif Haylayn, sultanat d'Oman.

quarantaine des sulfures de Fe et/ou Ni (tableau 2.1). Les trois quarts des échantillons ne contiennent pas d'amphibole mais la proportion de ce minéral est supérieure à 5 % pour une trentaine de lames et elle peut aller jusqu'à 40 %. Dans la plupart des échantillons à gros grains, l'amphibole se développe en couronne autour de l'orthopyroxène (figures 2.58 et 2.153) mais elle se présente comme phase interstitielle dans les échantillons à grains fins (figures 2.70 et 2.71). La proportion de plagioclase va de 10 % à 90 %, elle se situe le plus fréquemment entre 50 % et 60 % (figures 2.74, 2.75, 2.55 et 2.76) ; Celle de clinopyroxène va de 5 % à 50 % avec un pic de fréquence entre 20 % et 30 % ; celle d'orthopyroxène va de 5 % à 40 % avec un pic de fréquence entre 20 % et 30 %. Une trentaine de ces gabbronorites ne contiennent pas de clinopyroxène, parmi ces roches, dix contiennent plus de 10 % d'opaque ou d'amphibole, la proportion de ces minéraux pouvant atteindre 15 %. Elles sont riches en plagioclase et n'en contiennent jamais moins de 50 % (figures 2.55 et 2.77). La concentration en plagioclase va de 50 % à 90 % et est très fréquemment comprise entre 60 % et 70 %, inversement, celle d'orthopyroxène va de 10 % à 40 % avec un pic de fréquence entre 30 % et 40 %.

2.6 Les Pyroxénites et Wehrlites

Les pyroxénites forment le groupe lithologique le plus commun en Oman et l'un des plus abondants dans notre échantillonage (238 échantillons sur les 1013 récoltés). Il est présent dans l'ensemble de l'ophiolite à l'exception de quelques zones bien particulières, et si le nombre d'échantillons de pyroxénite est grosso modo le même que le nombre de gabbro à olivine, cela est lié à l'hétérogénéité d'échantillonnage sur la surface de l'ophiolite : la densité d'échantillonnage étant bien plus forte dans certaines zones plus riches en gabbro à olivine et plus pauvres en pyroxénites (voir chapitre 3.6 pour une discussion plus approfondie concernant la répartition des faciès filoniens sur la surface de l'ophiolite). C'est un ensemble très diversifié qui se subdivise dans le détail en onze faciès selon ses

FIG. 2.81 – Filon de pyroxénite centimétrique (massif de Haylayn, sultanat d'Oman).

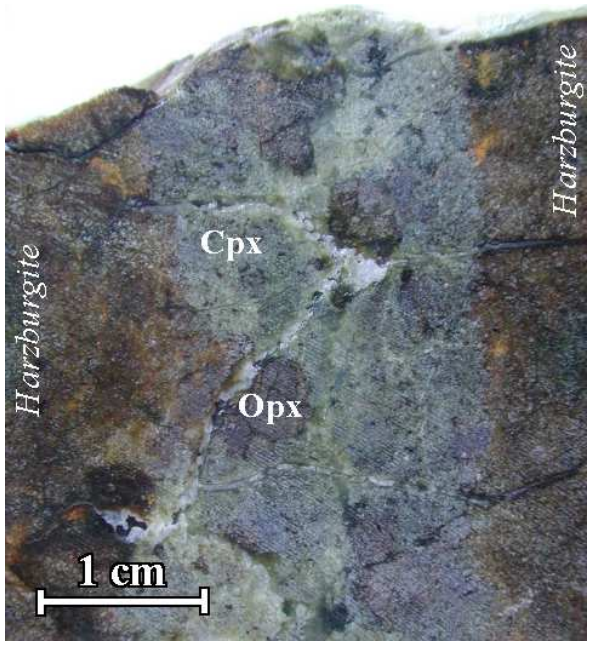


FIG. 2.82 – Face sciée d'un échantillon prélevé dans un petit filon de webstérite (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 35a).

FIG. 2.83 – Face sciée d'un échantillon de clinopyroxénite à gros grains (massif de Hilti, échantillon 97 HI 23a).

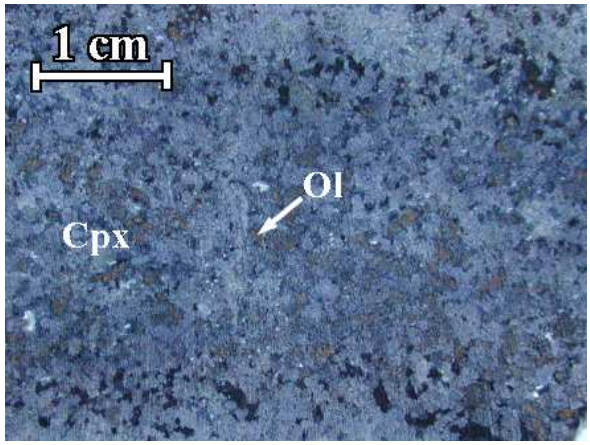


FIG. 2.84 – Face sciée d'un échantillon de clinopyroxénite à olivine à grains fins (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 31).

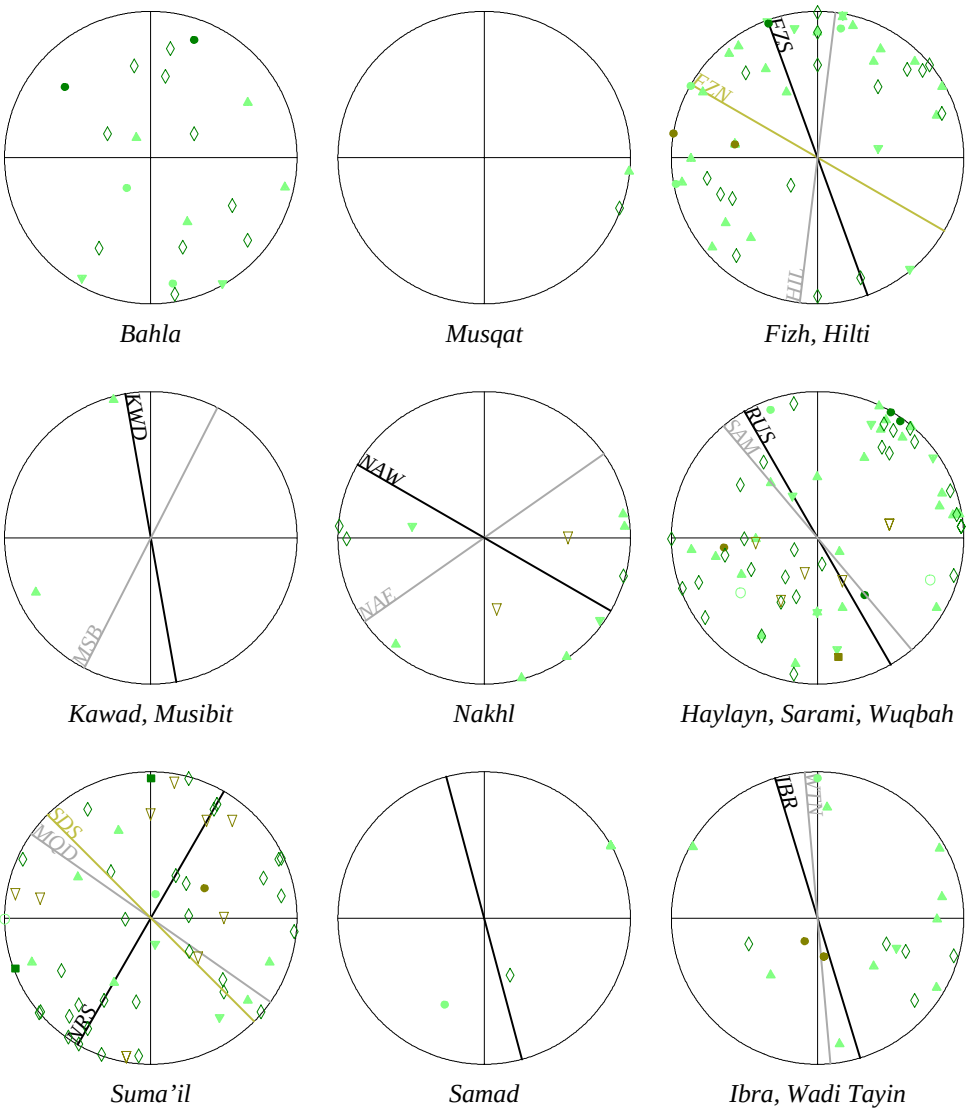
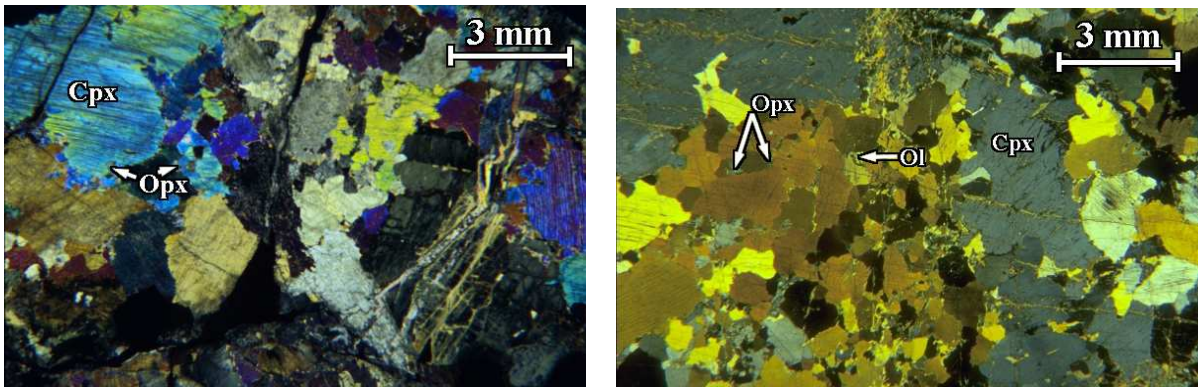


FIG. 2.85 – Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de pyroxénite en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles.



(a) Massif de Fizh, échantillon 00 FZ 21

(b) Sud du massif de Suma'il, échantillon 00 SS 12

FIG. 2.86 – Deux lames minces de clinopyroxénite à texture d'adcumulat vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés.

modes d'affleurement et ses compositions minéralogiques qui vont de la clinopyroxénite à l'orthopyroxénite en passant par divers intermédiaires plus ou moins riches en olivine. En tenant compte en premier lieu des modes d'affleurement, j'ai pu faire une première grande distinction entre deux grands groupes lithologiques : les pyroxénites qui affleurent sous forme de filon franc et celles qui apparaissent sous forme de rubanements dans la péridotite (figure 2.78).

2.6.1 les Pyroxénites en filon

Les modes d'affleurements

Elles apparaissent toujours sur le terrain sous forme de filons d'épaisseurs, d'abondances et d'orientations extrêmement variables. La puissance des filons va du centimètre à plusieurs mètres voire dizaines de mètres dans quelques cas (figures 2.1, 2.79, 2.81 et 2.82) et l'abondance de filons va du filon isolé au champ de filons couvrant jusqu'à environ 30 % de la surface d'affleurement. La taille des grains est très variable d'un échantillon à l'autre, elle va de moins de 1 mm à plusieurs centimètres (figures 2.83 et 2.84) mais elle reste toujours à peu près constante au sein du même filon et, même dans le cas de croissances harrisitiques aux épontes, sa variation n'est pas excessive. La déformation reste globalement faible et est bien moins prononcée que pour les filons de gabbronorite, se limitant à une recristallisation ponctuelle aux joints de grains visible uniquement en lame mince.

Les orientations des filons sont tout à fait aléatoires et ne dépendent pas de la zone géographique : lorsqu'on observe une série de filons de pyroxénite sur un même affleurement, les orientations de ces filons ne sont pas régulières (contrairement à ce que l'on a vu

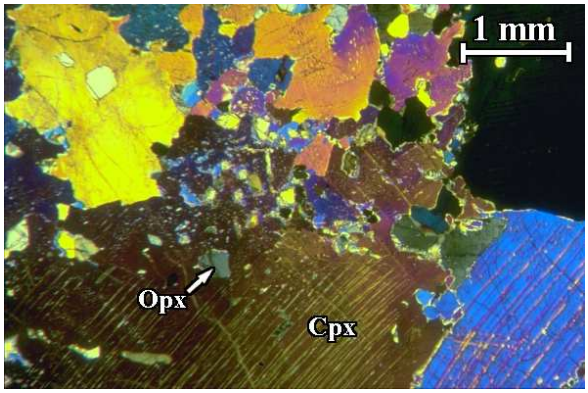


FIG. 2.87 – Clinopyroxénite pegmatitique à texture d'adcumulat, les orthopyroxènes sont en inclusion dans le clinopyroxène (massif de Nakhl, échantillon 97 NA 3a), lumière polarisée, nicols croisés.

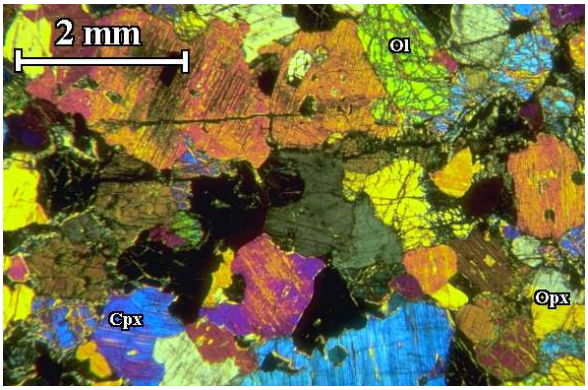


FIG. 2.88 – Clinopyroxénite à olivine à gros grains et à texture de mésocumulat (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 31), lumière polarisée, nicols croisés.

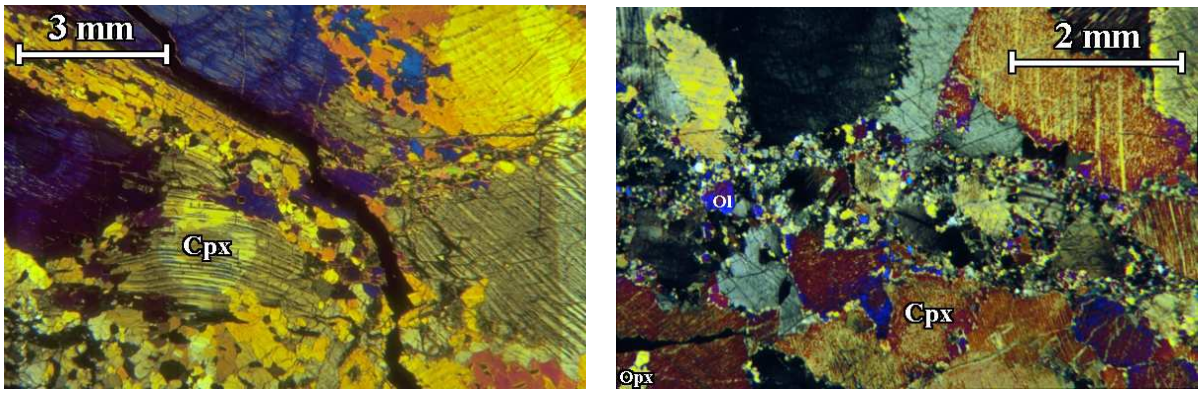
pour les gabbros à olivine qui sont en séries de filons parallèles sur un même affleurement) et des plans d'orientations très diverses s'entrecroisent (figure 2.80), les zones où les filons de pyroxénites sont régulières existent mais restent exceptionnelles. À nouveau et comme pour les filons de gabbronorite, sur des stéréogrammes où sont représentés les normales aux plans de filon, c'est l'impression de dispersion qui domine (figure 2.85).

Dans le détail, la composition minéralogique des échantillons permet de distinguer neuf types de pyroxénites lesquels peuvent être regroupés en quatre grandes familles : les clinopyroxénites, les orthopyroxénites, les webstérites et les wehrlites.

Les Clinopyroxénites

85 échantillons de clinopyroxénite ont été récoltés. Comme l'indique leur nom, ils sont formés majoritairement de clinopyroxènes et accessoirement d'orthopyroxènes et/ou d'olivines. Excepté dans une dizaine de cas, ce sont toujours des roches à gros grains (plus de 5 mm), allant parfois jusqu'à la pegmatite avec des grains de plus de 2 cm, ayant des textures d'adcumulat (figures 2.86 et 2.87). Les échantillons sont parfois légèrement déformés, ce qui entraîne alors une recristallisation partielle essentiellement localisée aux joints de grains (figure 2.89) mais dans un seul cas cette déformation est poussée jusqu'à la mylonitisation (cas de l'échantillon 97 HI 42 du massif de Hilti).

Des orthopyroxènes et des olivines sub-automorphes sont en inclusion dans le clinopyroxène indiquant par-là leur caractère précoce par rapport à ce dernier minéral (figures 2.87, 2.86 et 2.88) ; par contre et compte tenu des faibles proportions d'olivine et d'orthopyroxène, les relations texturales entre ces deux minéraux sont plus obscures et il est difficile de donner leur ordre de précipitation, il est probable que la cristallisation



(a) Massif de Haylayn, échantillon 99 RU 63a (b) Massif de Fizh, échantillon 00 FZ 29

FIG. 2.89 – Deux lames minces de clinopyroxénites pegmatitiques à texture partiellement recristallisée vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés.

de l'olivine et de l'orthopyroxène est plus ou moins contemporaine donnant l'ordre de cristallisation suivant : **Ol + Opx − Cpx**

La majorité des lames contient des opaques en proportions toujours inférieures à 2 %, ce sont pour moitié des spinelles chromifères et pour l'autre moitié des sulfures de Fe et Ni (tableau 2.1). Les proportions minéralogiques sont peu variables (figures 2.91 et 2.90), à peu près le tiers des lames ne contiennent pas d'orthopyroxène, pour les autres, la proportion de ce minéral est toujours inférieure à 5 %. Une dizaine de lames contient de 10 % à 30 % d'olivine mais pour tous les autres échantillons, la proportion d'olivine est inférieure à 3 %. À l'inverse, la proportion de clinopyroxène va de 60 % à 100 % et n'est inférieure à 90 % que pour la dizaine d'échantillons susdits (figure 2.90).

Les Orthopyroxénites

Les orthopyroxénites sont bien plus rares que les clinopyroxénites, on n'en a échantillonné que vingt et une sur l'ensemble de l'ophiolite d'Oman. Ce sont des cumulats dont les grains sont moyens à gros (de 5 mm à 15 mm, figures 2.93 et 2.94) et présentant une texture d'adcumulat plus ou moins recristallisé (figures 2.95 et 2.97). Dans sept échantillons, la recristallisation est totale donnant une texture de recuit (figure 2.96), la taille des grains est alors sensiblement plus fine, entre 1 mm et 3 mm.

Les relations texturales entre les différents minéraux sont claires : l'orthopyroxène se présente en gros cristaux plus ou moins jointifs et le clinopyroxène se trouve toujours soit dans les interstices qu'ils ménagent, soit en plages pœcilitiques contenant de petits grains d'orthopyroxène (figure 2.95). Dans les échantillons où la recristallisation est très poussée, le clinopyroxène conserve une partie de son caractère intersticiel (figure 2.96). Quelques échantillons d'orthopyroxénite contiennent un peu d'olivine, celle-ci est sub-automorphe

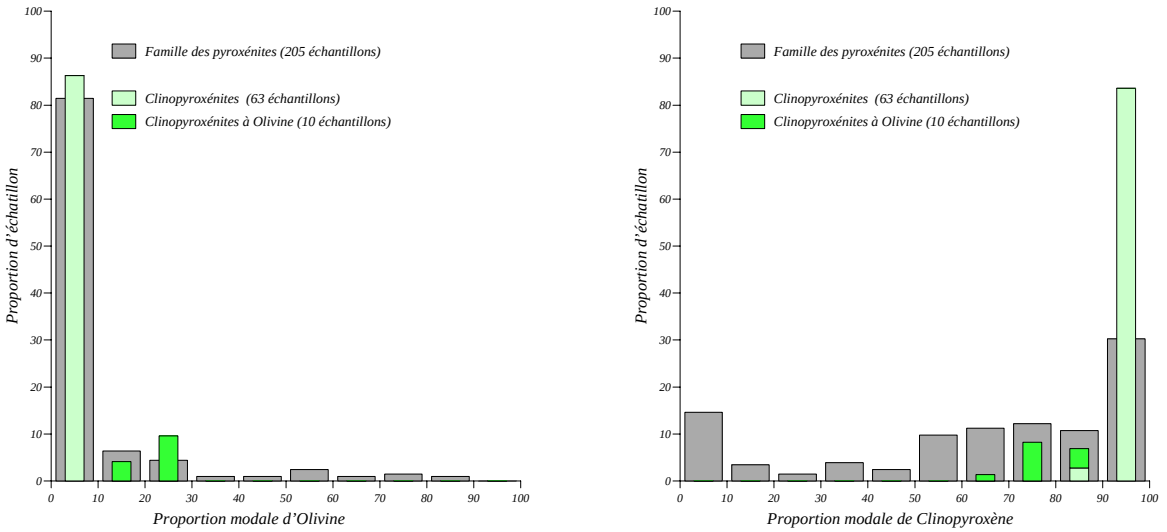


FIG. 2.90 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine et clinopyroxène dans les clinopyroxénites (en vert). En gris : histogrammes représentant les fréquences de concentration pour l'ensemble des faciès de pyroxénites (clinopyroxénites, orthopyroxénite, webstérite et wehrlites ; sous forme de filon ou de rubanement).

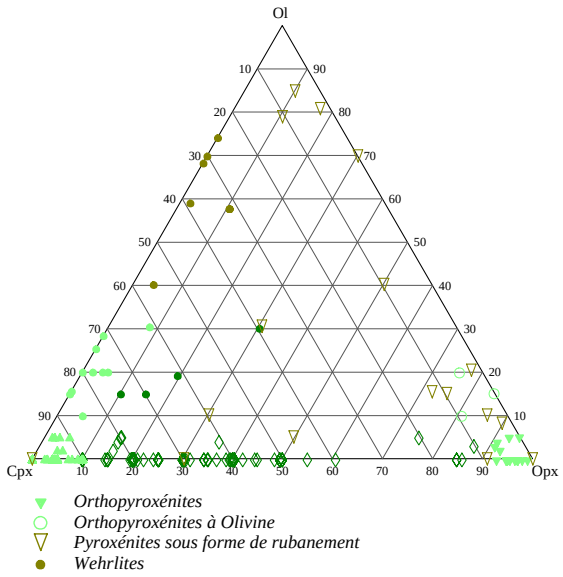


FIG. 2.91 – Diagramme représentant les compositions modales des quatre types de pyroxénites affleurant sous forme de filons sur le terrain (clinopyroxénites, orthopyroxénites, webstérites et wehrlites) et des pyroxénites affleurant sous forme de rubanement dans le système ternaire Olivine (Ol) – Clinopyroxène (Cpx) – Orthopyroxène (Opx).

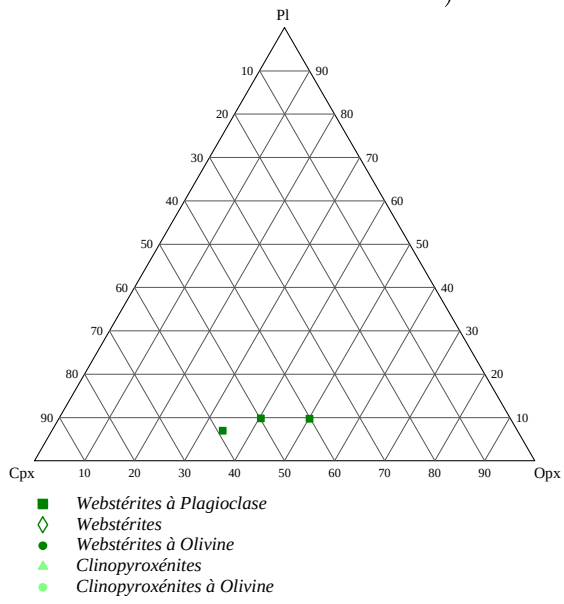


FIG. 2.92 – Diagramme dans le système ternaire Plagioclase (Pl) – Clinopyroxène (Cpx) – Orthopyroxène (Opx) représentant les compositions modales des webstérites à plagioclases.

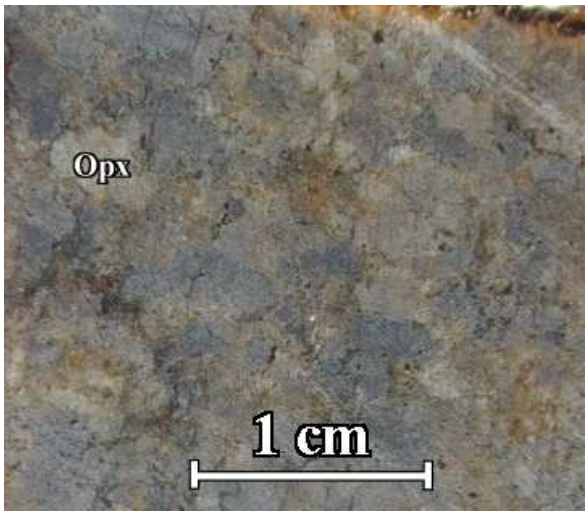
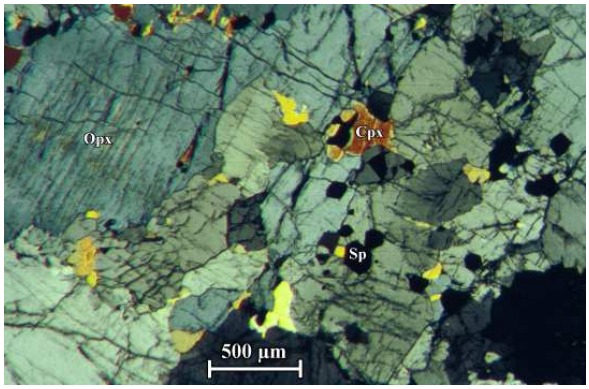
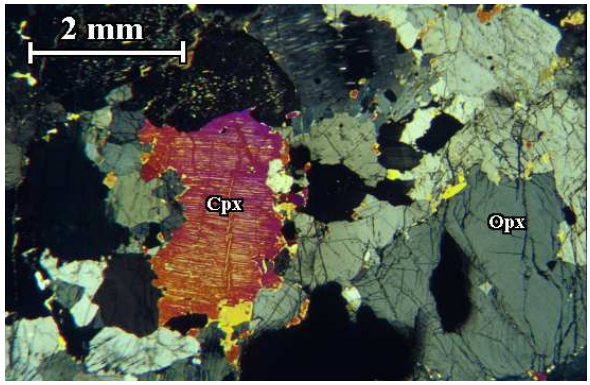


FIG. 2.93 – Face sciée d'un échantillon d'orthopyroxénite à grains moyens (sud du massif de Suma'il, échantillon 00 SS 2).

FIG. 2.94 – Face sciée d'un échantillon d'orthopyroxénite à gros grains (massif de Nakhl, échantillon 00 NA 61).



(a) Échantillon 00 FZ 30b



(b) Échantillon 00 FZ 3

FIG. 2.95 – Deux orthopyroxénites du massif de Fizh à texture d'adcumulat montrant le caractère interstitiel du clinopyroxène (Cpx). La lame de gauche contient des spinelles chromifères (Sp) en petits grains sub-automorphes. Lumière polarisée, nicols croisés.

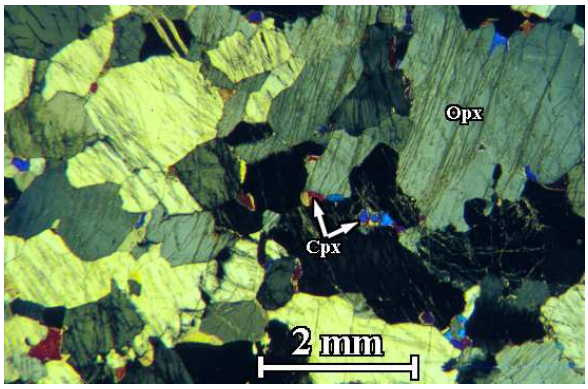


FIG. 2.96 – Orthopyroxénite à texture de recuit, en dépit de la recristallisation, les clinopyroxènes gardent leur caractère interstitiel (massif de Bahla, échantillon 00 BA 26), lumière polarisée, nicols croisés.

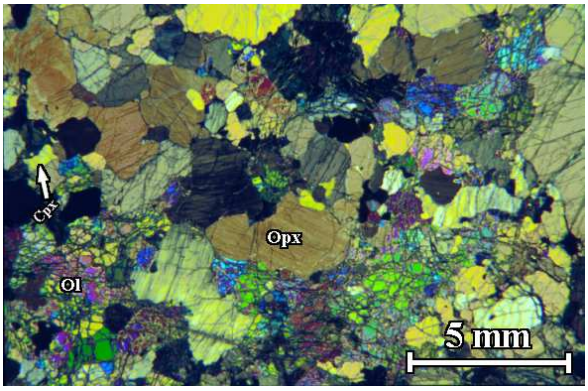
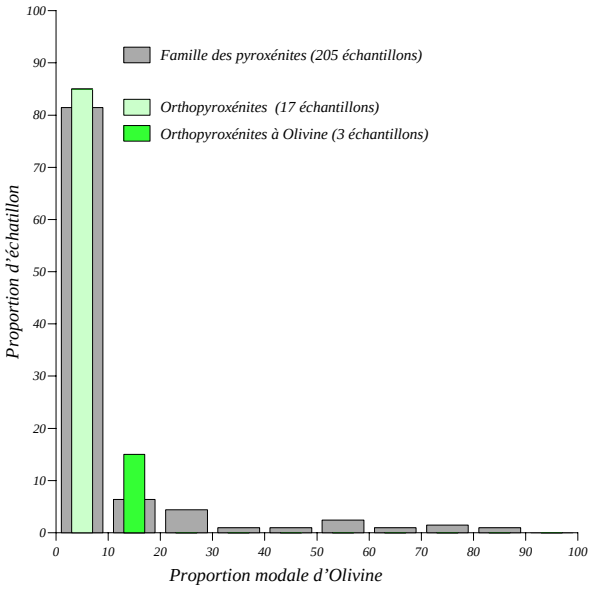


FIG. 2.97 – Orthopyroxénite à olivine à gros grains et à texture d'adcumulat partiellement recristalisé (massif de Wuqbah, échantillon 00 WU 23b), lumière polarisée, nicols croisés.



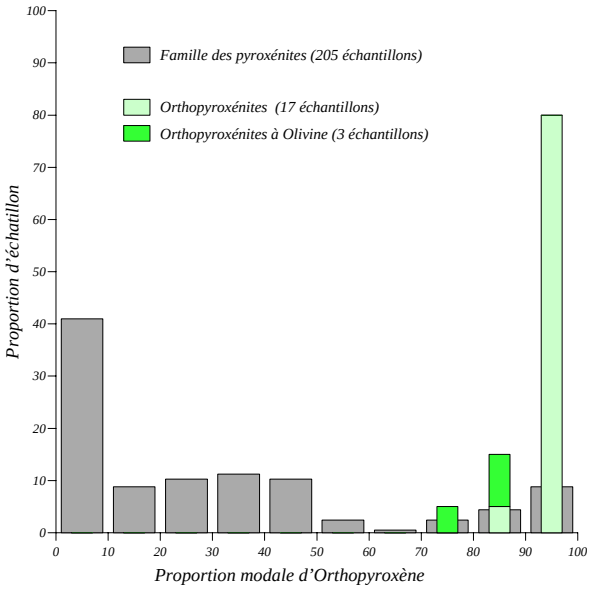


FIG. 2.98 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine (Ol) et orthopyroxène (Opx) dans les orthopyroxénites (en vert). Voir la légende de la figure 2.90 pour les histogrammes en gris.

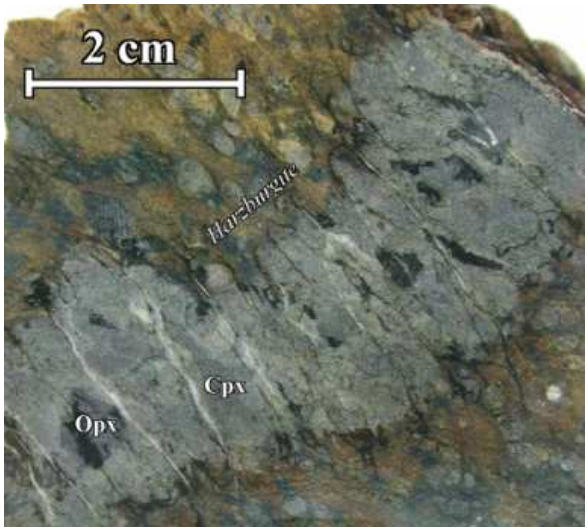
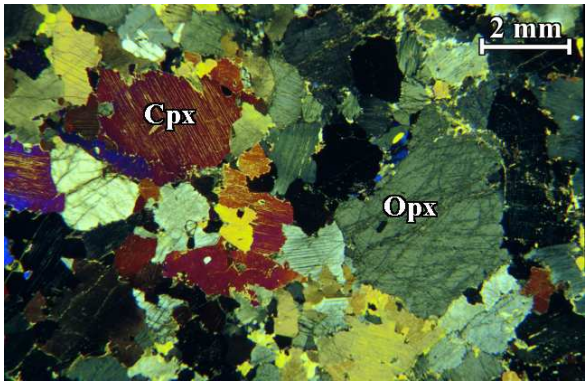
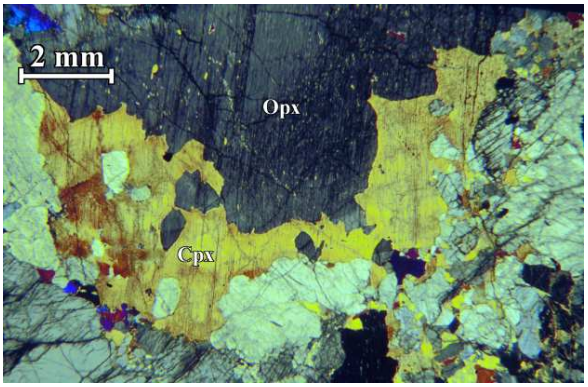


FIG. 2.99 – Face sciée d'un échantillon de harzburgite contenant un filonet de webstérite (massif de Sarami, échantillon 97 SA 9a).

FIG. 2.100 – Face sciée d'un échantillon de webstérite à gros grains, le caractère sub-automorphe de l'orthopyroxène est déjà visible (massif de Suma'il, échantillon 97 M 39).



(a) Sud du massif de Suma'il, échantillon 00 SS 5



(b) Pegmatite du massif de Sarami, échantillon 00 SA 29

FIG. 2.101 – Échantillons non déformés de webstérites à texture d'adcumulat montrant le caractère tardif du clinopyroxène. Lumière polarisée, nicols croisés.

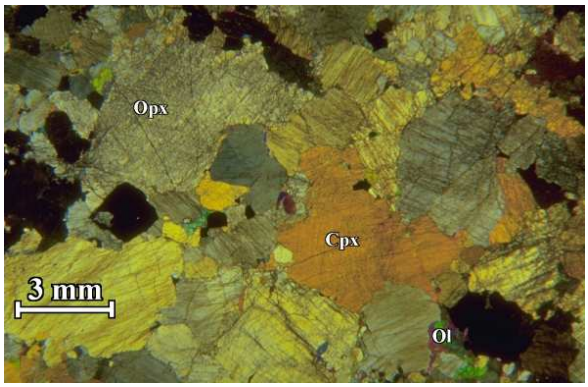


FIG. 2.102 – Échantillon non déformé de webstérite à gros grains à texture de mésocumulat montrant le caractère précoce des orthopyroxènes et tardif des olivines et clinopyroxènes (massif de Suma'il, échantillon 97 M 47), lumière polarisée, nicols croisés.

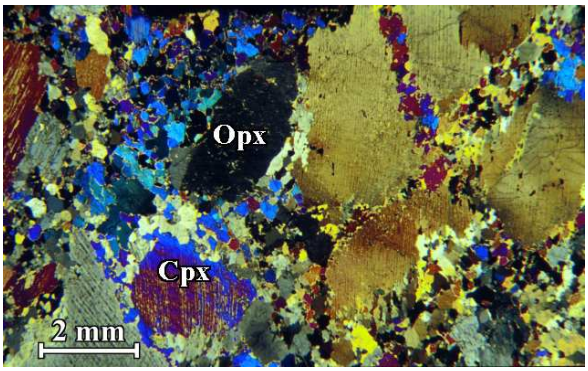


FIG. 2.103 – Webstérite à gros grains déformée et partiellement recristallisée (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 33b, lumière polarisée, nicols croisés.

et a tendance à s'inclure dans les orthopyroxènes. On observe 0.5 % à 5 % d'opaques dans toutes les lames, ce sont des spinelles chromifères sauf pour deux échantillons qui contiennent des sulfures de Fe et Ni (tableau 2.1) ; ces spinelles sont toujours en grains sub-automorphes et en inclusion dans les autres phases minérales (figure 2.95). L'ordre de cristallisation est donc : **Ol ± Sp – Opx – Cpx ± Sul**

Comme pour les clinopyroxénites, les proportions minérales sont peu variables, elles vont de 0 % à 20 % pour les olivines, de 0 % à 10 % pour les clinopyroxènes et de 75 % à 98 % pour les orthopyroxènes (figure 2.91). Les histogrammes montrant les fréquences de compositions modales (figure 2.98) montrent que la proportion d'olivine est le plus souvent inférieure à 10 % et celle d'orthopyroxène supérieure à 90 %. La proportion de clinopyroxène est toujours inférieure à 10 %.

Les Webstérites

Ce faciès de pyroxénite est un peu plus abondant que celui de clinopyroxénite : 107 échantillons de ce type ont été récoltés sur l'ensemble de l'ophiolite. Ce sont majoritairement des cumulats à gros grains (de 5 mm à 10 mm) voire des pegmatites dont les cristaux atteignent quelques centimètres de longueur (figures 2.101, 2.103 et 2.104) ; sur l'ensemble des échantillons de webstérite, seuls deux présentent des grains fins de l'ordre du millimètre. La texture primaire est quasiment toujours une texture d'adcumulat et exceptionnellement une texture de mésocumulat (figures 2.101 et 2.102) mais elle présente une recristallisation plus ou moins poussée qui peut affecter le totalité de l'échantillon donnant alors une texture de recuit (figures 2.103, 2.104 et 2.105).

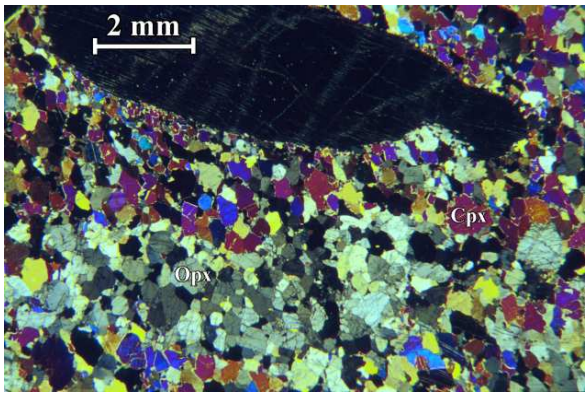


FIG. 2.104 – Ancienne pegmatite de webstérite fortement recristallisée (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 36b), lumière polarisée, nicols croisés.

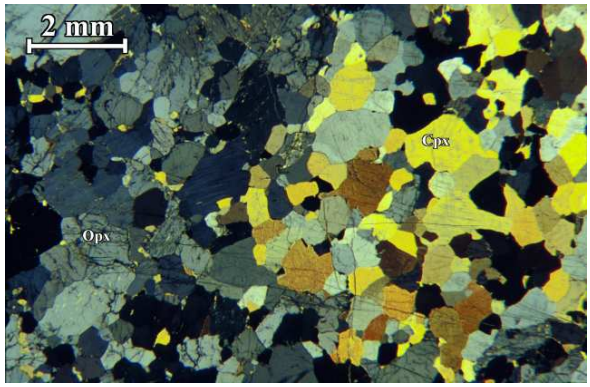


FIG. 2.105 – Webstérite à grains relativement fins et à texture de recuit (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 45), lumière polarisée, nicols croisés.

Les orthopyroxènes apparaissent sub-automorphes en inclusion dans les clinopyroxènes (figures 2.102 et 2.101), dans les quelques échantillons contenant de l'olivine, on observe des relations texturales avec l'orthopyroxène indiquant une co-précipitation de ces deux phases (figure 2.102). Environ le quart des échantillons ne contiennent pas d'opaque, les autres en contiennent moins de 5 %. Ce sont majoritairement des sulfures de Fe et Ni (pour une cinquantaine d'échantillons), plus rarement des spinelles chromifères (pour une vingtaine d'échantillons) et exceptionnellement (pour 5 cas) des hématites (voir tableau 2.1). Les spinelles se présentent en grains sub-automorphes en inclusion dans les orthopyroxènes et les olivines, par contre, les hématites et les sulfures sont toujours xénomorphes et se placent dans les interstices entre les cristaux d'orthopyroxène, d'olivine et de clinopyroxène. On obtient donc l'ordre de cristallisation suivant : **Ol + Opx ± Sp – Cpx – (± Opq)**

Trois échantillons de webstérite contiennent du plagioclase (5 % à 10 %, voir figure 2.92), pour les autres phases minérales, les proportions sont variables (figures 2.91, 2.92 et 2.106). La proportion d'olivine va de 0 % à 30 % mais elle est généralement faible – inférieure à 10 %. Celle de clinopyroxène va de 10 % à 80 % et inversement, celle d'orthopyroxène de 15 % à 85 %. Les histogrammes représentant les proportions minéralogiques les plus fréquentes (figure 2.106) montrent une concentration de clinopyroxène souvent comprise entre 60 % et 70 % et d'orthopyroxène entre 20 % et 30 %.

Les Wehrlites

Dans le manteau, les wehrlites représentent la forme de pyroxénite la plus rare d'Oman : on ne dénombre que 10 échantillons de ce type. Ils sont principalement formés de clinopyroxène et d'olivine et contiennent accessoirement de l'orthopyroxène et/ou du plagioclase. Comme pour les autres types de pyroxénite, leurs modes d'affleurement sont en filons,

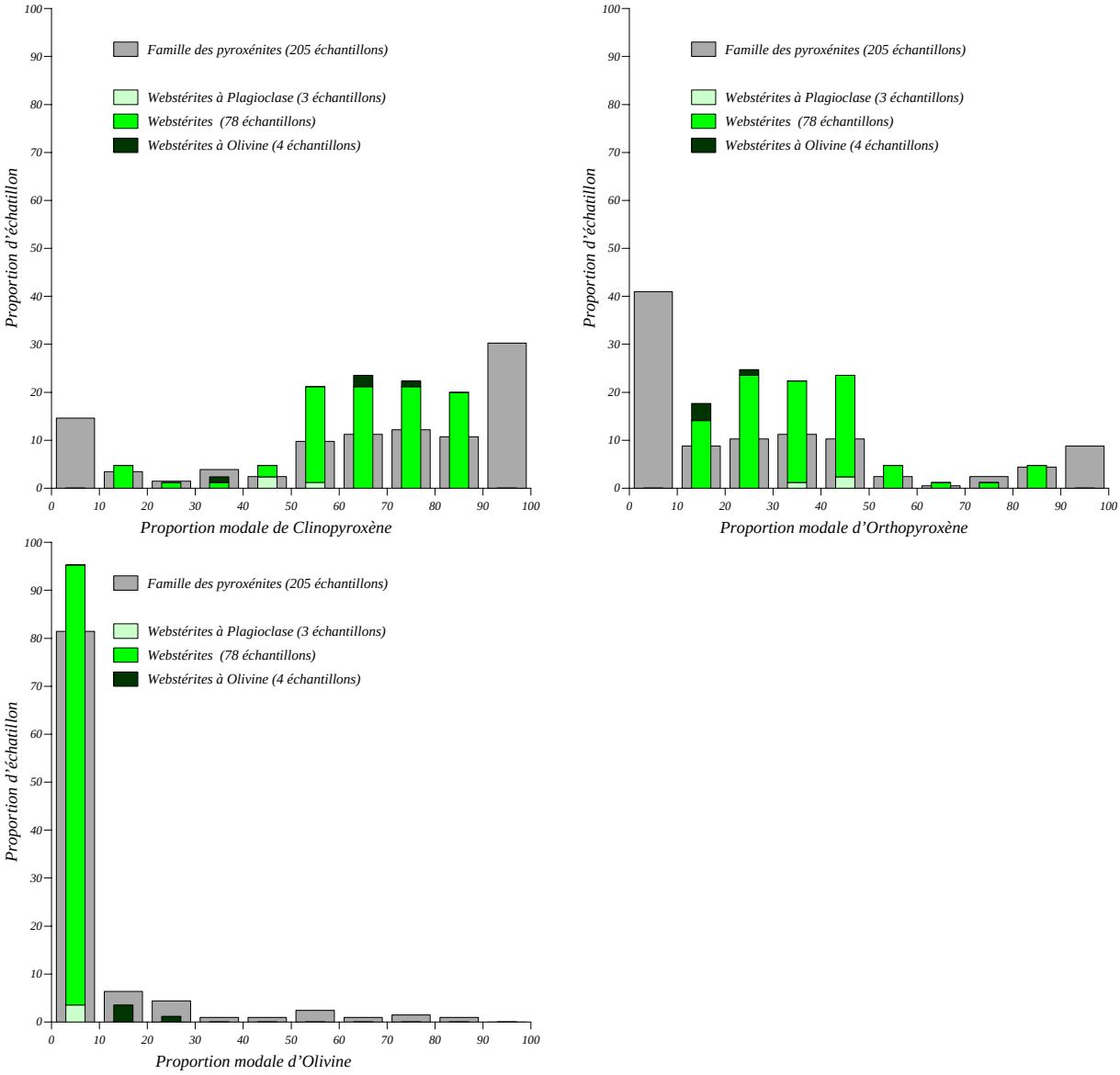
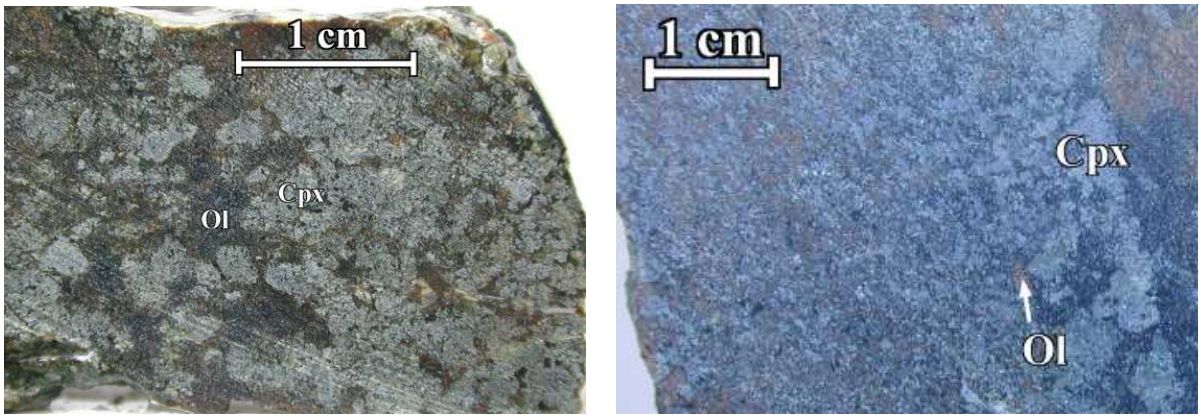


FIG. 2.106 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine, clinopyroxène et orthopyroxène dans les webstérites (en vert). Voir la légende de la figure 2.90 pour les histogrammes en gris.



(a) Échantillon 00 FZ 40c, massif de Fizh

(b) Échantillon 99 WT 14b, massif du Wadi-Tayin

FIG. 2.107 – Faces sciées de deux échantillons de wehrlite.

néanmoins, leur transition avec l'encaissant est souvent progressive (figure 2.107). Les filons de wehrlite sont toujours assez fins, de l'ordre de quelques centimètres à une dizaine de centimètres mais leur abondance sur un affleurement est toujours relativement forte et ils ne se présentent jamais en filons isolés. Ce sont des cumulats dont les grains sont généralement moyens à gros (entre 1 mm et 10 mm) et présentant une texture d'adcumulat ou de mésocumulat (figures 2.108 et 2.109), la recristallisation est faible voire tout à fait inexistante.

Dans les échantillons à textures d'adcumulat, les différentes phases minérales présentent des morphologies xénomorphes avec des contacts ondulants indiquant une cristallisation sub-contemporaines des cristaux, et dans les échantillons à texture de mésocumulat, les clinopyroxènes se présentent en plages pœcilitiques autour d'olivines automoprhes (figure 2.108). Cependant, quelle que soit la texture de l'échantillon, les olivines apparaissent toujours en grains sub-automorphes à automorphes en inclusion dans les pyroxènes (figures 2.108 et 2.109) montrant leur caractère précoce. Certaines wehrlites contiennent de très faibles teneurs d'orthopyroxène ou de plagioclase, le plagioclase se présente alors en petits grains sub-

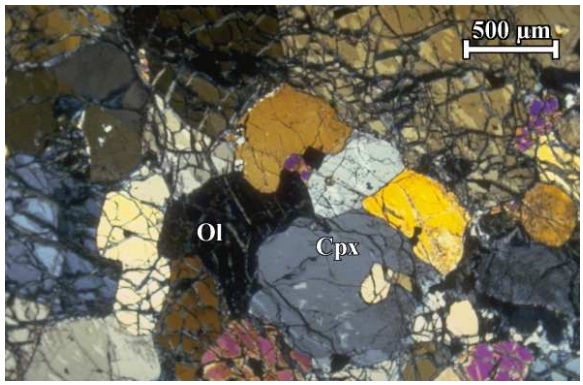
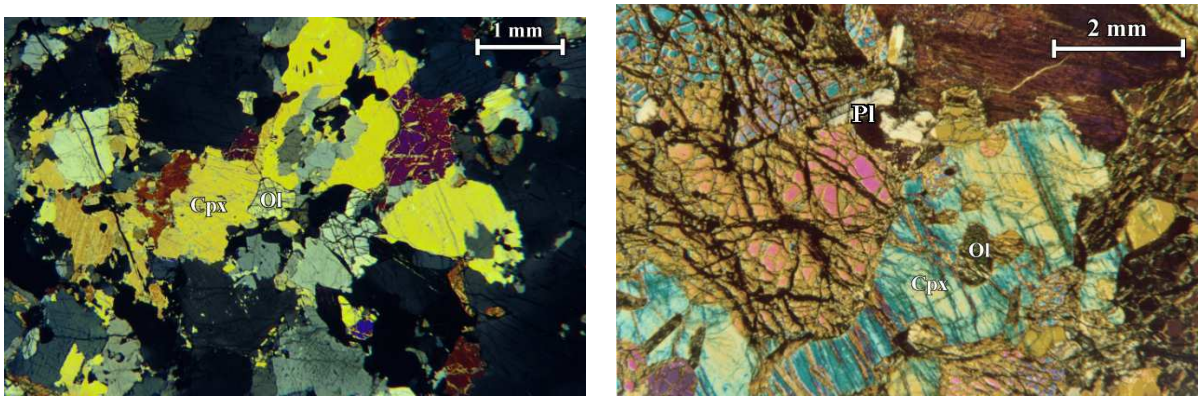


FIG. 2.109 – Échantillon de wehrlite à texture d'adcumulat, montrant le caractère tardif des clinopyroxènes (massif de Hilti, échantillon 97 HI 33a), lumière polarisée, nicols croisés.



(a) Échantillon 00 FZ 40c, massif de Fizh (b) Massif de Suma'il, échantillon 92 OG 228

FIG. 2.108 – Deux lames minces de wehrlite à texture de mésocumulat vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés montrant le caractère tardif des clinopyroxènes. L'échantillon 92 OG 228 est une wehrlite à plagioclase, le plagioclase y apparaît en petits grains sub-automorphes en inclusion dans les clinopyroxènes

automorphes en inclusion dans les clinopyroxènes et parfois les olivines (figure 2.108) tandis que l'orthopyroxène est plutôt tardif, se plaçant dans les interstices entre les cristaux de plagioclase, d'olivine et de clinopyroxène. L'ordre de cristallisation est donc : **Ol ± Pl – Cpx – ± Opx**

Tous les échantillons wehrlites contiennent des opaques à une teneur inférieure à 5 %, ce sont toujours des spinelles chromifères sauf pour un seul échantillon du massif de Fizh, l'échantillon 00 FZ 40c pour lequel ce sont des sulfures de Fe et Ni (tableau 2.1). La proportion d'olivine va de 30 % à 72 %, inversement celle de clinopyroxène va de 20 % à 63 % (figure 2.91 et 2.137), à ces deux phases s'ajoutent de 0 % à 20 % de plagioclase (figure 2.137) et 0 % à 10 % d'orthopyroxène. Un traitement statistique en histogramme sur un nombre aussi restreint d'échantillons n'a pas de signification particulière, aussi, n'a-t-il pas été fait ici.

2.6.2 Les Pyroxénites en rubanement

Les modes d'affleurements

Ce sont une vingtaine d'échantillons prélevés dans le manteau de l'ophiolite d'Oman. Ils correspondent essentiellement à des niveaux concordants au litage de la péridotite où la concentration de pyroxènes est nettement supérieure à la concentration dans les harzburgites environnantes. (figures 2.78 et 2.110). Leur épaisseur est toujours faible, quelques centimètres au maximum ; leur abondance est assez variable mais généralement plutôt forte, les rubanements de pyroxène ne se présentant jamais isolés (figure 2.110).

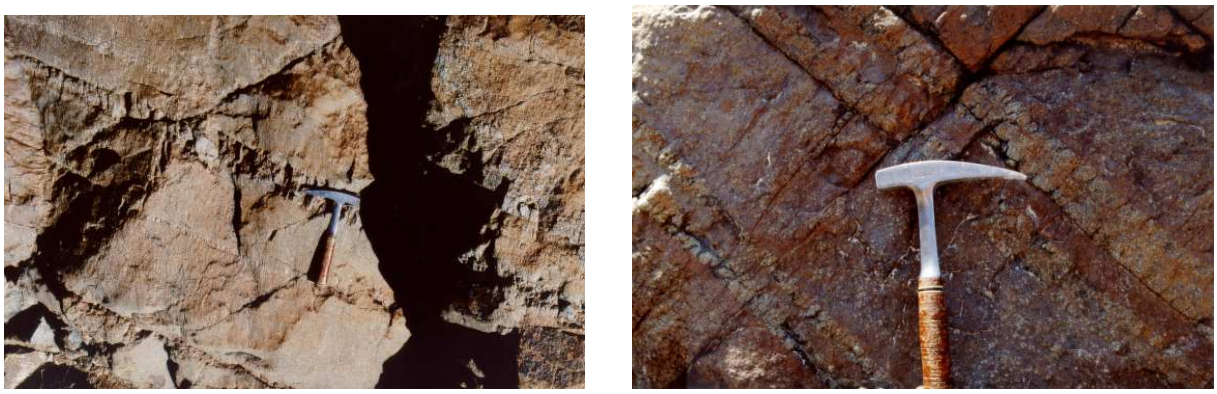


FIG. 2.110 – Deux exemples de rubanement de pyroxène dans le massif de Haylayn.

Les contacts avec l'encaissant sont souvent nets mais ils peuvent être progressifs quand la concentration de pyroxène est moins forte.

Compte tenu du mode d'affleurement, l'étude des orientations de ces rubenement s'apparente à celle du litage dans les péridotites d'Oman, elle n'a donc pas sa place dans le cadre de ce travail. Les échantillons prélevés présentent des grains fins à moyens (de 1 mm à 10 mm ; figure 2.111) et des lithologies très variées.

Les caractères pétrographiques

L'observation en lame mince permet de voir qu'une bonne partie des types de pyroxénites précédemment décrits existent également sous forme de rubanement. Le faciès de wehrlite est absent cependant tandis qu'apparaissent deux autres types de péridotites relativement riches en pyroxène qui n'affleurent jamais sous forme de filon : parmi les 19 échantillons récoltés, on décompte une clinopyroxénite, cinq orthopyroxénolites dont trois contiennent de l'olivine, huit webstérites dont sept contiennent de olivine, trois lherzolites et deux harzburgites.

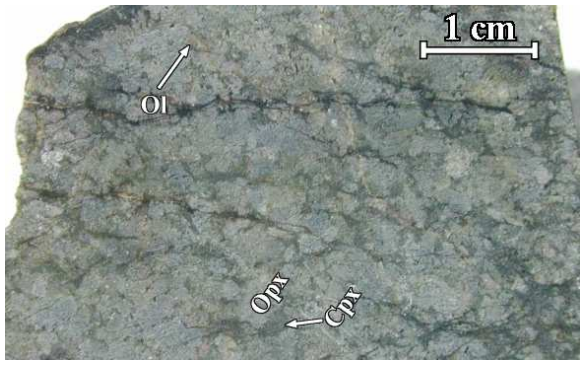


FIG. 2.111 – Face sciée d'un échantillon de webstérite à olivine affleurant sous forme de rubanement (massif de Haylayn, échantillon 97 *RU* 4*c*).

Les textures sont des textures d'adcumulat ou de mésocumulat présentant divers degrés de recristallisation, la recristallisation peut être totale et les lames se présentent alors comme des mosaïques de cristaux à contacts plans et jonctions triples à 120° (figure 2.115). Dans les échantillons qui ne sont pas totalement recristallisés, le clinopyroxène se présente toujours en plages pœcilitiques

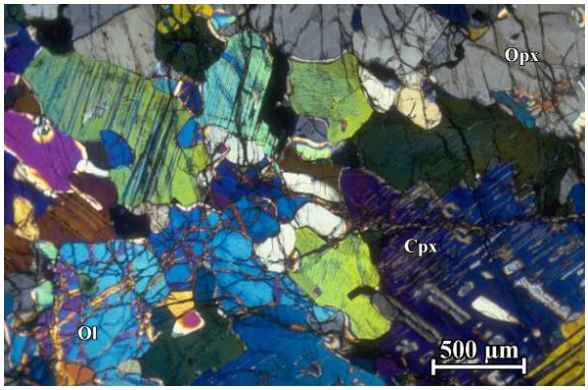


FIG. 2.112 – Échantillon de webstérite à olivine à texture d'adcumulat affleurant sous forme de rubanement sur le terrain (massif de Hilti, échantillon 97 HI 23b), lumière polarisée, nicols croisés.

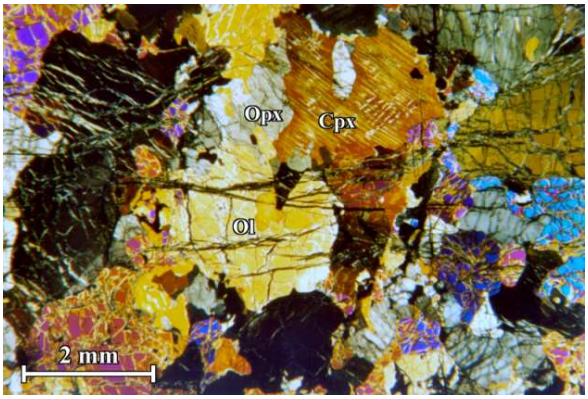


FIG. 2.113 – Exemple d'échantillon de harzburgite à texture de mésocumulat affleurant sous forme de rubanement (massif de Sarami, échantillon 97 SA 15e).

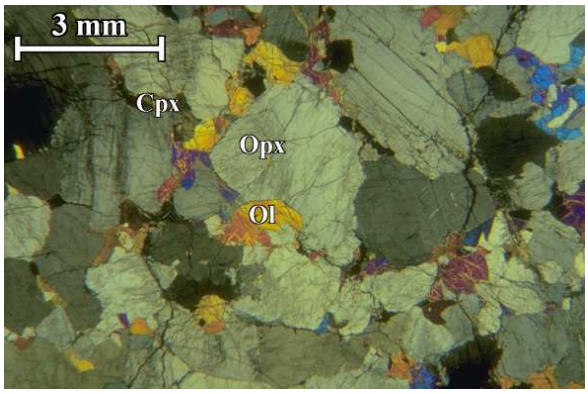


FIG. 2.114 – Échantillon d'orthopyroxénite à olivine à texture d'adcumulat se présentant en rubanement (massif de Haylayn, échantillon 00 RU 18a).

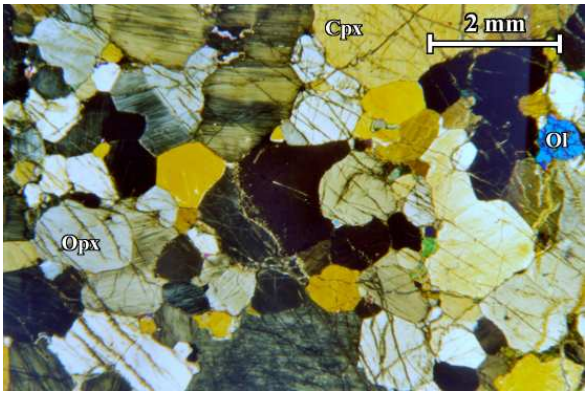


FIG. 2.115 – Échantillon de webstérite à olivine à texture de recuit affleurant sous forme rubanement (massif de Suma'il, échantillon 95 M 158).

englobant olivine et orthopyroxène (figure 2.112, 2.113 et 2.114) donnant une texture de mésocumulat au-delà d'une certaine proportion de ce minéral. Les olivines sont toujours sub-automorphes et en inclusion dans les clinopyroxènes et orthopyroxènes (figures 2.113 et 2.114). Enfin, les orthopyroxènes sont en inclusion dans les clinopyroxènes mais englobent les olivines ; dans les lames partiellement recristallisées, ce sont ces minéraux qui sont principalement affectés par la recristallisation. Les modes de formations de ces roches étant assez mal connus, il est difficile de parler de cumulat et d'ordre de cristallisation pour les rubanements. Encore une fois, l'origine résiduelle ou cumulative des olivines et des orthopyroxènes est sujette à débat, par contre, l'habitus des clinopyroxènes indique une origine plutôt cumulative et on peut donner l'ordre d'apparition des minéraux suivant :

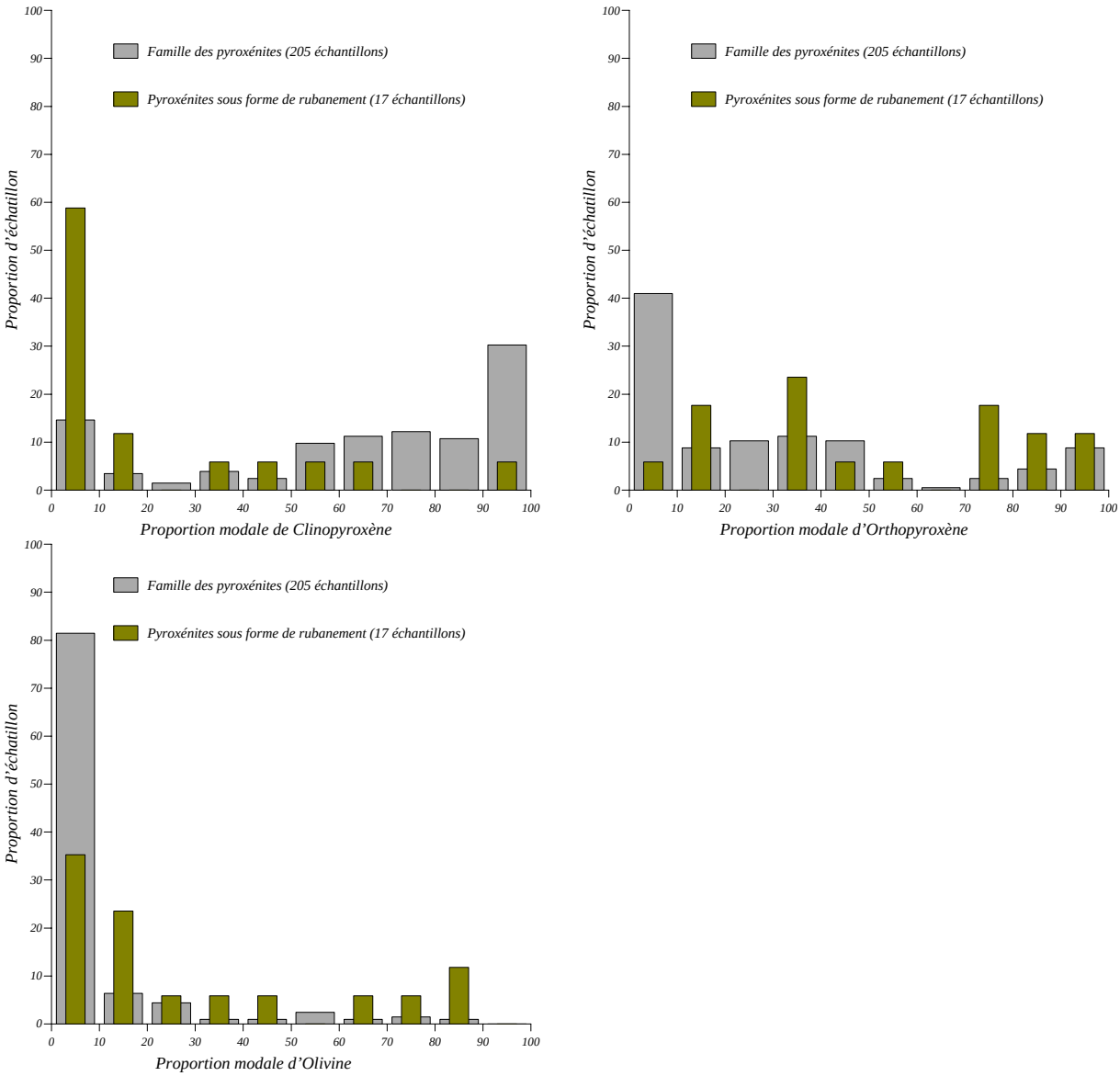
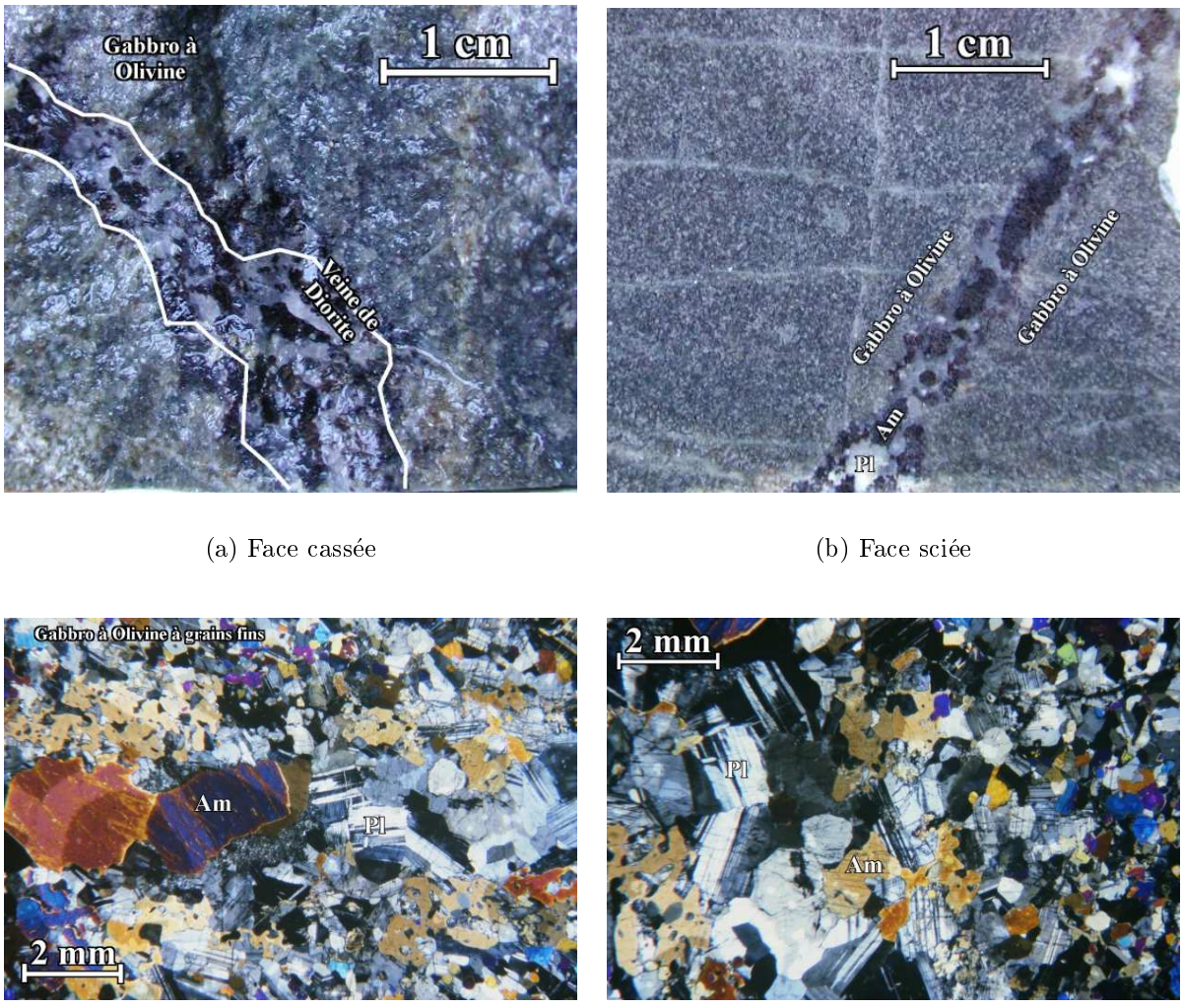


FIG. 2.116 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine, clinopyroxène et orthopyroxène dans les pyroxénites affleurant sur le terrain sous forme de rubanement (en vert). Voir la légende de la figure 2.90 pour les histogrammes en gris.



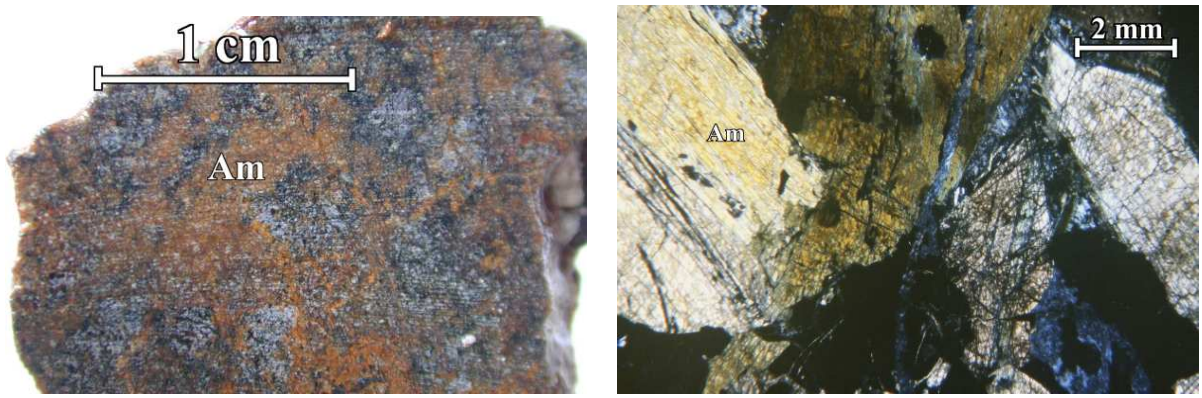
(a) Face cassée

(b) Face sciée

(c)

(d)

FIG. 2.117 – Échantillon de gabbro à olivine à grains fins contenant une veine riche en amphiboles (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 38a). *(a) et (b)* : Vues d'une cassure fraîche et d'une face sciée. *(c) et (d)* : Deux lames minces de l'échantillon faites dans la veine riche en amphiboles (lumière transmise polarisée, nicols croisés).



(a) Face sciée de l'échantillon

(b) Lame mince, lumière transmise polarisée, nicols croisés

FIG. 2.118 – Échantillon d'amphibololite associé à l'échantillon de gabbro à olivine présenté sur la figures 2.117 (massif de Nakhl, échantillon 99 NA 38b).

Ol – Opx – Cpx

Tous les échantillons de pyroxénite en rubanement récoltés en Oman contiennent une faible proportion d'opaques (moins de 5 %), sauf un, l'échantillon 00 RU 18a, qui n'en contient pas. Ce sont systématiquement des spinelles chromifères (tableau 2.1). Les proportions minérales sont très variables (figures 2.91 et 2.116) car le critère utilisé pour classer ces rubanements dans un même sous-groupe est leur mode d'affleurement et non leur lithologie. Le taux d'olivine va de 0 % à 80 %, celui de clinopyroxène de 0 % à 60 % et celui d'orthopyroxène de 10 % à 99 %.

2.7 Les autres faciès

2.7.1 Les Amphibololites

Les modes d'affleurement

C'est un faciès rare en Oman, seuls quatre filons ont été échantillonnés dans l'ophiolite et trois d'entre eux sont associés à des filons de gabbro à olivine ou de troctolite qu'ils recoupent en une ou plusieurs veine(s) riche(s) en amphiboles (figure 2.117). Le magma à l'origine des amphibololites est donc tardif relativement à celui qui est à l'origine des gabbros à olivine et des troctolites. Néanmoins, les relations entre filons ne se présentent pas comme une fracture nette (comme au point 99 NA 38 où on note une belle veine centimétrique à amphibole dans le gabbro à olivine qui se transforme en amphibololite un peu plus loin, figures 2.117 et 2.118 *(a)*) et des amphiboles cristallisent en imprégnation dans les gabbros à olivine ou les troctolites (figure 2.117) montrant que si la circulation

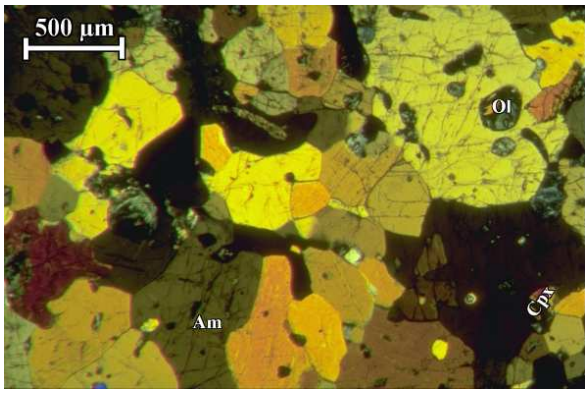


FIG. 2.119 – Échantillon d'amphibololite à texture fortement recristalisée contenant des reliques d'olivines et de clinopyroxènes (massif du Wadi-Tayin, échantillon 00 WT 30).

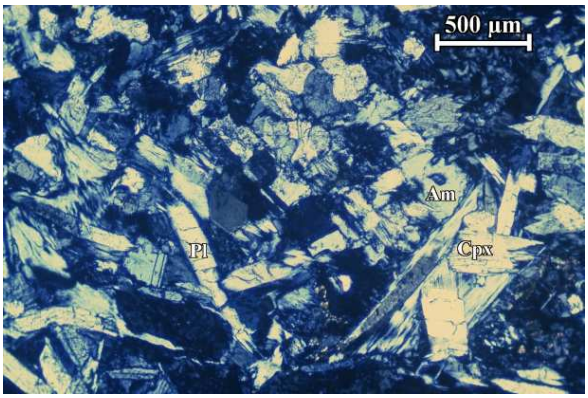


FIG. 2.120 – Exemple d'une diabase du massif de Samad (échantillon 00 SD 41a, lumière transmise polarisée, nicols croisés).

du magma hydraté ayant cristallisé les amphiboles est tardif, elle s'est faite dans un environnement tout de même encore chaud.

Les caractères pétrographiques

Ces amphibololites sont, par définition, des roches formées essentiellement d'amphiboles, elles contiennent quelques pour-cent de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine et/ou d'opaque – des sulfures de Fe et Ni pour deux échantillons et des ilménites et hématites dans les deux autres cas – mais toujours à des taux inférieurs à 5 %. La taille de leurs grains est variable au sein d'un même filon, allant de moins de 1 mm à plus de 2 ou 3 cm. Trois échantillons présentent des textures d'adcumulat (figure 2.118 b) et le quatrième est très recristallisé (figure 2.119). Malgré la recristallisation, les relations texturales entre les amphiboles et les autres phases minérales restent visibles : les amphiboles englobent systématiquement les autres minéraux montrant qu'elles sont apparues à la suite de ces derniers. Par ailleurs, les proportions de plagioclase, olivine, clinopyroxène et opaques sont toujours trop faibles pour pouvoir observer les relations texturales entre ces cristaux, on arrive donc à l'ordre de cristallisation suivant :
± (Pl/Ol/Cpx/Opq) – Am.

2.7.2 Les Diabases

Des filons de diabase recoupent très largement au sommet de la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman, ils sont souvent associés à de grandes zones de failles et sont considérés comme résultant d'épisodes magmatiques tardifs. Ils ont donc ici été très peu échantillonés et seulement quatre échantillons ont été récoltés. Ils apparaissent généralement sur le

FIG. 2.121 – Intrusion décamétrique de trondhjémite (massif de Bahla, sultanat d'Oman).

FIG. 2.122 – Détail d'un filon de diorite montrant des amphiboles pluricentimétriques (massif de Bahla, sultanat d'Oman).

terrain sous forme de grosses intrusions métriques à décamétriques associées à de grandes failles. Tous les échantillons de diabase présentent une granulométrie extrêmement fine (la taille des grains est toujours inférieure à 1 mm) et une texture doléritique (figure 2.120). Ils sont composés essentiellement de plagioclase (30 % à 50 %), de clinopyroxène (20 % à 30 %) et d'amphibole (moins de 20 %) et accessoirement d'olivine (moins de 15 %) et/ou d'opaques (moins de 5 %, voir figure 2.136). Les plagioclases apparaissent en baguettes millimétriques sub-automorphes à automorphes dans une matrice formée de cristaux plus petits de clinopyroxène et/ou d'amphibole (d'olivine dans un seul cas) et d'opaques (ilménites, rutiles et chromites) montrant que les cristaux sont apparus dans l'ordre suivant : **Pl – Cpx ± Ol – Am.**

2.7.3 Les Plagiogranits

Les modes d'affleurement

Ces trois types lithologiques regroupent une soixantaine de roches dont vingt-cinq diorites, huit granodiorites, quatre plagioclasites et vingt-trois trondhjémites. Ce sont des faciès relativement exotiques et peu abondant sur l'ensemble de l'ophiolite, on les trouve sur le terrain sous forme de grosses intrusions métriques voire décamétriques (figures 2.121 et 2.122) souvent associées à de grandes zones de fractures ou bien en bordure des péridotites, proches des cumulats de base de la coûte. Leur répartition en fonction des secteurs géographiques de l'ophiolite est très hétérogène, l'abondance de ces types

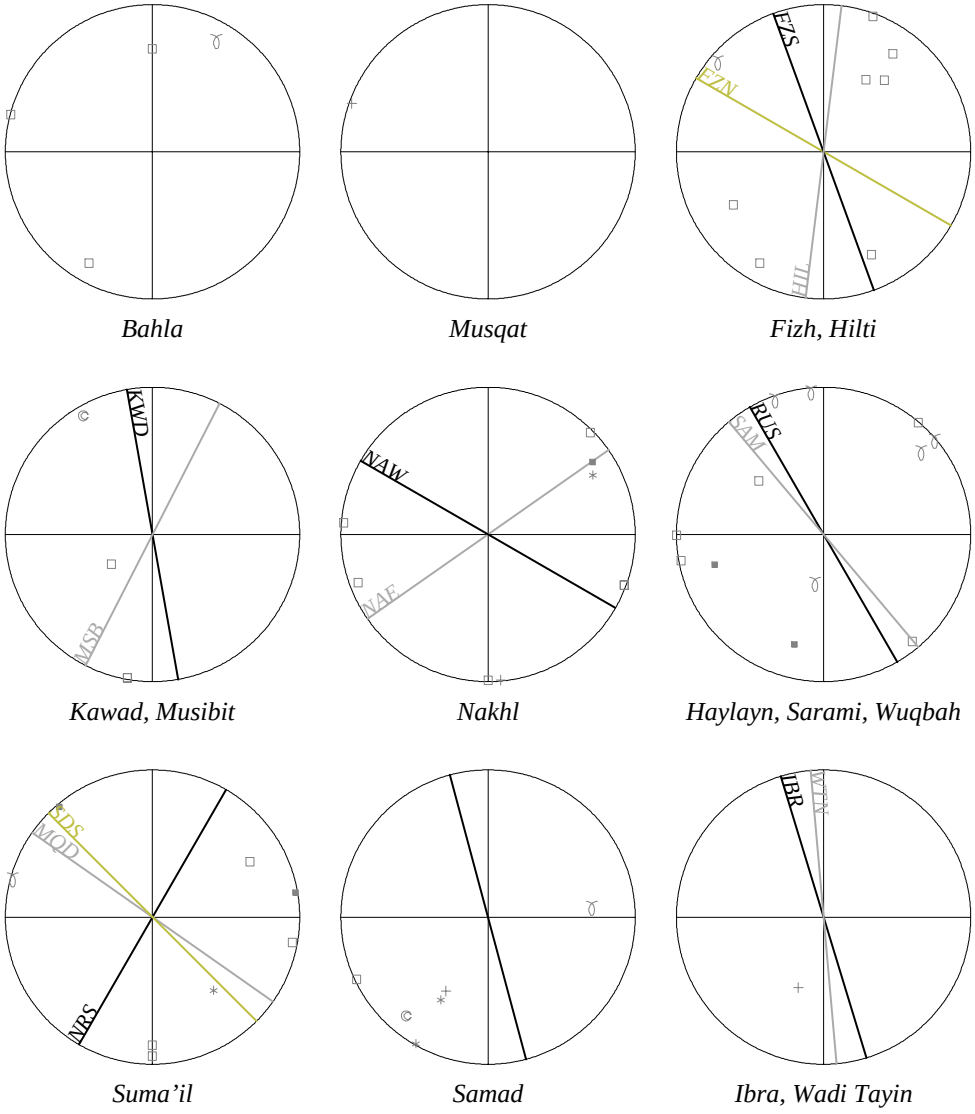


FIG. 2.123 – Projections stéréographiques montrant les orientations des faciès de diorite, granodiorite et trondhjémite en fonction des zones géographiques. Pour comparaison, l'orientation moyenne du complexe filonien pour les différentes régions est donnée sur chaque stéréogramme et est référencée comme suit : *FZS* : massif de Fizh sud (Ceuleneer, 1986) ; *FZN* : massif de Fizh nord (Smewing, 1980a; Reuber, 1988; MacLeod and Rothery, 1992) ; *HIL* : massif de Hilti (Ceuleneer, 1986) ; *KWD* : massif de Kahwad (Misseri, 1982) ; *MSB* : massif de Musibit (Misseri, 1982) ; *NAW* : massif de Nakhl ouest (Browning, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *NAE* : massif de Nakhl est (MacLeod and Yaouancq, 2000) ; *SAM* : massif de Sarami (Ceuleneer, 1986) ; *RUS* : massifs de Haylayn et Wuqbah (Pallister, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ceuleneer, 1986) ; *SDS* : massif de Suma'il sud (Misseri, 1982) ; *NRS* : massif de Suma'il nord (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986) ; *MQD* : massif de Suma'il, région de Maqsad (Ceuleneer, 1986; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998) ; *IBR* : massif d'Ibra (Pallister, 1981; Misseri, 1982) ; *WTN* : massif du Wadi Tayin (Misseri, 1982; Ceuleneer, 1986). Pour le massif de Samad, voir Ceuleneer, 1986 et Misseri, 1982. Voir tableau 2.3 pour la légende des symboles.

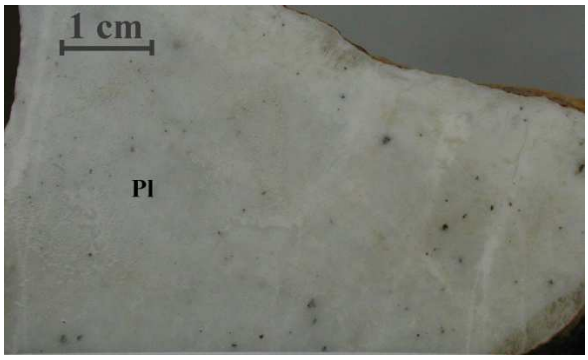


FIG. 2.124 – Face sciée d'un échantillon de plagioclasite contenant environ 5 % d'opaques (massif de Haylayn, échantillon 00 *RU* 22).

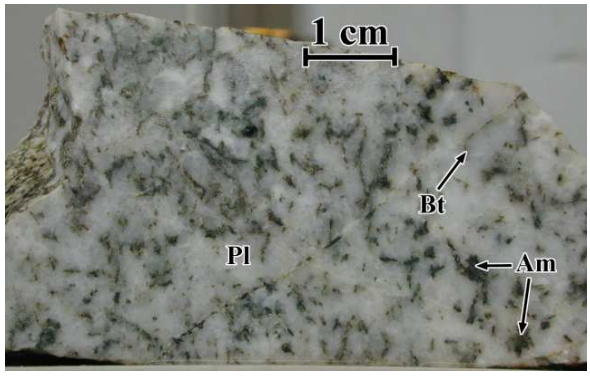


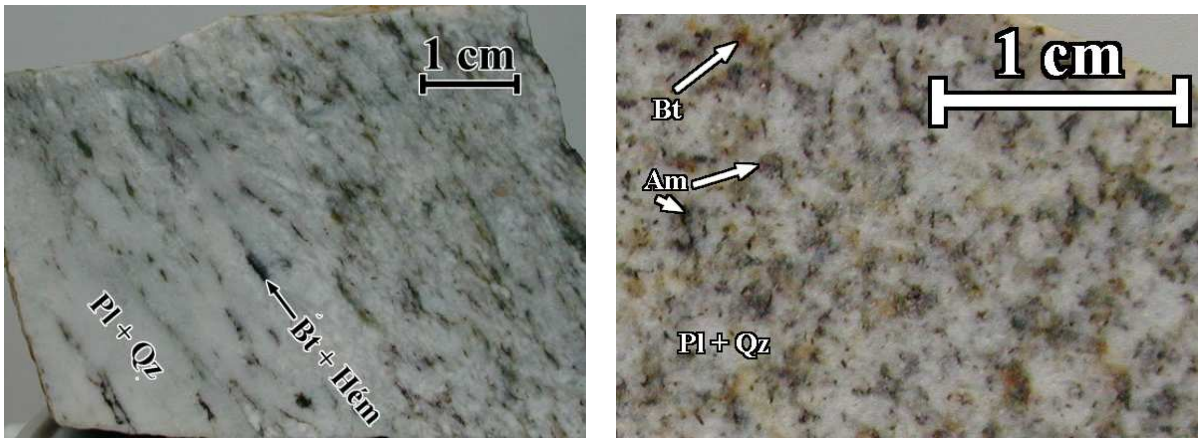
FIG. 2.125 – Face sciée d'un échantillon de granit riche en plagioclase (massif de Bahla, échantillon 00 *BA* 9*a*. Pl : plagioclase ; Bt : biotite ; Am : amphibole.

lithologiques étant nettement supérieure en périphérie des massifs de Haylayn et de Suma'il qu'ailleurs. Compte tenu du mode d'affleurement souvent en intrusion, il n'est pas toujours évident de déterminer une orientation pour les filons, quand un plan est visible, l'orientation de celui-ci a été déterminée mais les quelques points ainsi obtenus sur les stéréogrammes ne montrent pas de logique particulière (figure 2.123). Des intrusions et filons de plagiogranits ont été décrits au cours de travaux antérieurs (Lippard et al., 1986; Amri, 1995; Amri et al., 1996) et certaines hypothèses ont été faites concernant leur mise en place. Compte tenu de leur rareté relativement à d'autres type filoniens cependant, ces faciès ne feront pas l'objet d'une étude détaillée ici.

Les caractères pétrographiques

Tous les caractères pétrographiques des roches échantillonnées de ce type sont variables. La taille des grains est extrêmement hétérogène d'un échantillon à l'autre et aussi au sein d'un même filon (figures 2.122 et 2.127), pouvant aller de moins de 1 mm à plusieurs centimètres voire dizaines de centimètre dans la même roche. À l'échelle microscopique, cette variation de la taille des grains est parfois associée à une recristallisation partielle du plagioclase surtout mais aussi des autres phases (figures 2.132 et 2.133).

Les compositions minéralogiques sont très variées, elles vont de la plagioclasite pure à des roches granitiques complexes contenant plagioclase, feldspaths potassiques, amphibole, quartz, biotite et opaques, les textures dépendent de cette composition minéralogique. Les plagioclasites sont formées en quasi-totalité de plagioclase et accessoirement d'oxydes comme des ilménites et des hématites (figures 2.124, 2.134 et 2.135), elles présentent des textures d'adcumulat et les relations texturales entre les plagioclases et les oxydes montrent une cristallisation tardive des oxydes (cristaux sub-automorphes de plagioclase en inclusion dans les oxydes et apparition systématique des oxydes aux joints de grains de plagioclase).

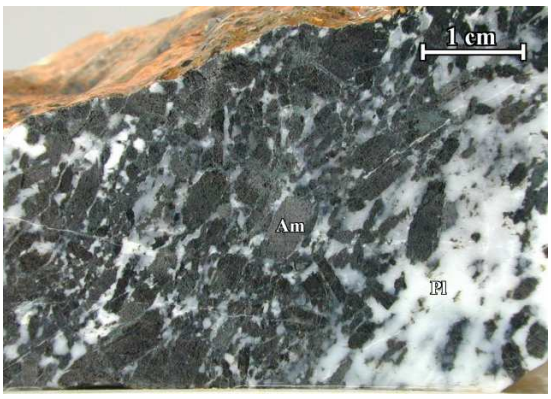


(a) Échantillon 97 *RU* 7 (b) Échantillon 97 *RU* 8

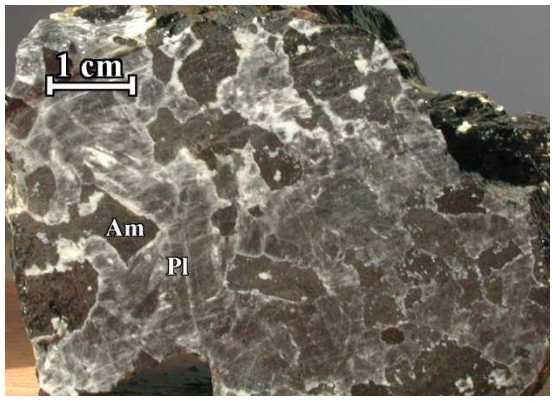
FIG. 2.126 – Faces sciées de deux échantillons de granit (stricto-sensu) du massif de Haylayn

Les granodiorites et granits contiennent des proportions variables de plagioclase, quartz, amphibole et biotite (figures 2.125, 2.126, 2.127 *(a)* et *(b)* et 2.127). Ils présentent une déformation plus ou moins poussée leur donnant dans la plupart des cas des textures partiellement recristallisées (figures 2.128, 2.129, 2.132 et 2.133). Les lames non déformées présentent des textures de mésocumulat ou d'orthocumulat, les amphiboles apparaissant en plages pœcilitiques autour de plagioclases sub-automorphes dans la plupart des lames de diorite ou granodiorite (figures 2.127 *(c)* et 2.130) ; le quartz est la phase la plus affectée par la recristallisation, il se situe néanmoins toujours dans les interstices entre les autres minéraux montrant sa cristallisation tardive (figure 2.128). Les granits alcalins sont bien plus pauvres en amphiboles, celles-ci se présentent alors en petits grains losangiques inclus dans des plages de feldspaths alcalins (figure 2.129), la biotite y apparaît comme une phase mineure (toujours moins de 15 %) en baguette sub-automorphes incluses dans les feldspaths potassiques ; ses relations texturales avec les amphiboles indiquant une cristallisation tardive par rapport à celle-ci. Le quartz est toujours interstitiel. On peut donc déterminer un ordre de cristallisation pour ces échantillons de diorite, granodiorite et granits : **Pl – Hb – Bt – FK – Qz**

Les proportions minéralogiques sont extrêmement variables : la proportion de plagioclase va de 2 % dans un granit alcalin (échantillon 00 *RU* 26*b*) à 99 % dans les échantillons de plagioclasites (figures 2.134 et 2.135) ; celle d'amphibole de 0 % dans certains échantillons de granits alcalins et trondhjémites à 60 % dans les échantillons de diorites riches en amphibole ; Et celle de quartz va de 0 % dans les échantillons de diorites pures à 50 % pour certaines trondhjémites. Les biotites et feldspaths alcalins sont des phases mineures même si la proportion de feldspath potassique atteint 40 % dans un échantillon de granit (échantillon 00 *RU* 26*b*), la proportion modale de biotite

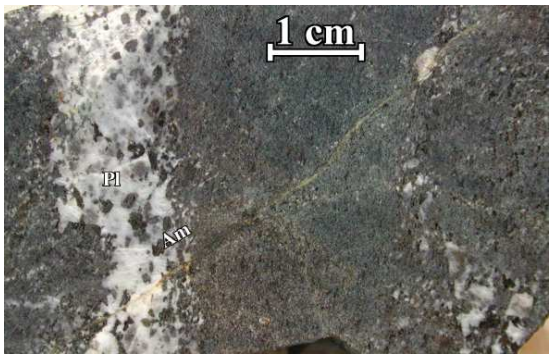


(a) Massif de Bahla, échantillon 00 BA 7



(b) Massif de Nakhl, échantillon 00 NA 53

(c) Massif de Wuqbah, échantillon 97 WU 1d



(d) Massif de Hilti, échantillon 99 HI 78

FIG. 2.127 – Faces sciées de quatre échantillons de diorites à richesse variable en amphibole, *(a)* est très riche en amphibole et *(b)* et *(c)* sont plus riches en plagioclase ; de telles variations peuvent être observées au sein d'un même échantillon. L'échantillon présenté en *(d)* montre des variations de texture très importantes (taille des grains et proportions minéralogiques).

ne dépasse jamais 15 %. Les histogrammes montrant les fréquences de proportion modale pour ces échantillons confirment ce qui vient d'être dit (figure 2.131), la proportion la plus fréquente pour les plagioclases se situe entre 40 % et 60 %, pour les autres phases (amphiboles, quartz et biotite), on distingue deux pics dont le premier, correspondant à des proportions modales inférieures à 10 %, représente les échantillons où l'une au moins de ces phases est absente.

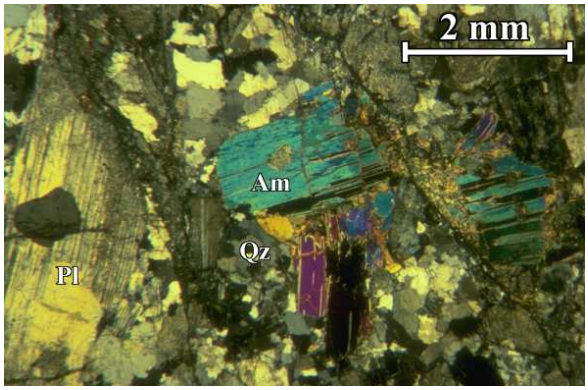


FIG. 2.128 – Échantillon de granodiorite à grains moyens montrant le caractère précoce des plagioclases (Pl) par rapport aux amphiboles (Am) et le caractère précoce de ces dernières par rapport au quartz (Qz), massif de Nakhl (échantillon 99 NA 10a), lumière polarisée, nicols croisés.

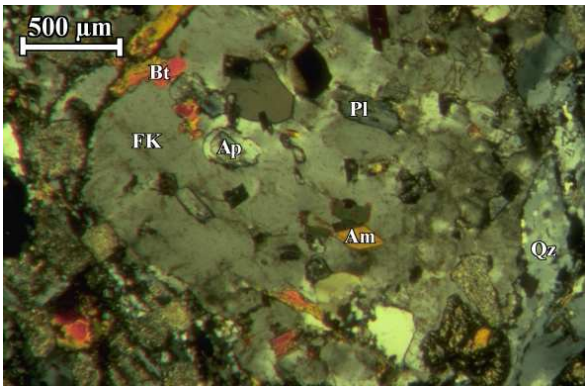
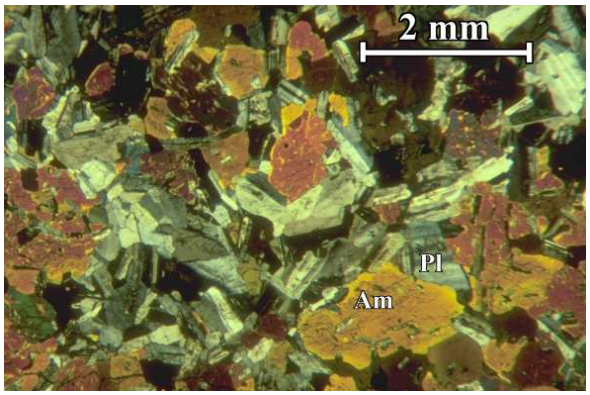
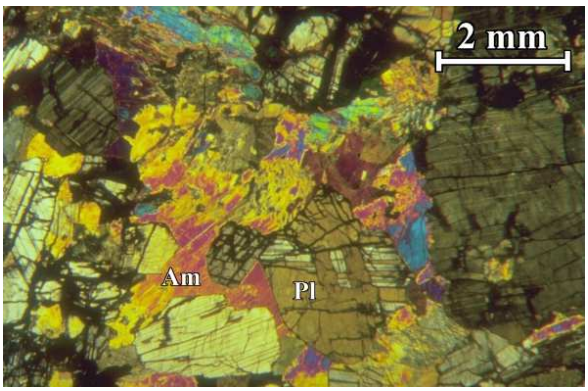


FIG. 2.129 – Échantillon de granit alcalin contenant plagioclase (Pl), biotite (Bt), amphibole (Am), feldspath potassique (FK), quartz (Qz) et apatite (Ap) et montrant les relations texturales entre ces différents minéraux (massif de Haylayn, échantillon 00 RU 26b), lumière polarisée, nicols croisés.



(a) Massif de Musibit, échantillon 01 MB 8b



(b) Massif de Wuqbah, échantillon 97 WU 1d

FIG. 2.130 – Diorites à textures d'orthocumulat montrant le caractère pœcilitique de l'amphibole, lumière polarisée, nicols croisés. Pl : plagioclase ; Am : amphibole.

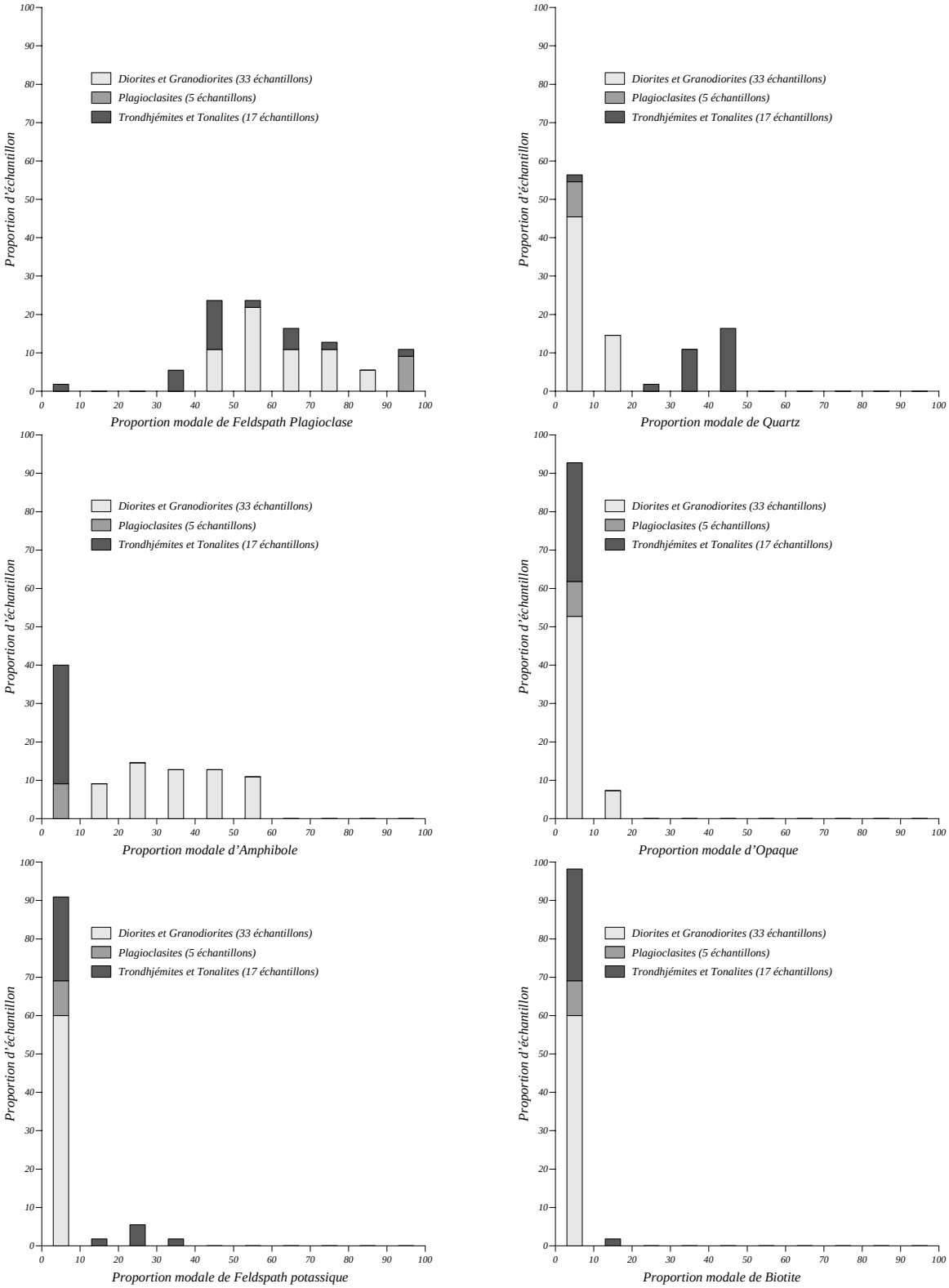


FIG. 2.131 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en plagioclase, quartz, hornblende, biotite et opaques dans les diorites.

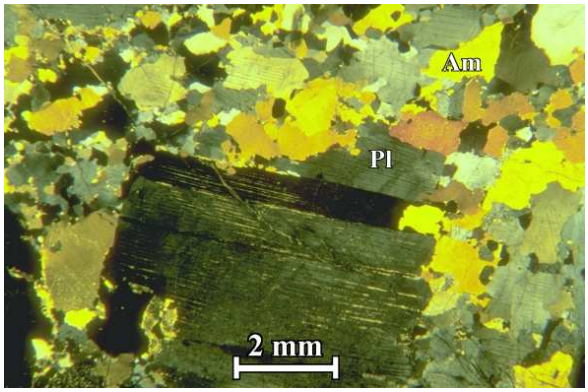


FIG. 2.132 – Échantillon de diorite partiellement recristallisé montrant des joints de grains en cours de réorganisation (massif de Bahla, échantillon 00 BA 17), lumière polarisée, nicols croisés. Pl :plagioclase ; Am : amphibole.

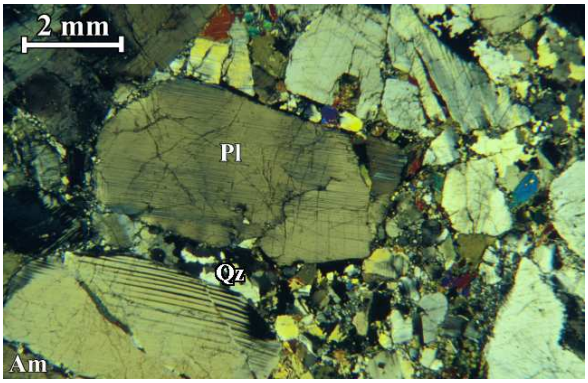


FIG. 2.133 – Ancienne pegmatite de granodiorite en cours de recristallisation. La recristallisation affecte autant le plagioclase (Pl) que l'amphibole (Am) mais le caractère tardif de cette dernière reste malgré tout visible (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 6c), lumière polarisée, nicols croisés.

2.7.4 Un faciès métamorphique : Des Diopsidites et Gabbros à textures particulière

Les modes d'affleurement

Sur le terrain apparaît un faciès de filon un peu différent de ceux qui ont été observés jusqu'à présent. Les filons tranchent nettement sur leur encaissant (figure 2.138) par leur couleur mais dans le détail, leurs contacts avec ce dernier sont progressifs (figure 2.139). Ce sont toujours des filons blanchâtres dont la granulométrie est peu visible à l'œil nu qui peuvent ressembler d'assez près à des filons de gabbro totalement altérés (figures 2.140 et 2.141). L'échantillonnage sur l'Oman est relativement faible : seulement 22 échantillons prélevés dans toute l'ophiolite. Néanmoins, il faut bien noter qu'il peut être biaisé du fait de la ressemblance entre ces filons et des gabbros altérés – faciès qui a généralement été évité puisque l'altération des gabbros n'est pas un problème qui nous intéresse ici – et ce faciès pourrait être bien plus abondant.

Ces lithologies se présentent en filons centimétriques à décimétriques (figures 2.138 et 2.139) généralement en abondance assez faible : de un à quelques filons affleurant. Ils peuvent être géographiquement très proches de filons de nature lithologique différente (gabbro à olivine, gabbronorite...) mais leurs relations avec ces autres filons n'étaient pas visibles dans les quelques cas relevés. La distribution de ces filons est aléatoire mais leur densité est trop faible pour tirer une conclusion valable de leurs orientations ou de leur répartition.

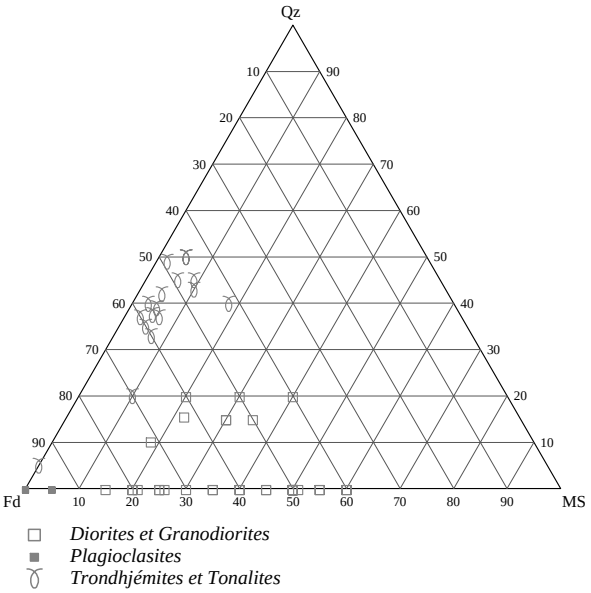


FIG. 2.134 – Diagramme triphasé Quartz (Qz) – Feldspaths (Fd) – Minéraux sombres (MS, amphiboles, opaques et biotites) représentant les composition modales des trondhjémites, diorites et granodiorites.

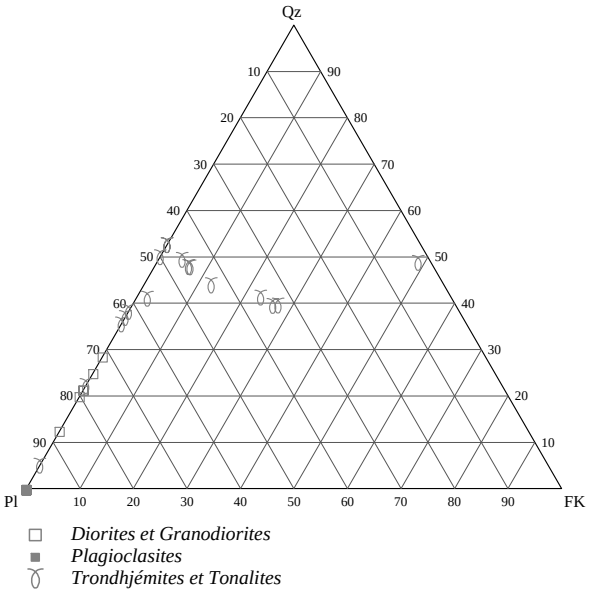


FIG. 2.135 – Diagramme triphasé Quartz (Qz) – PLagioclases (Pl) – Feldspaths potassiques (FK) représentant les composition modales des trondhjémites, diorites et granodiorites.

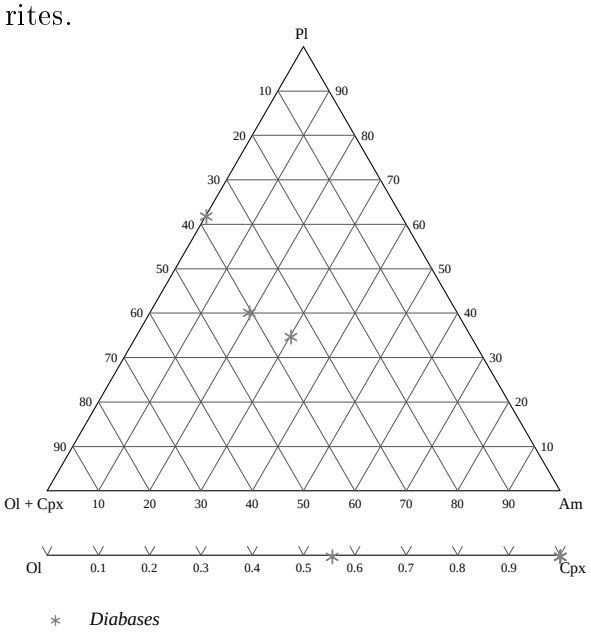


FIG. 2.136 – Diagramme triphasé Quartz (Qz) – Feldspaths (Fd) – Minéraux sombres (MS, amphiboles, opaques et biotites) représentant les composition modales des diabases.

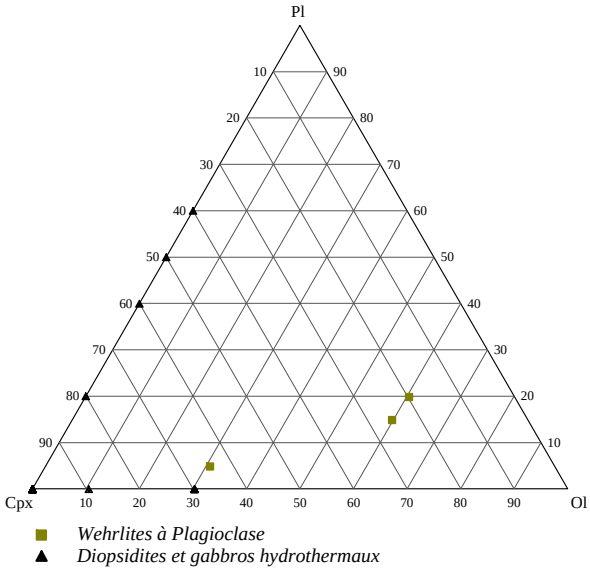


FIG. 2.137 – Diagramme triphasé Plagioclase (Pl) – Clinopyroxène (Cpx) – Olivine (Ol) représentant les compositions modales des wehrlite à plagioclases et des gabbros et pyroxénites hydrothermaux.

FIG. 2.138 – Affleurement de péridotite contenant des filons de diopsidite (massif de Hilti, sultanat d'Oman).

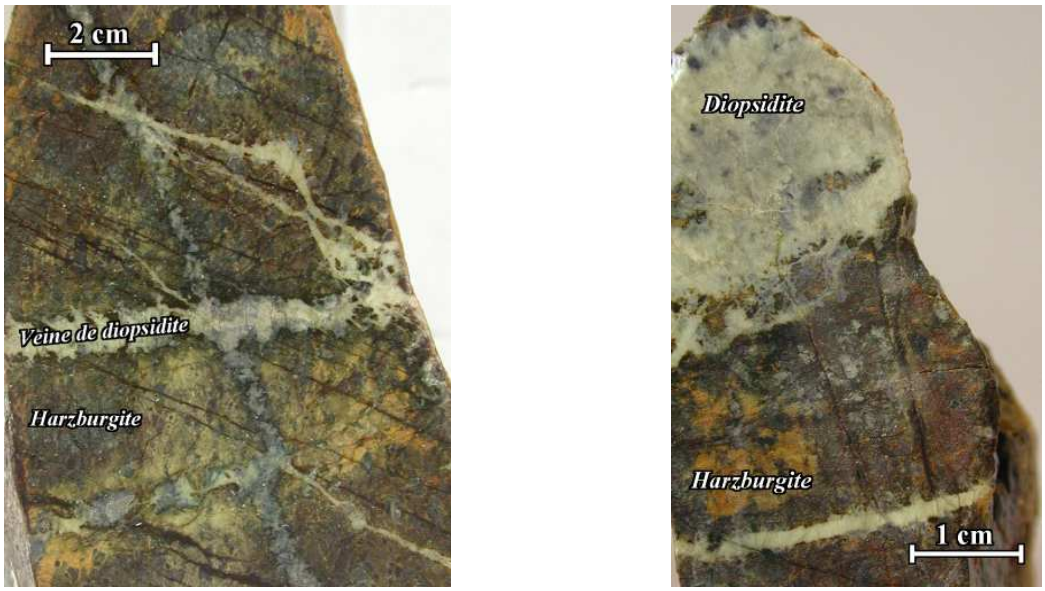


FIG. 2.139 – Faces sciées de deux échantillon de harzburgite traversée par des filons de diopsidite montrant le contact plus ou moins progressif du filon avec son encaissant (massif de Hilti, échantillon 00 HI 82a).

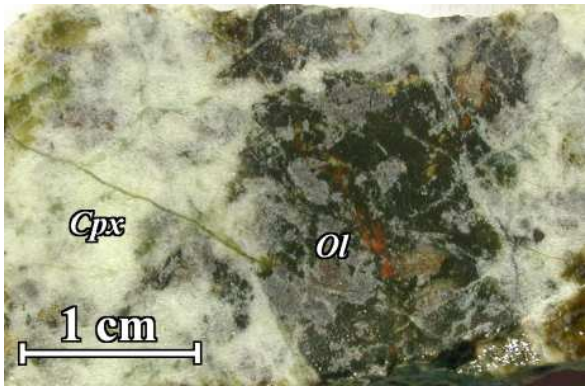


FIG. 2.140 – Face sciée d'un échantillon de wehrlite dont les olivines et les clinopyroxène sont très riches en magnésium (massif de Hilti, échantillon 99 HI 59a).

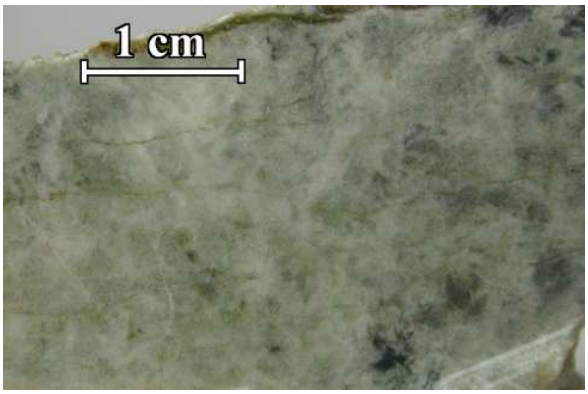


FIG. 2.141 – Face sciée d'un échantillon de clinopyroxénite formée de diopsides purs (massif de Samad, échantillon 99 SD 16).

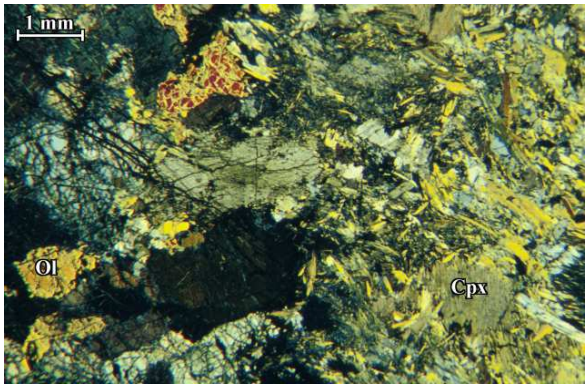


FIG. 2.142 – Lame de diopsidite avec éponte (sur la gauche) montrant la déstabilisation du pyroxène en fibres de taille plus fine (massif de Hilti, échantillon 00 HI 82e). Lumière transmise polarisée, nicols croisés.

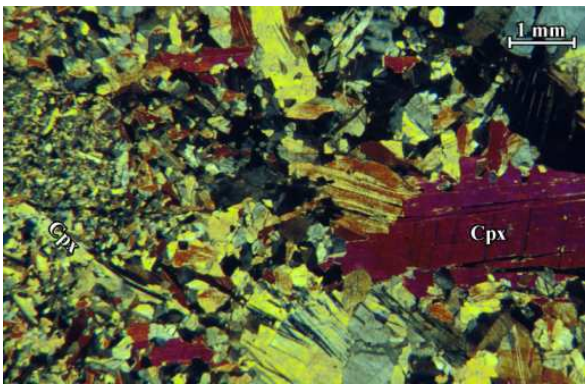
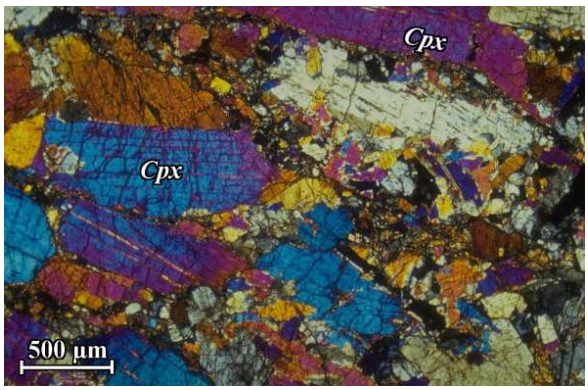
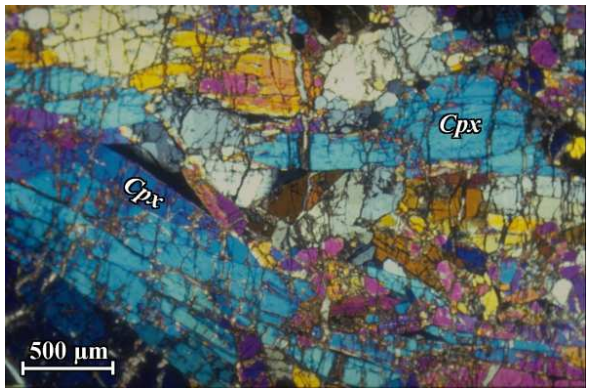


FIG. 2.143 – Lame de diopsidite montrant la variation de la texture : les gros grains en fibres semblent de déstabiliser et subir une recristallisation sur les bordures (massif de Haylayn, échantillon 00 RU 21). Lumière transmise polarisée, nicols croisés.



(a) Massif de Suma'il, échantillon 97 M 38a



(b) Massif de Samad, échantillon 99 SD 16

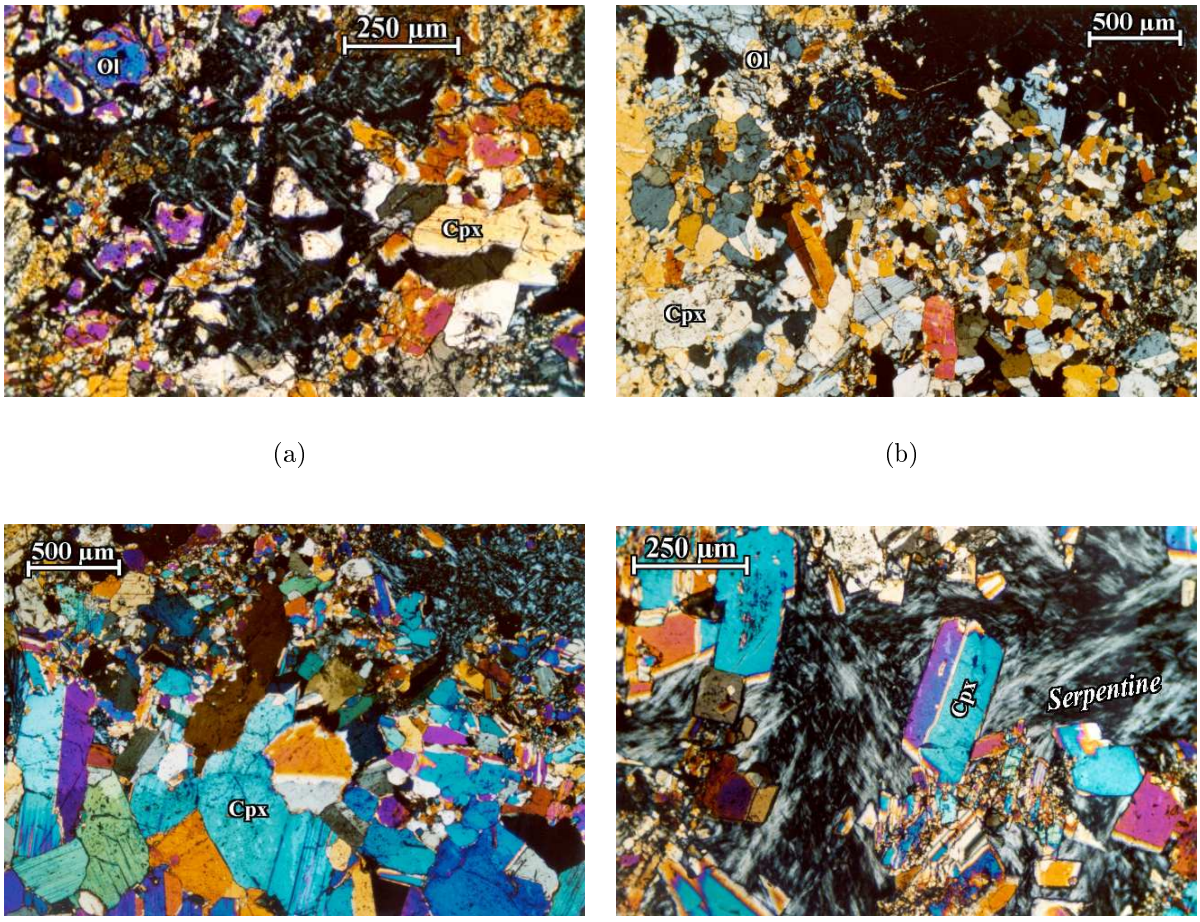
FIG. 2.144 – Deux lames minces de diopsidite vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés montrant l'aspect en fibre de gros cristaux de clinopyroxène et leur déstabilisation en grains plus fins.

Les caractères pétrographiques

En lame mince également, ces échantillons présentent un aspect inhabituel (voir figures 2.142, 2.143, 2.144, 2.145 et 2.146), qui tend à montrer que ce ne sont pas des cumulats mais des roches dont l'origine est complexe.

Sur les 22 échantillons récoltés, une bonne moitié (douze) sont des pyroxénites – plus précisément des clinopyroxénites formées en totalité de diopside exceptionnellement pauvre en fer (figure 2.137), deux de ces diopsidites seulement contiennent 1 % de minéraux opaques (spinelles chromifères et ilménites, voir tableau 2.1). Parmi les 10 autres échantillons, 4 sont des gabbros et 6 sont des wehrlites, elles contiennent malgré tout toujours plus de 40 % de diopsides. Les gabbros sont les plus pauvres en diopside avec une proportion de 40 % à 80 %, la proportion de plagioclase va inversement de 20 % à 60 % ; ces échantillons sont totalement dépourvus de minéraux opaques, un cependant contient une part conséquente de sphènes (10 %, échantillon 00 NA 58, figure 2.146 *(c)* et *(d)*). Les wehrlites sont globalement plus riches en diopsides : la proportion de cette phase allant de 70 % à 85 % ; elles contiennent toutes une faible part de spinelles chromifères (1 - 5 %) et la proportion d'olivine va de 15 % à 30 %.

La taille des grains peut être très hétérogène au sein d'un même échantillon (figure 2.143), elle est de toute façon très variable d'un échantillon à l'autre (figures 2.143, 2.144 et 2.146) allant de quelques dixièmes de millimètre à quelques millimètres. Les textures sont particulières, elles diffèrent selon les échantillons et ne correspondent pas aux textures de cumulat précédemment observées, les cristaux se présentent souvent en fibres orientées dans une direction préférentielle (figure 2.144) montrant une texture métamorphique. Les minéraux les plus allongés sont souvent déformés et ils présentent des limites de grains crénelées associées à l'apparition de cristaux plus petits aux joints de grains. Ils appa-



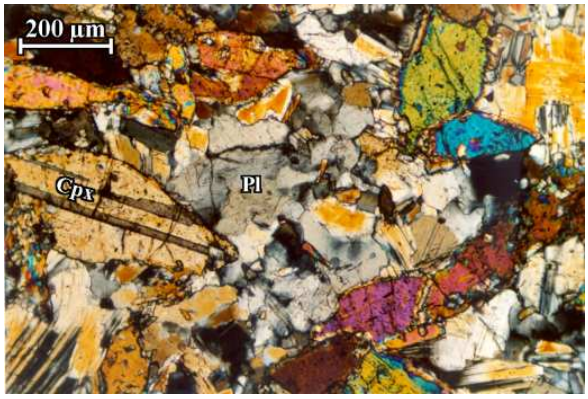
(a) (b)

(c) (d)

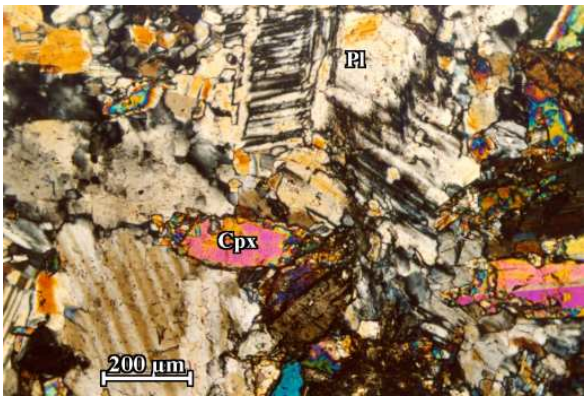
FIG. 2.145 – Quatre lames minces du même échantillon de diopsidite vues en lumière transmise polarisée avec nicols croisés (massif de Hilti, échantillon 99 HI 59a) montrant l'aspect en mosaïque (recristallisé, *(b)* et *(c)*) de certaines zones de ces échantillons et la croissance de cristaux automorphes dans la serpentine *(d)*, massif de Hilti, échantillon 99 HI 59a.

raissent comme déstabilisés par un phénomène entraînant leur corrosion et la cristallisation de diopsides plus petits.

Les échantillons contenant du plagioclase présentent une texture micro-granulaire très recristallisée (surtout dans le plagioclase, figure 2.146), de petits cristaux xénomorphes de diopside sont très souvent en inclusion dans le plagioclase donnant à ce dernier un aspect pœciloblastique ; aspect que l'on retrouve dans quelques pyroxènes par l'observation de cristaux xénomorphes de diopside dans les diopsides (figure 2.143). Dans ces échantillons également, les joints de grains sont irréguliers et prennent une apparence suturée que l'on retrouve dans certaines roches métamorphiques comme, par exemple, des granulites (Spry,



(a) Massif de Suma'il, échantillon 92 *OG* 8



(b) Massif de Suma'il, échantillon 92 *OG* 8

(c) Massif de Nakhl, échantillon 00 *NA* 58

(d) Massif de Nakhl, échantillon 00 *NA* 58

FIG. 2.146 – Quatre lames minces de gabbro à grains très fins montrant la texture microgranulaire de ces échantillons. La recristallisation est plus poussée dans le plagioclase et semble pouvoir se continuer jusqu'à une granulométrie encore plus fine *(b)*. Lumière transmise polarisée, nicols croisés. Pl : plagioclase ; Cpx : Diopside ; Sn : Sphène.

1969). Une seule de ces roches (échantillon 97 *M* 5) présente une texture franchement mylonitique avec une veine recristallisée de diopsidite.

Les échantillons les plus altérés (figure 2.142) montrent la croissance de minéraux fibreux semblables à des amphiboles, grossièrement parallèlement aux clivages de pyroxènes en cour de déstabilisation, l'olivine s'altère également en serpentine. On observe bien l'altération des pyroxènes et des olivines dans certaines zones de l'échantillon 99 *HI* 59*a* (figure 2.145), parallèlement et dans le même échantillon, des cristaux tout à fait automorphes de diopside et d'olivine apparaissent dans les zones totalement altérées et semblent croître dans les cavités (figure 2.145 *(b)* et *(d)*) ; à côté de ces cavités où cristallisent les diopsides et forstérites automorphes, on observe des sections de lames à textures

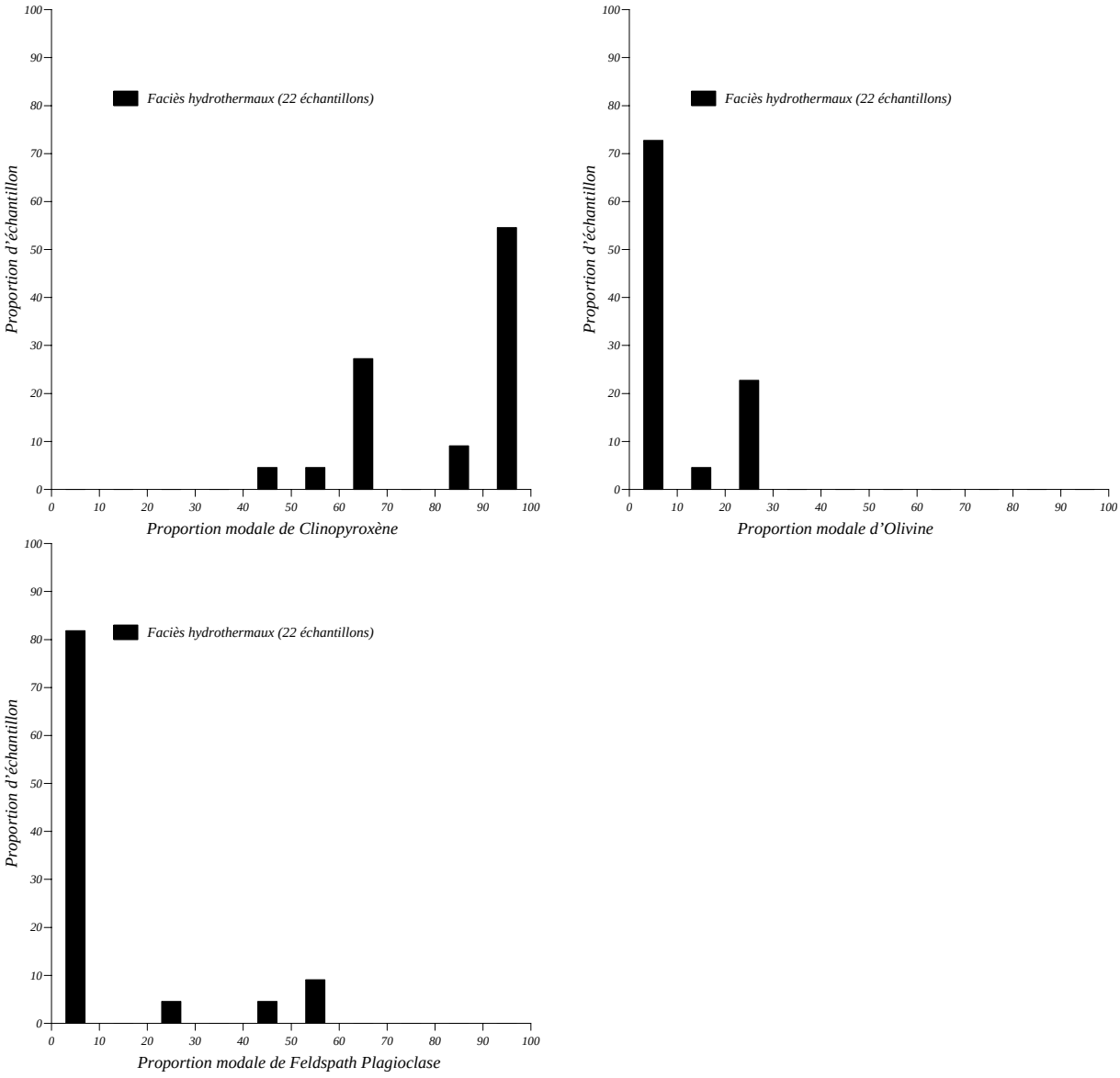


FIG. 2.147 – Histogrammes montrant les fréquences de pourcentage en olivine, clinopyroxène et plagioclase dans les faciès hydrothermaux.

Lithologie	Chromites	Sulfures	Ilménites	Hématites	Rutiles	Zircons
Faciès hydrothermaux	14	–	5	–	–	–
Amphibololites	25	50	–	25	–	–
Diabases	25	–	25	–	–	–
Ganites et Granodiorites	6	–	27	9	2	2
Clinopyroxénites	21	25	–	1	–	–
Orthopyroxénites	81	14	–	–	–	–
Webstérites	47	22	–	6	–	–
Wehrlites	80	10	–	–	–	–
Pyroxénites en rubanement	94	–	–	–	–	–
Gabbronorites à Olivine	38	46	8	–	–	–
Gabbronorites	7	19	12	6	1	–
Gabbros	–	–	27	20	–	–
Gabbros à Olivine	41	28	4	3	1	–
Gabbros à olivine et à Orthopyroxène	42	42	2	06	–	–
Faciès d'imprégnation	72	34	3	–	3	–
Troctolites	61	3	–	–	–	–
Troctolites à clinopyroxène	59	12	–	–	–	–

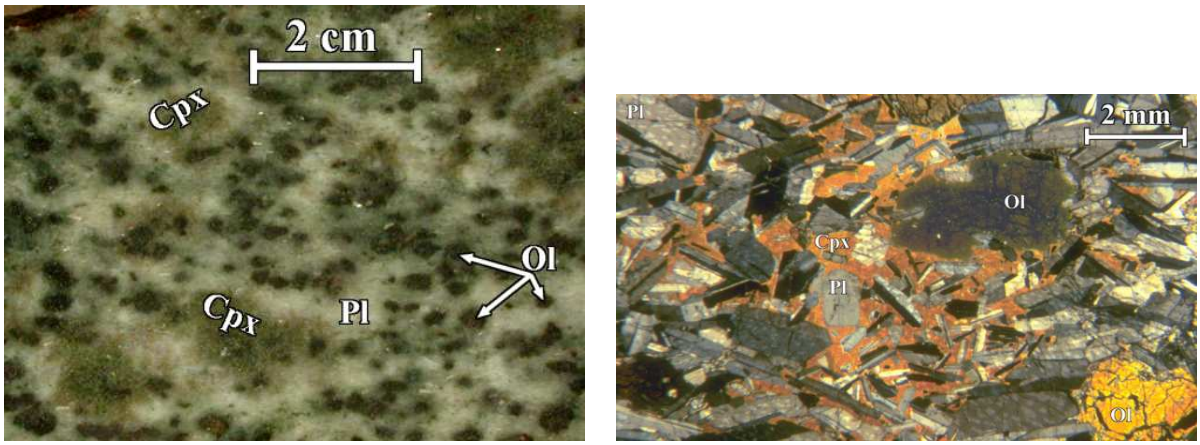
TAB. 2.1 – Tableau présentant les proportions de phases mineures (en pourcentage du nombre d'échantillons récoltés) pour chaque type lithologique.

de recuits, les cristaux de diopside présentant des face planes et des jonctions triples à 120° (figure 2.145 *(b)* et *(c)*).

2.8 Les échantillons crustaux

37 échantillons ont été collectés dans les gabbros (au sens large) de la section crustale de l'ophiolite. Les roches étudiées se présentent de plusieurs façons sur le terrain : ce sont soit des filons recoupant l'hôte (gabbroïque ou wehrlitique) et recoupant le litage lorsqu'il y en a un, soit des échantillons de gabbro lités ou isotropes de la section plutonique. Ils on été récoltés dans le but d'établir une comparaison entre les " gabbros " (au sens large) mantellaires et les gabbros crustaux. Ce sont trois diorites, une plagioclasite, une clinopyroxénite, neuf gabbronorites, six gabbros indifférenciés, quinze gabbros à olivine et deux troctolites à clinopyroxène ; c'est-à-dire qu'à quelques exceptions près, ils appartiennent aux mêmes familles lithologiques que celles rencontrées dans le manteau, les pyroxénites en particulier sont bien moins représentées que dans le manteau et le faciès de troctolite pure est absent, néanmoins, l'étude ici présentée n'étant pas exhaustive, ces conclusions restent sujettes à caution.

De par leurs textures, minéralogies et autres caractères pétrographiques, ces échantillons ne sont pas fondamentalement différents des échantillons mantellaires (voir figures 2.148, 2.149, 2.150, 2.151 et 2.152), ils sont cependant généralement bien plus altérés. Pour les différents types lithologiques, les caractéristiques pétrographiques sont semblables à celles déjà décrites au cours de ce chapitre avec quelques dissemblances mineures :

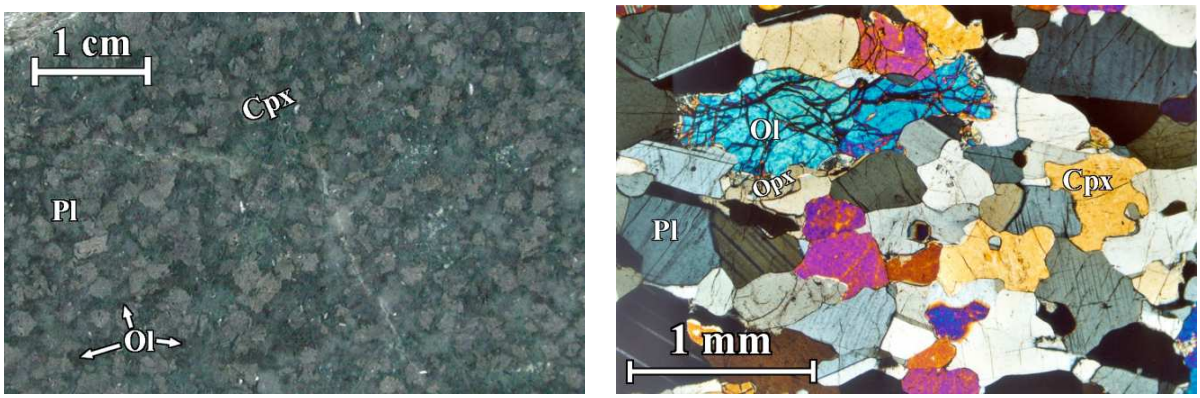


(a) Face sciée

(b) Lumière polarisée, nicols croisés

FIG. 2.148 – Échantillon de troctolite à clinopyroxène crustale du massif de Suma'il (échantillon 97 M 15), la face sciée de l'échantillon montre qu'il est hétérogène ; en lame mince, le clinopyroxène est pœcilitique et l'olivine intersticielle autour des plagioclases.

- pour les troctolites à clinopyroxène, on observe des textures de mésocumulat voire d'orthocumulat avec des cristaux sub-automorphes de plagioclase et d'olivine inclus dans des clinopyroxènes pœcilitiques (figure 2.148). Les deux échantillons étudiés ne sont ni déformés ni recristallisés mais présentent une orientation préférentielle des minéraux exprimant sans doute le litage de la roche ; les échantillons prélevés n'étant pas orientés, cette hypothèse ne peut être ici confirmée, ceci a néanmoins été observé de nombreuses fois dans la séquence de gabbros lités (Dahl, 1984; Ernewein, 1987; Yaouancq and MacLeod, 2000; Garrido et al., 2001). La proportion de clinopyroxène est forte (20 % et 30 %) dans les lames, mais, comme pour les échantillons mantellaires, la roche est hétérogène à une échelle plus grande que celle de la lame ;
- pour les gabbros à olivine, on observe des textures le plus souvent d'adcumulat et rarement de mésocumulat (figure 2.149), deux échantillons présentent une faible recristallisation, les autres ne sont pas déformés mais présentent toujours une orientation préférentielle des cristaux. Le clinopyroxène se place en position inter-cumulus et l'orthopyroxène n'est présent qu'en faible proportion et dans les interstices laissés par les autres phases ;
- les gabbros indifférenciés sont proportionnellement plus abondants que dans le manteau, leurs textures sont très variables et les relations texturales entre minéraux indiquent parfois une cristallisation précoce du plagioclase (figures 2.150 et 2.151), mais aussi le clinopyroxène est parfois le minéral le plus précoce (Browning, 1982; Lippard et al., 1986). Ils sont souvent riches en amphiboles, en contenant jusqu'à une proportion de 45 %, et la cristallisation de ce minéral est tardive ;



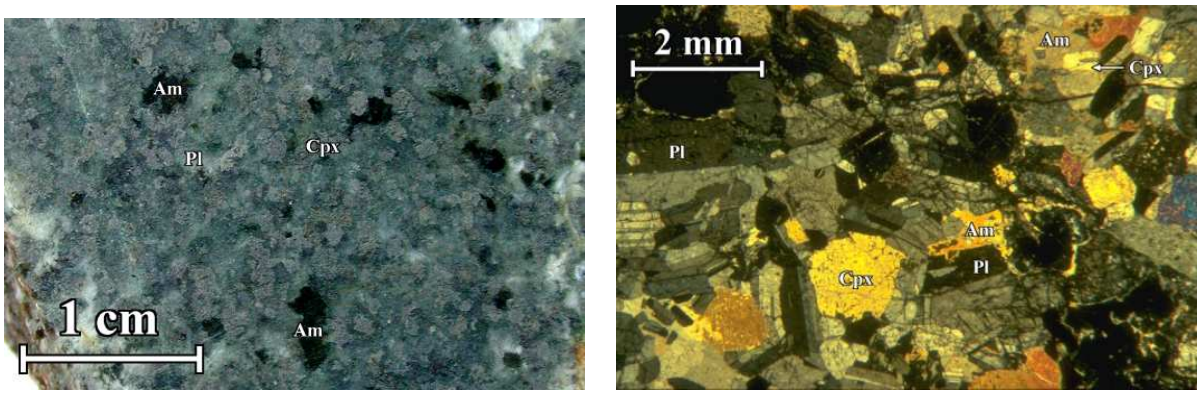
(a) Face Sciée (b) Lumière polarisée, nicols croisés

FIG. 2.149 – Échantillon de gabbro à olivine et orthopyroxène à texture d'adcumulat prélevé dans la croûte gabbroïque (massif de Suma'il, échantillon 97 M 12).

- les gabbronorites sont souvent d'anciennes pegmatites déformées et partiellement recristallisées, la recristallisation aux joints de grains peut être très poussée (figure 2.152) rendant invisible la texture primaire. Aucun de ces échantillons ne contient d'olivine, la proportion de clinopyroxène est comprise entre 10 % et 45 % sauf pour un échantillon de norite où elle est nulle, la proportion de plagioclase va de 50 % à 80 % et celle d'orthopyroxène de 5 % à 30 % ;
- la seule clinopyroxénite échantillonnée est une pegmatite relativement altérée, elle ne contient apparemment ni olivine ni orthopyroxène ;
- la seule plagioclasite échantillonnée présente une texture d'adcumulat à grains fins, elle ne contient ni opaque ni amphibole ;
- enfin, parmi les trois diorites, une présente une texture d'adcumulat à grains moyens et les deux autres une texture doléritique. Elles se composent grosso-modo de 50 % de plagioclase et de 50 % d'amphibole.

Ces 37 roches ne représentent cependant pas un échantillonnage suffisant pour établir des généralités sur la section crustale et faire une comparaison valable ; mais on peut se baser pour cela sur des études très complètes déjà réalisées sur les gabbros omanais (Pallister and Hopson, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984; Ernewein, 1987; Amri, 1995; MacLeod and Yaouancq, 2000; Yaouancq and MacLeod, 2000; Garrido et al., 2001). Ces études montrent une grande variété de lithologies et de textures, elles confirment qu'à l'exception de certaines pyroxénites, on retrouve dans la croûte la quasi-totalité des types lithologiques décrits dans les filons du manteau.

Les gabbros, gabbros à olivine et gabbronorites à texture d'adcumulat ou de mésocumulat représentent les lithologies les plus courantes mais les troctolites et troctolites à clinopyroxène à texture d'adcumulat et de mésocumulat (voire d'orthocumulat dans le cas de



(a) Face sciée de l'échantillon

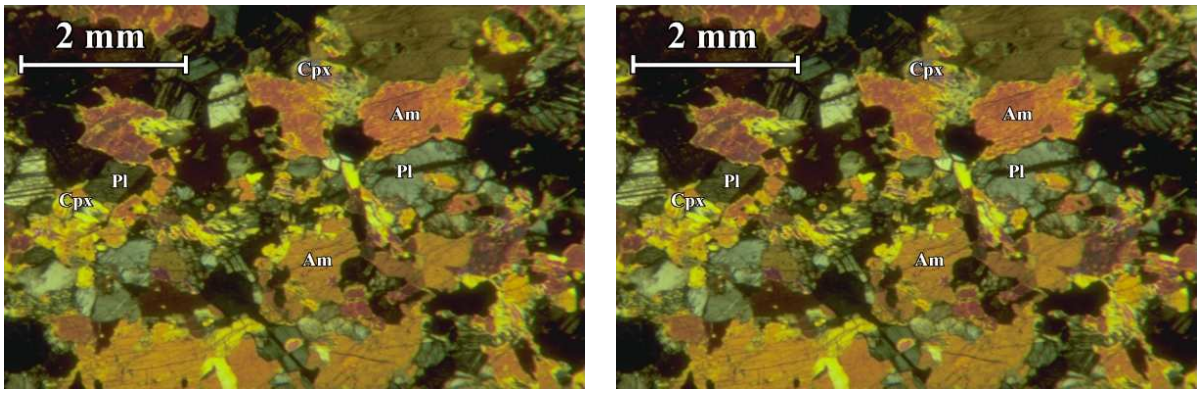
(b) Lame, lumière polarisée, nicols croisés

FIG. 2.150 – Échantillon de gabbro riche en amphibole à texture de mésocumulat (massif de Sarami échantillon 97 SA 5).

certaines troctolites à clinopyroxène) sont communes dans la séquence litée même si, comme on va le voir, les troctolites à textures mosaïques sont rares dans la section crustales et qu'elles n'ont pas la même signification que les troctolites du manteau. Les faciès d'imprégnations, harzburgites à plagioclase et/ou clinopyroxène et dunites à plagioclase et/ou clinopyroxène sont présentes sous forme d'intrusions tardives d'ultrabasites recoupant la section plutonique crustale à tous les niveaux (Smewing, 1981; Rothery, 1982; Browning, 1982; Dahl et al., 1983; Dahl, 1984; Browning, 1984; Ernewein, 1987), on y observe des olivines et spinelles sub-automorphes à automorphes sur fond de plagioclase, clinopyroxène et/ou amphibole pœcilitiques ; leurs textures sont parfaitement semblables à celles des imprégnations dans le manteau et leurs minéralogies diffèrent parfois du fait de l'absence d'amphibole dans les péridotites imprégnées. Les gabbronorites peuvent être assez riches en orthopyroxènes (plus de 20 %), et des gabbronorites à orthopyroxènes précoces très abondantes ont été documentées dans les massifs de Haylayn, Hilti et Fizh (Smewing, 1981; Dahl, 1984; Lachize, 1993; Lachize et al., 1996; Amri, 1995), elles sont fréquentes parmi les cumulats isotropes de la croûte par contre, les norites semblent être assez rares.

Mis à part ces quelques nuances et les proportions relatives des différentes lithologies, les gabbros pauvres en olivine (voire sans olivine) notamment sont en moyenne bien plus communs que dans le manteau, on peut souligner trois différences fondamentales entre les gabbros mantellaires et crustaux :

- le litage caractéristique des gabbros de base de croûte correspond parfois, dans la texture des lames minces, à une orientation préférentielle des sections de minéraux sans doute provoquée par le flux magmatique lors de la cristallisation dans une chambre (Benn and Allard, 1989; Nicolas, 1989; Nicolas, 1992). Ce phénomène particulier n'est pas observé dans les filons du manteau, néanmoins, le litage des cumulats



(a) Lumière polarisée, nicols parallèles

(b) Lumière polarisée, nicols croisés

FIG. 2.151 – Lame de gabbro à amphibole à texture d'adcumulat (massif de Musibit, échantillons 00 MB 1).

lités crustaux s'exprime surtout par des variations des proportions de phases qui peuvent être très importantes, ce que l'on retrouve fréquemment dans les gabbros à olivine en filon dans le manteau (figure 2.25) mais qui est limité du fait de leur mode d'affleurement ;

- dans la section les gabbros lités crustaux, les pyroxénites sont présentes sous forme d'intrusions ou de lits riches en pyroxènes (clinopyroxènes essentiellement). Dans ce dernier cas, ce sont soit des adcumulats clinopyroxénolitiques semblables à ceux décrits dans le manteau, soit des orthocumulats à petits cristaux de plagioclases englobés dans des clinopyroxènes pœcilitiques assez nombreux pour être jointifs et former l'essentiel de la roche. Les compositions modales des intrusions ultrabasiques varient de la wehrlite au sens large (olivine + clinopyroxène ± plagioclase et/ou orthopyroxène) à la mélano-troctolite (plagioclase plus abondant) ou à la webstérite à orthopyroxène pœcilitiques ; dans tous les cas, elles présentent des textures de mésocumulat ou d'orthocumulat avec des olivines sub-automorphes à automorphes incluses dans des plages de clinopyroxènes ou de plagioclases pœcilitiques (wehrlites ou mélano-troctolites), ou bien de clinopyroxène sub-automorphes à automorphes inclus dans de l'orthopyroxène pœcilitique (webstérites). On observe donc des wehrlites à texture de mésocumulat proches de celles du manteau et, avec les lits riches en clinopyroxène des gabbros lités, des clinopyroxénites à texture d'adcumulat. Par contre, dans les webstérites du manteau, l'orthopyroxène est majoritairement la première phase qui cristallise, et même s'il arrive qu'il soit post-cumulus, il ne se présente jamais de façon pœcilitique comme dans les intrusions ultrabasiques crustales, les webstérites crustales et mantellaires sont donc fondamentalement différentes. Quant-aux orthopyroxénites, elles sont totalement absentes de la section crustale ;

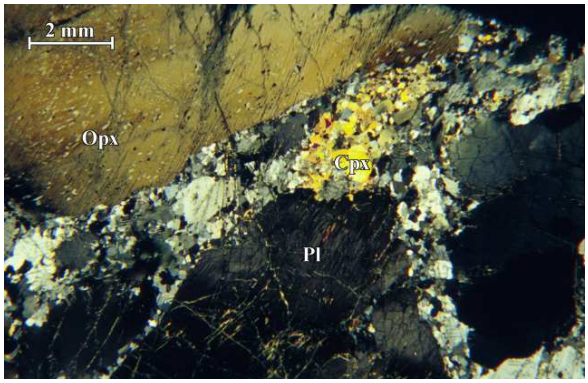


FIG. 2.152 – Gabbronorite crustale partiellement recristallisée dans le plagioclase (massif de Fizh, échantillon 00 FZ 38). Lumière polarisée, nicols croisés.

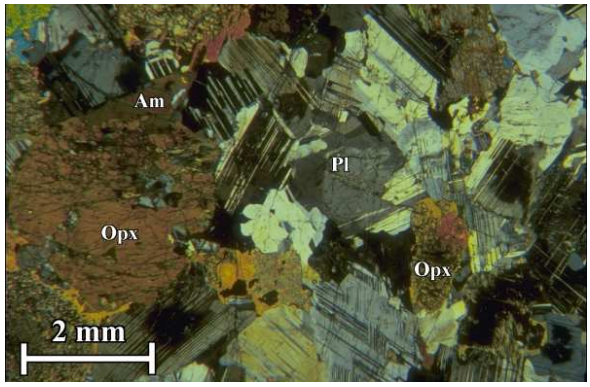


FIG. 2.153 – Échantillon de norite contenant de l'amphibole se développant en couronne autour des orthopyroxènes (échantillon 00 NA 43). Lumière polarisée, nicols croisés.

- les textures de recuits propres aux troctolites rencontrées dans la région de Maqsad sont très rares voire inexistantes dans la section crustale. Dans sa thèse, Michelle Ernewein (1987), a bien noté que les textures mosaïques avec contacts plans et joints de grains à 120° étaient communes dans les couches mono-minérales feldspathiques des cumulats lités crustaux ; elle a pareillement remarqué que ces textures ne s'observaient jamais dans les lits à plus de deux phases et que les olivines, en position typiquement intercumulus, étaient parfois kinkées. Une telle flexuration des olivines nécessite un régime de contraintes anisotropes tandis que la recristallisation sans déformation cisaillante aboutissant aux textures observées dans les troctolites de Suma'il implique un régime de contraintes isotropes. De plus, l'habitus des olivines, entourant des feldspaths ou des groupes de feldspaths à texture mosaïque, montre qu'elles ne représentent pas des reliques du manteau, qui auraient acquis leur structure antérieurement à l'épisode magmatique, ni à des porphyroclastes dans une matrice recristallisée. L'aspect des gabbros de la séquence crustale du massif de Salahi (Hilti) peut être expliqué par un phénomène de cristallisation lente à l'équilibre à très faible taux de surfusion (Lofgren, 1980; Ernewein, 1987; Nicolas and Ildefonse, 1996; Lamoureux et al., 1999), la texture partiellement mosaïque de certains gabbros crustaux n'est donc pas caractéristique d'un épisode thermique assez long comme cela semble être le cas pour les troctolites du manteau.

Donc, exception faite des troctolites à texture mosaïque qui représentent une singularité du manteau, on peut déduire de la similarité des lithologies et des textures que les conditions pétrogénétiques de formation des gabbros crustaux et mantellaires ont dû être relativement analogues. La comparaison "croûte – manteau" ne peut être poussée plus loin sur la base d'une description microscopique uniquement et elle sera approfondie plus tard dans le chapitre 3. Cependant, le cas des pyroxénites et des gabbronorites reste à

préciser : l'excessive abondance de ces lithologies dans le manteau fut une découverte car les études menées sur les filons du massif de Suma'il (Amri, 1995; Ceuleneer et al., 1996; Benoit et al., 1996; Benoit, 1997) avaient montré une forte prépondérance des faciès troctoliques et de gabbro à olivine. Cette prédominance des gabbronorites et pyroxénites à orthopyroxènes précoces parmi les faciès mantellaires contraste avec une richesse moindre (et surtout avec une extrême rareté de pyroxénites) dans la séquence crustale. Ces aspect seront discutés plus avant dans le chapitre 3.6.

2.9 Synthèse

L'analyse pétrographique des minéralogies et textures des échantillons de filon prélevés dans les péridotites mantellaires d'Oman conduit donc à distinguer 36 lithologies. Le tableau 2.2 en récapitule les principales caractéristiques et le tableau 2.3 récapitule les proportions des différents faciès.

1. Les imprégnations forment une famille lithologique très diversifiée regroupant quatre faciès (harzburgites à plagioclase, harzburgites à plagioclase et clinopyroxène, dunites à plagioclase et dunites à plagioclase et clinopyroxène) qui se présentent de façon diffuse sur le terrain, ce sont des méso- ou orthocumulats parfois partiellement recristallisés dont la cristallisation des plagioclases et des clinopyroxènes est tardive par rapport à celle des olivines.
2. Les troctolites forment un groupe lithologique relativement homogène d'adcumulats recristallisés témoignant d'une mise en place dans un encaissant chaud avec maintien de conditions subsolidus durant un temps assez long pour permettre d'atteindre l'équilibre textural. Les proportions modales sont assez variables mais les valeurs les plus fréquentes correspondent aux proportions cotectiques déterminées expérimentalement pour la cristallisation d'un MORB à basse pression (< 5 Kbar) et à une température voisine de 1200°C.
3. Les troctolites à clinopyroxène forment un groupe lithologique moins homogène, elles sont caractérisées par une forte hétérogénéité modale à l'échelle de l'échantillon et par un assemblage minéralogique plus proche d'un gabbro à olivine que d'une troctolite dans les zones riches en clinopyroxène. Ce sont des méso- ou orthocumulats à clinopyroxènes pœcilitiques ne présentant que rarement des zones recristallisées, leurs proportions modales sont très variables à l'échelle du filon, conséquence de la cristallisation du clinopyroxène sous forme de veines.
4. Les gabbros à olivine forment une famille lithologique très homogène qui regroupe trois faciès (gabbros à olivine, gabbros à olivine et amphibole et gabbros à olivine riches en opaques) mais un seul, les gabbros à olivine, est abondant (tableau 2.3). Ce sont des adcumulats ou des mésocumulats dont les proportions minéralogiques moyennes correspondent à celles déterminées expérimentalement pour la cristallisation d'un MORB à basse pression et à une température inférieure à 1200°C.

5. Les gabbros indifférenciés forment un groupe lithologique peu commun de filons, souvent assez altéré et qui regroupe deux faciès (gabbros *stricto-sensu* et gabbros à amphibole), ce sont des adcumulats ou des mésocumulats souvent déformés.
6. Les gabbronorites forment la famille lithologique la plus diversifiée parmi les faciès filoniens, regroupant neuf faciès différents (gabbros à olivine et orthopyroxène, gabbros à olivine, orthopyroxène et amphibole, gabbronorites, gabbronorites à olivine, gabbronorites à amphibole, gabbronorites riches en opaques, norites, norite à amphibole et norites à amphiboles riches en opaques), ce sont des adcumulats en l'absence d'amphibole et des mésocumulats en leur présence. Elles sont affectées par une déformation parfois poussée jusqu'à la mylonitisation (déformation qui n'a pas été documentée pour les raisons déja précisées)et l'aspect des orthopyroxènes permet de diviser cette famille en deux grands groupes : un premier où les orthopyroxènes, sub-automorphes à automorphes, sont précoces dans la séquence de cristallisation et un second où les orthopyroxènes, interstitiels à pœcilitiques sont tardifs. Lors de la cristallisation expérimentale d'un liquide de type MORB, l'orthopyroxène apparaît tardivement, à température relativement basse, suite à la cristallisation de l'olivine, du plagioclase et du clinopyroxène ; les gabbronorites à orthopyroxènes tardifs s'inscrivent donc dans la même logique (cristallisation d'un liquide proche du MORB) que les gabbros à olivine, voilà pourquoi, dans la suite de ce travail, celles-ci seront désormais toujours classées dans la famille des gabbros à olivine (voir tableau 2.2) et seront traitées avec les échantillons de cette dernière famille.
7. Les pyroxénites se présentent sur le terrain de deux façons différentes : en rubanement ou en filon, elles forment un groupe lithologique extrêmement abondant et diversifié qui inclut neuf faciès (webstérites, webstérites à plagioclase, webstérites à olivine, clinopyroxénites, clinopyroxénites à olivine, orthopyroxénites, orthopyroxénites à olivine, wehrlites, wehrlites à plagioclase) en plus des faciès harburgitiques et lherzolitique affleurant en rubanement. Leurs textures et minéralogies sont très variables.
8. D'autres lithologies sont moins courantes comme des faciès dioritiques à granitiques (diorites, granodiorites, trondhjémites, tonalites, et plagioclasites) et des diabases qui apparaissent en bordure de la section mantellaire, souvent proche de la croûte, elles se présentent sur le terrain souvent en intrusions métriques à décamétriques et sont caractérisées par une grande diversité minéralogique.

Famille	Lithologie	Mode d'affleurement	Composition Modale (dans l'ordre de cristallisation) [min-max %]					Texture
Trc.	Dunites à Plagioclase et Pyroxène	Imprégnations	Ol [25-80 %]	Pl [5-40 %]	Cpx [5-30 %]			Méso-Ortho-
	Dunites à Plagioclase	Imprégnations	Ol [50-90 %]	Pl [10-50 %]				Méso-Ortho-
	Harzburgites à Plagioclase et Pyroxène	Imprégnations	Ol [15-65 %]	Opx [10-25 %]	Pl [10-40 %]	Cpx [10-40 %]		Méso-Ortho-
	Harzburgites à Plagioclase	Imprégnations	Ol [45-70 %]	Opx [10-20 %]	Pl [2-20 %]			Méso-Ortho-
	Troctolites	Filons	Pl [30-90 %]	Ol [10-70 %]				Ad-
		Imprégnations						Mos.
	Troctolites à Clinopyroxène	Filons	Pl [30-80 %]	Ol [10-60 %]	Cpx [5-40 %]			Méso-
		Imprégnations						Mos.
G.Ol.	Gabbros à Olivine	Filons	Pl [10-75 %]	Ol [2-70 %]	Cpx [5-60 %]			Ad-Méso-
	Gabbros à Olivine et Amphibole	Filons	Pl [20-70 %]	Ol [2-35 %]	Cpx [15-40 %]	Am [10-35 %]		Méso-
	Gabbros à Olivine riches en Opaques	Filons	Pl [50-65 %]	Ol [15 %]	Cpx [5-15 %]	Opq [15 %]		Ad-
	Gabbros à Olivine et Orthopyroxène	Filons	Pl [10-65 %]	Ol [5-65 %]	Cpx [5-50 %]	Opx [5-20 %]		Ad-Méso-
	Gabbros à Olivine, Orthopyroxène et Amphibole	Filons	Pl [20-50 %]	Ol [10-40 %]	Cpx [10-40 %]	Opx [5-15 %]	Am [10 %]	Méso-
Gnor.	Gabbronorites à Olivine	Filons	Opx [5-40 %]	Cpx [5-50 %]	Ol [2-40 %]	Pl [10-40 %]		Ad-
	Gabbronorites	Filons	Opx [5-40 %]	Cpx [5-50 %]	Pl [5-90 %]			Ad-
	Gabbronorites à Amphibole	Filons	Opx [5-30 %]	Cpx [5-50 %]	Pl [10-70 %]	Am [10-40 %]		Méso-
	Gabbronorites riches en Opaques	Filons	Opx [15-30 %]	Cpx [5-25 %]	Pl [50-60 %]	Opq [15 %]		Ad-
	Norites	Filons	Opx [10-40 %]	Pl [55-90 %]				Ad-
	Norites riches en Amphiboles	Filons	Opx [10-30 %]	Pl [60-70 %]	Am [10-20 %]			Méso-
	Norites riches en Amphiboles et en Opaques	Filons	Opx [15-35 %]	Pl [40-60 %]	Opq [15 %]	Am [5-15 %]		Méso-
G.	Gabbros	Filons	Pl [30-80 %]	Cpx [20-70 %]				Ad-
	Gabbros à Amphibole	Filons	Pl [30-60 %]	Cpx [15-50 %]	Am [5-45 %]			Méso-
Pyr.	Webstérites à Plagioclase	Filons	Opx [35-50 %]	Cpx [40-60 %]	Pl [7-10 %]			Ad-Méso-
	Webstérites	Filons	Opx [10-85 %]	Cpx [10-90 %]				Ad-Méso-
	Webstérites à Olivine	Filons	Ol [15-30 %]	Opx [10-30 %]	Cpx [40-75 %]			Ad-Méso-
	Clinopyroxénites	Filons	Opx [< 10 %]	Cpx [> 90 %]				Ad-
	Clinopyroxénites à Olivine	Filons	Ol [10-25 %]	Cpx [75-85 %]				Ad-
	Orthopyroxénites	Filons	Opx [> 90 %]	Cpx [< 5 %]				Ad-Mos.
	Orthopyroxénites à Olivine	Filons	Ol [10-20 %]	Opx [75-85 %]	Cpx [< 10 %]			Ad-Mos.
	Wehrlites	Filons	Ol [15-70 %]	Cpx [25-80 %]	Opx [< 10 %]			Ad-Méso-
	Wehrlites à Plagioclase	Filons	Ol [30-60 %]	Cpx [20-65 %]	Pl [5-20 %]			Ad-Méso-
	Rubanements de pyroxènes	Rubanements	Ol [< 85 %]	Opx [> 10 %]	Cpx [< 60 %]			Ad-Mos.
F.H.	Diopsidites et gabbros	Filons	Cpx [> 40 %]	Ol [< 30 %]	Pl [< 60 %]	Sn [< 10 %]		Cor-
	Amphibololites	Filons	Am [> 95 %]					Ad-
	Diabases	Filons Intrusions	Pl [30-60 %]	Ol [< 15 %]	Cpx [20-40 %]	Am [10-30 %]		Dol-
Gra.	Diorites et Granodiorites	Filons Intrusions	Pl [40-85 %]	Am [10-60 %]	Qz [< 40 %]			Ad-Méso-
	Trondhjémites et Tonalites	Filons Intrusions	Pl [5-90 %]	Bt [< 15 %]	FK [< 40 %]	Qz [10-75 %]		Ad-Méso-
	Plagioclasites	Filons	Pl [> 95 %]					Acum-

TAB. 2.2 – Tableau récapitulant les principales caractéristiques pétrographiques des lithologies filonniennes de la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman. *Trc. : Troctolites ; G.Ol. : Gabbros à olivine ; G. : Gabbros indifférenciés ; Gnor. : gabbronorites ; Pyr. : pyroxénites ; F.H. : Faciès Hydrothermaux ; Gra. : faciès granitiques ; Pl : plagioclase ; Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Am : amphibole ; Qz : quartz ; Opq : opaques ; FK : feldspath potassique ; Bt : biotite ; Ad- : adcumulat ; Méso- : mésocumulat ; Ortho- : orthocumulat ; Mos. : mosaïque ; Dol- : doléritique ; Cor- : texture de corosion-recristallisation.*

Lithologie	N.m.	N.c.	P.ech.	P.Fam.	Symb.
Amphibololites	4	0	0.41 %		+
Diabases	4	0	0.41 %		*
Diorites et Granodiorites	32	3	3.58 %	8.09 %	□
Plagioclasites	4	1	0.51 %		▪
Trondhjémites et Tonalites	24	0	2.46 %		♉
Gabbros à Amphibole	3	4	0.72 %	1.54 %	+
Gabbros	6	2	0.82 %		□
Dunites à Plagioclase et Pyroxène	8	0	0.82 %	12.69 %	☆
Dunites à Plagioclase	7	0	0.72 %		▪
Harzburgites à Plagioclase et Pyroxène	10	0	1.02 %		★
Harzburgites à Plagioclase	4	0	0.41 %		◊
Troctolites	59	0	6.04 %		□
Troctolites à Clinopyroxène	34	2	3.68 %		▲
Gabbros à Olivine	201	9	21.49 %	23.13 %	●
Gabbros à Olivine et Amphibole	14	0	1.43 %		+
Gabbros à Olivine riches en Opaques	1	1	0.20 %		©
Gabbros à Olivine et Orthopyroxène	42	4	4.71 %	28.35 %	▽
Gabbros à Olivine, Orthopyroxène et Amphibole	6	1	0.72 %		⊕
Gabbronorites à Olivine	12	1	1.33 %		●
Gabbronorites	152	6	16.17 %		▲
Gabbronorites à Amphibole	16	0	1.64 %		+
Gabbronorites riches en Opaques	8	1	0.92 %		☆
Norites	17	0	1.74 %		▽
Norites riches en Amphiboles	6	1	0.72 %		⊕
Norites riches en Amphiboles et en Opaques	4	0	0.41 %		©
Webstérites à Plagioclase	3	0	0.31 %	24.46 %	■
Webstérites	96	0	9.83 %		◊
Webstérites à Olivine	6	0	0.61 %		●
Clinopyroxénites	73	1	7.57 %		▲
Clinopyroxénites à Olivine	10	0	1.02 %		●
Orthopyroxénites	17	0	1.74 %		▼
Orthopyroxénites à Olivine	4	0	0.41 %		○
Pyroxénites sous forme de rubanement	19	0	1.94 %		▽
Wehrlites	7	0	0.72 %		●
Wehrlites à Plagioclase	3	0	0.31 %		■
Diopsidites et gabbros hydrothermaux	22	0	2.25 %	2.25 %	▲

TAB. 2.3 – Tableau récapitulant les quantités et proportions des différentes lithologies filoniennes rencontrées dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman. *N.m. : nombre d'échantillons récoltés dans la section mantellaire ; N.c. : nombre d'échantillons récoltés dans la section crustale ; P.ech. : proportion du monbre total d'échantillons représentée par le nombre N.m. ; P.Fam : proportion du nombre total d'échantillons pour la famille lithologique carrespondante ; symb. : symbole utilisé par la suite pour désigner la lithologie correspondante sur les graphiques géochimiques et les cartes.*

Chapitre 3

Caractéristiques géochimiques des différentes phases minérales (les éléments majeurs et quelques éléments traces) ; Répartition des filons sur la surface de l'ophiolite

Un homme vint un jour auprès d'un maître vénéré et lui demanda :

– Lorsque j'invoque le nom du Bouddha Amida et que, envahi par le sommeil, j'en viens à négliger cet exercice, comment faire pour vaincre cet obstacle ?

– c'est bien simple, lui répondit le maître, invoque le nom d'Amida quand tu es éveillé.

– Adapté d'un conte Zen (Kenko, 1987).

cristal	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO
Plg	0.048	0.000	0.049	0.000	0.087	0.000	0.052	0.038	0.113	0.034	0.001
Olv	0.047	0.000	0.047	0.062	0.091	0.088	0.058	0.035	0.005	0.001	0.105
Cpx	0.048	0.189	0.044	0.066	0.092	0.089	0.058	0.041	0.115	0.035	0.000
Opx	0.048	0.132	0.045	0.052	0.091	0.073	0.056	0.035	0.110	0.034	0.000
Ilm	0.044	0.003	0.060	0.071	0.115	0.102	0.070	0.037	0.169	0.037	0.129
Sp	0.048	26.39	0.057	0.077	0.107	0.101	0.069	0.024	0.099	0.023	0.128
Am	1.384	0.041	0.026	0.008	0.006	0.010	0.370	0.021	0.034	0.006	0.003

TAB. 3.1 – Limites de détection analytique par élément et par minéral.

Les filons du manteau sont interprétés comme les reliques des conduits dans lesquels ont circulé des liquides magmatiques à l'aplomb d'un centre d'expansion océanique. Ces filons tels qu'on les observe sur le terrain sont donc représentés par des cumulats (dans le sens défini par Irvine, 1982) qui se sont formés à partir de liquides que l'on peut espérer relativement primitifs puisqu'ayant cristallisé avant injection dans la croûte. L'ensemble des processus ayant mené à leur mise en place a donc une influence considérable dans les mécanismes de formation et d'évolution de la croûte océanique.

L'analyse pétrographique des échantillons récoltés a montré une grande variabilité de minéralogie et de textures et a mené à la distinction entre deux séries majeures de roches : une série regroupant les familles des gabbronorites et des pyroxénites, caractérisée par l'abondance de l'orthopyroxène et la cristallisation précoce de ce minéral ; une série regroupant les familles des troctolites et les gabbros à olivine où, par opposition à la précédente, l'orthopyroxène est faiblement abondant et tardif, le plagioclase et/ou l'olivine représentant les phases les plus précoces. Aucune étude systématique sur les filons du manteau n'ayant jusqu'alors été réalisée, ce travail a consisté essentiellement en un " débroussaillage " de ce sujet et, compte tenu de la durée d'une thèse, il a fallu choisir entre faire l'analyse complète (majeurs, isotopes, éléments traces) de quelques échantillons ou bien faire une étude moins finie de chaque échantillon pour en avoir une plus exhaustive entre autre sur le plan géographique. La seconde option a été retenue en conséquence de quoi, un grand nombre d'échantillons a été récolté puis une analyse à la microsonde électronique des phases minérales de chaque roche a été systématiquement réalisée au détriment de l'acquisition de données éventuellement plus fines comme les traces et isotopes. Il n'y a donc encore que très peu de données éléments traces et isotopes en ce qui concerne les filons du manteau d'Oman, la majeure partie de celles-ci a été acquise par Mathieu Benoit (1997) sur les troctolites et gabbros à olivine du massif de Suma'il, zone géographique dans laquelle les pyroxénites sont particulièrement rares (voir chapitre 3.6) ; les seules analyses d'éléments traces ont porté ici sur une quinzaine de pyroxénites provenant de divers massifs, elles complètent brièvement le travail de Mathieu Benoit.

Sur le millier d'échantillons étudiés, une centaine était très altérée mais, dans tous les autres, au moins une phase minérale a pu être analysée, et dans plus de 800 cas, c'est la paragénèse complète qui a pu faite l'objet d'analyses à la microsonde ; les conditions analytiques sont standard, le programme d'analyse implicant une tention d'accélération de 15 kV et un courant de 20 nA. La disquette jointe au manuscrit contient trois tables,

cristal	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	$Mg\#$	$Ca\#$
Plg	0.651	0.099	0.472	0.000	0.090	0.000	0.087	0.271	0.204	0.042	0.000	0.000	0.861
Olv	0.570	0.085	0.116	0.088	0.488	0.096	0.684	0.051	0.000	0.000	0.123	1.391	0.071
Cpx	0.677	0.078	0.118	0.083	0.263	0.089	0.356	0.348	0.092	0.048	0.000	2.096	1.701
Opx	0.711	0.081	0.101	0.065	0.431	0.081	0.503	0.069	0.071	0.042	0.000	1.528	0.190
Ilm	0.148	0.725	0.141	0.133	0.739	0.234	0.079	0.059	0.109	0.079	0.089	0.185	0.143
Sp	0.150	0.074	0.380	0.509	0.696	0.110	0.279	0.037	0.073	0.018	0.118	1.048	0.115
Am	1.455	0.010	0.047	0.011	0.022	0.009	0.435	0.051	0.032	0.005	0.003	1.944	1.199

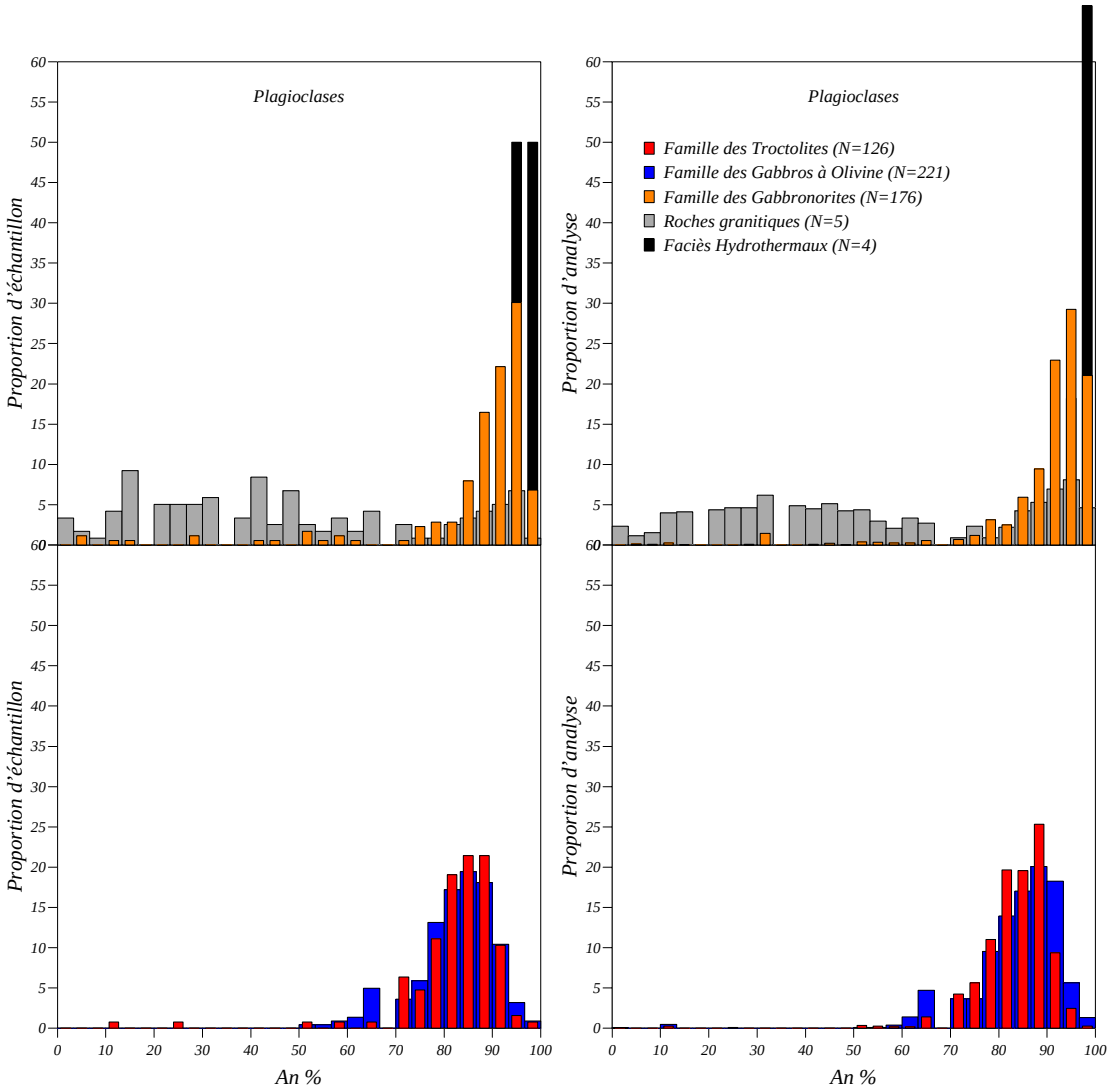
TAB. 3.2 – Barres d'erreur analytique par élément et par minéral ; $Mg\#$ *: rapport* $100\frac{Mg}{Mg+Fe}$ *;* $Ca\#$ *: rapport* $100\frac{Ca}{Ca+Na}$.

la première (*Table1.pdf*) est équivalente aux tables 2.2 et 2.3 et donne les principales caractéristiques pétrographiques pour chacun des 36 faciès décrits ; les fichiers *Table2.pdf* et *Table3.pdf* présentent les données de terrain et les caractéristiques lithologiques pour chaque échantillon (*Table2.pdf*) et les compositions chimiques moyennes de chaque échantillon pour quelques éléments (*Table3.pdf*) ; le fichier *Tables.xls* contient les tables 2 et 3 au format *excel*. Dans les Tables 2 et 3, les échantillons sont classés par lithologie (ordre des lithologies donné dans la table 1) puis par zone géographique, Chaque type lithologique défini au chapitre précédent sera représenté dans les graphiques qui vont suivre par une combinaison symbole-couleur qui a été donnée dans le tableau 2.3 ; compte tenu du nombre de faciès déterminés, il aurait été trop lourd de rappeler la légende à chaque graphique, la combinaison symbole-couleur donnée en tableau 2.3 sera donc celle qui sera toujours utilisée par la suite et il faudra se reporter à ce tableau récapitulatif pour la lecture des graphiques. D'un point de vue pratique, la gamme de couleur utilisée reste la même pour une famille lithologique donnée (troctolite, gabbro à olivine, gabbro, gabbronorite, pyroxénite, faciès granitiques et faciès hydrothermaux) et change d'un groupe à l'autre. Sur tous les graphiques, la ligne rouge représente la limite de détection de la microsonde et les croix noires figurent les barres d'erreurs analytiques pour l'élément et le minéral concerné, ces limites de détection et barres d'erreur pour chaque élément sont présentées dans les tableaux 3.1 et 3.2.

3.1 Chimie des Feldspaths

Les plagioclases représentent une phase dominante pour toutes les familles lithologiques, la famille des pyroxénites exceptée, ils se présentent en grains automorphes inclus dans les autres phases minérales dans les troctolites, troctolites à clinopyroxène et dans la famille de gabbros à olivine. Dans les faciès d'imprégnation de la péridotite, ils se présentent en plages pœcilitiques englobant les phases les plus précoces (olivine et orthopyroxène).

La gamme de variation des plagioclases étudiés est assez large (50 % à 100 % d'anorthite, figures 3.1 et 3.2) pour les familles des troctolites et des gabbros à olivine ; elle couvre la totalité du champ de variation possible (entre 0 % et 100 % d'anorthite) pour la famille des gabbronorites et pour les faciès différenciés (granodiorites, plagioclasites, trondhjémites et tonalites). Les éventails de composition des plagioclases des troctolites et des gabbros à olivine se recouvrent grossièrement avec une grande majorité d'échantillons



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.1 – Histogrammes des teneurs en anorthite des plagioclases analysés pour chaque famille de faciès.

dont la composition est comprise entre 80 % et 95 % d'anorthite, par contre la majorité des gabbronorites contient des plagioclases plus calciques dont la teneur en anorthite varie entre 90 % et 100 %. Les werhlites à plagioclase présentent des plagioclases de compositions peu variables dont la teneur en anorthite est proche de 86 % ; les webstérites à plagioclase contiennent des plagioclases plus calciques dont la composition va de 90 % à 95 %. Pour les faciès granitiques (trondhjémites et tonalites), les compositions des plagioclases s'échelonnent entre 0 % et 50 % d'anorthite, les diorites et granodiorites présentent des compositions plus variables et plus calciques avec des teneurs en anorthite comprises entre

20 % et 95 % ; les plagioclasites sont remarquablement variables, le pourcentage d'anorthite allant de 0.5 % pour l'échantillon 00 RU 23d à 96 % pour les anorthosites 00 RU 22 et 00 NA 26b. Parmi les faciès troctolitiques, les péridotites imprégnées ne présentent pas les plagioclases les plus calciques, les dunites imprégnées notamment se regroupent en majorité vers 80 % d'anorthite ; les harzburgites à plagioclase et/ou clinopyroxène par contre sont plus calciques, les teneurs en anorthite des plagioclases étant majoritairement autour de 90 %. Au chapitre 2, il était apparu qu'une vingtaine d'échantillons présentait des textures inhabituelles de corrosion-recristallisation tout à fait différentes des textures de cumulat présentées par les autres lames, ces échantillons – désormais spécifiés sous la dénomination diopsidites et gabbros hydrothermaux – se distinguent à nouveau ici par un chimisme particulier des phases, à commencer par le plagioclase dont la teneur en anorthite est anormalement élevée (de 96 % à 100 %).

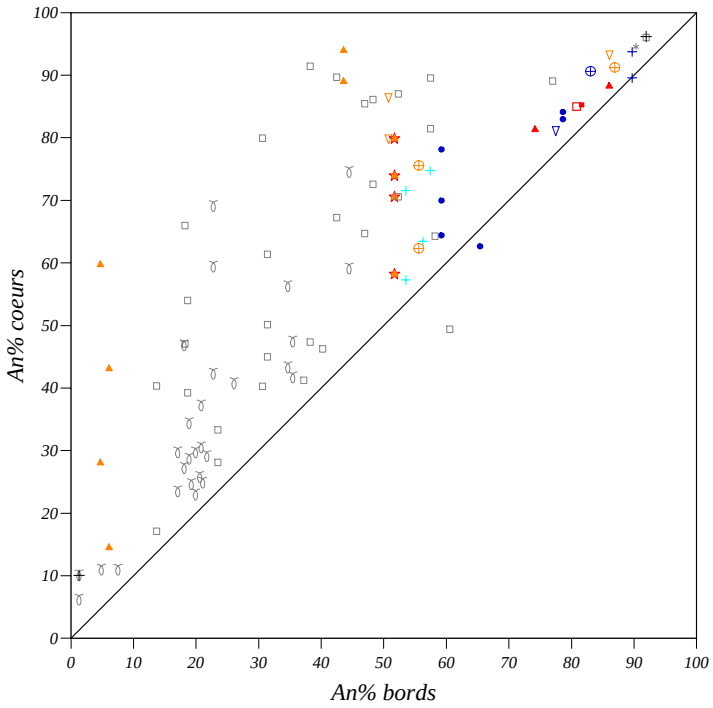


FIG. 3.5 – Diagramme montrant l'évolution bord/cœur de la teneur en anorthite des plagioclases zonés. Pour ce graphiques ainsi que pour les suivants, les croix noires représentent les barres d'erreur analytiques.

Les teneurs en fer, potassium et magnésium des plagioclases sont toujours faibles. Le magnésium se trouve toujours en dessus de la limite de détection, il en va de même pour le potassium sauf dans une dizaine de granits contenant une proportion conséquente de feldspaths alcalins (2 % à 40 %) dont la teneur en orthose varie de 75 % à 95 %. La concentration en Fe_2O_3 est toujours très faible dans les feldspaths potassiques (moins de 0.2 %) mais elle est la plupart du temps bien au-dessus de la limite de détection dans les plagioclases (jusqu'à plus de 1 %), excepté pour les faciès hydrothermaux où elle est quasiment nulle. Cette concentration de varie très peu d'un type lithologique à l'autre, la dispersion est forte au sein d'une même famille de faciès.

Dans la grande majorité des lames, les plagioclases sont globalement homogènes avec des variations de teneur en anorthite n'excédant pas 3 % et ne présentent aucun zonage cœur-bord ; une cinquantaine d'échantillons cependant, essentiellement des diabases, granits, granodiorites et quelques pegmatites de gabbros à olivine, troctolites, gabbronorites et norites montrent un zonage optique associé à une diminution plus ou moins forte de la proportion d'anor-

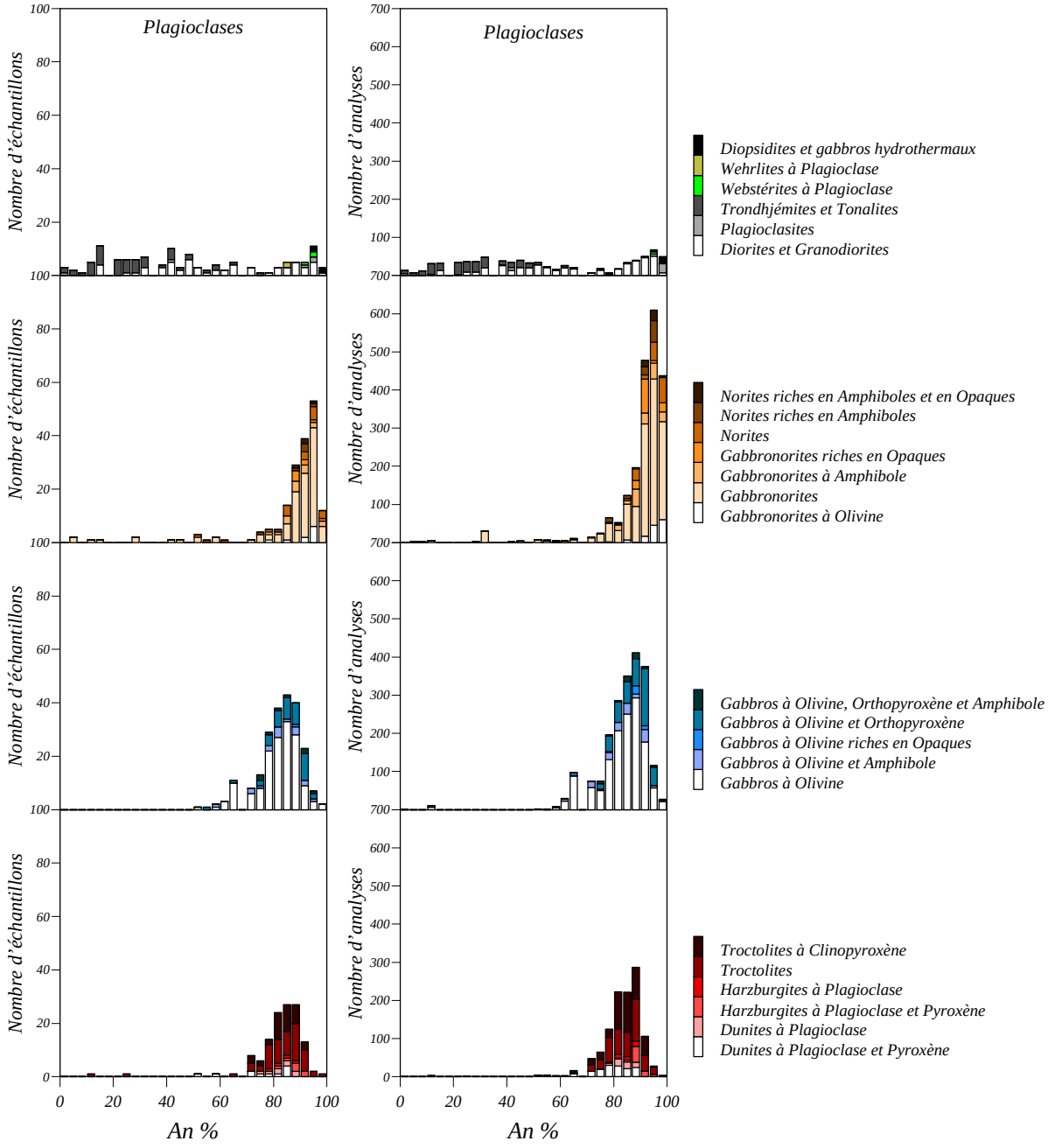
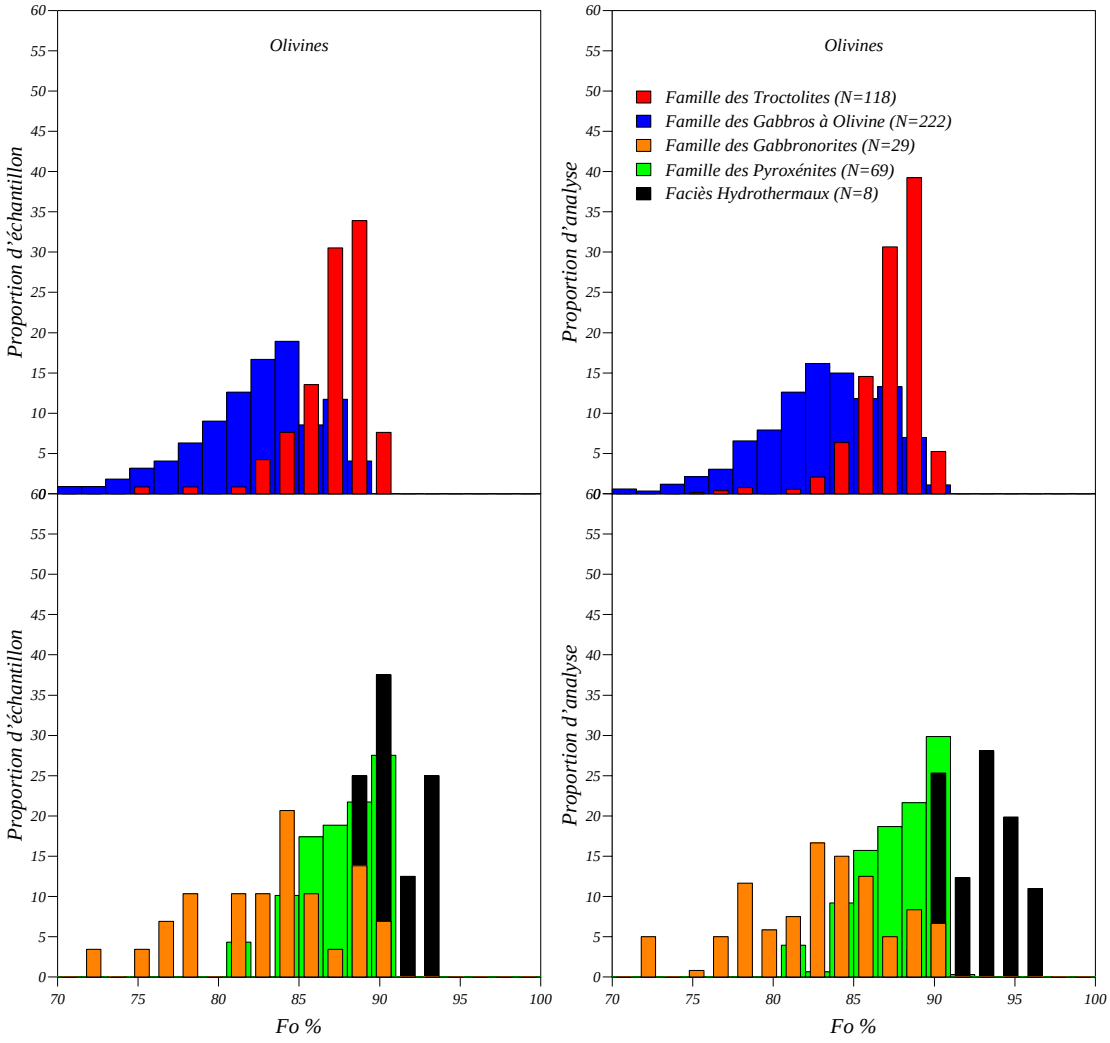


FIG. 3.2 – Histogrammes des teneurs en anorthite des plagioclases analysés pour tous les faciès contenant ce minéral.



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.3 – Histogrammes des teneurs en forstérite des olivines analysées, donnés pour chaque famille de faciès.

thite (de 5 % à 50 %, figure 3.5) depuis le cœur vers le bord. De tels zonages sont assez commun dans les gabbros et peuvent être expliqués par la cristallisation fractionnée de plagioclases entraînant la diminution de la teneur virtuelle en anorthite du liquide et la précipitation de cristaux de plagioclase de plus en plus sodiques. Deux échantillons seulement (échantillons 01 MB 8a et 99 NA 33) présentent un zonage inverse avec une nette augmentation de la teneur en anorthite du cœur vers le bord.

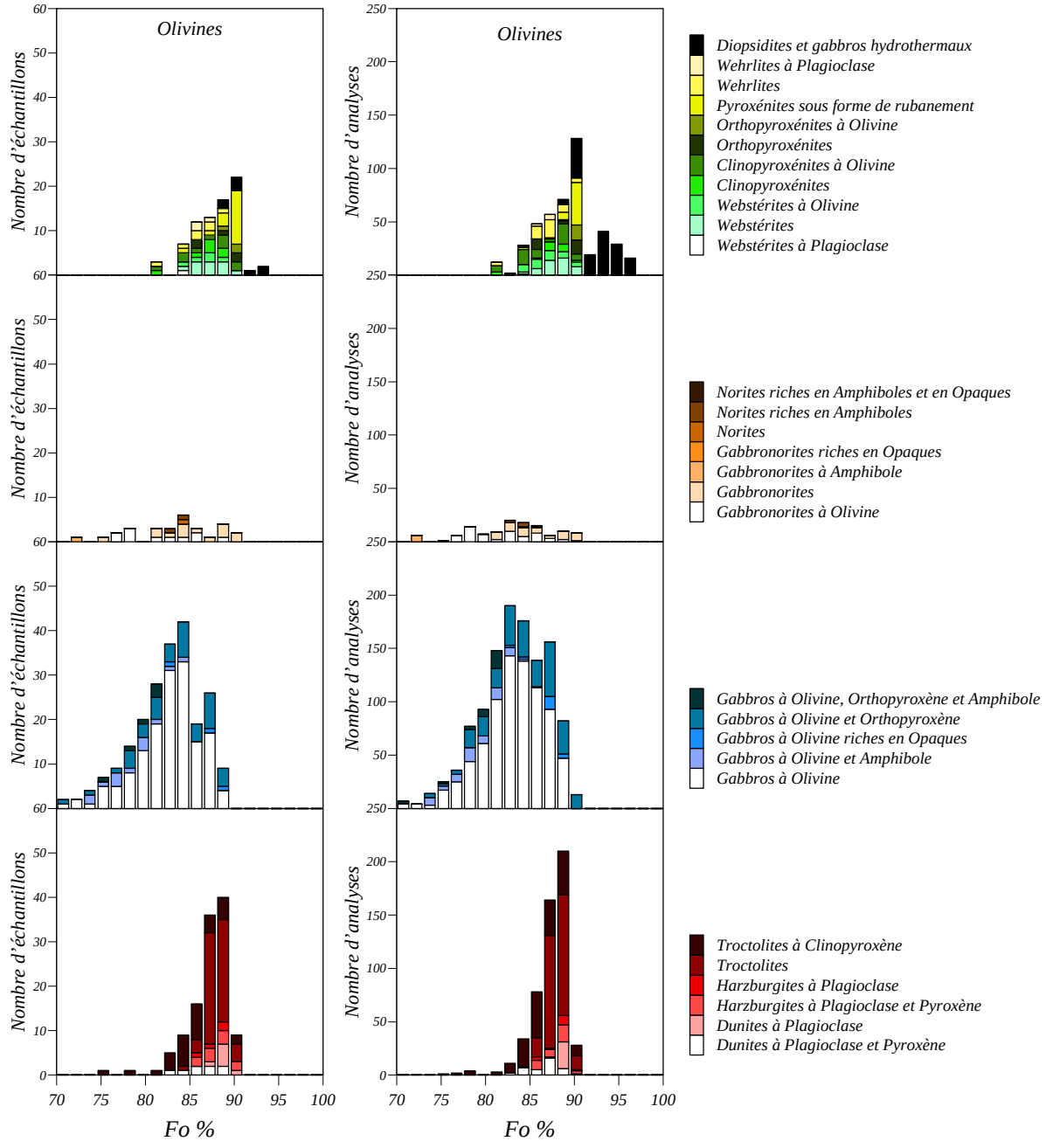
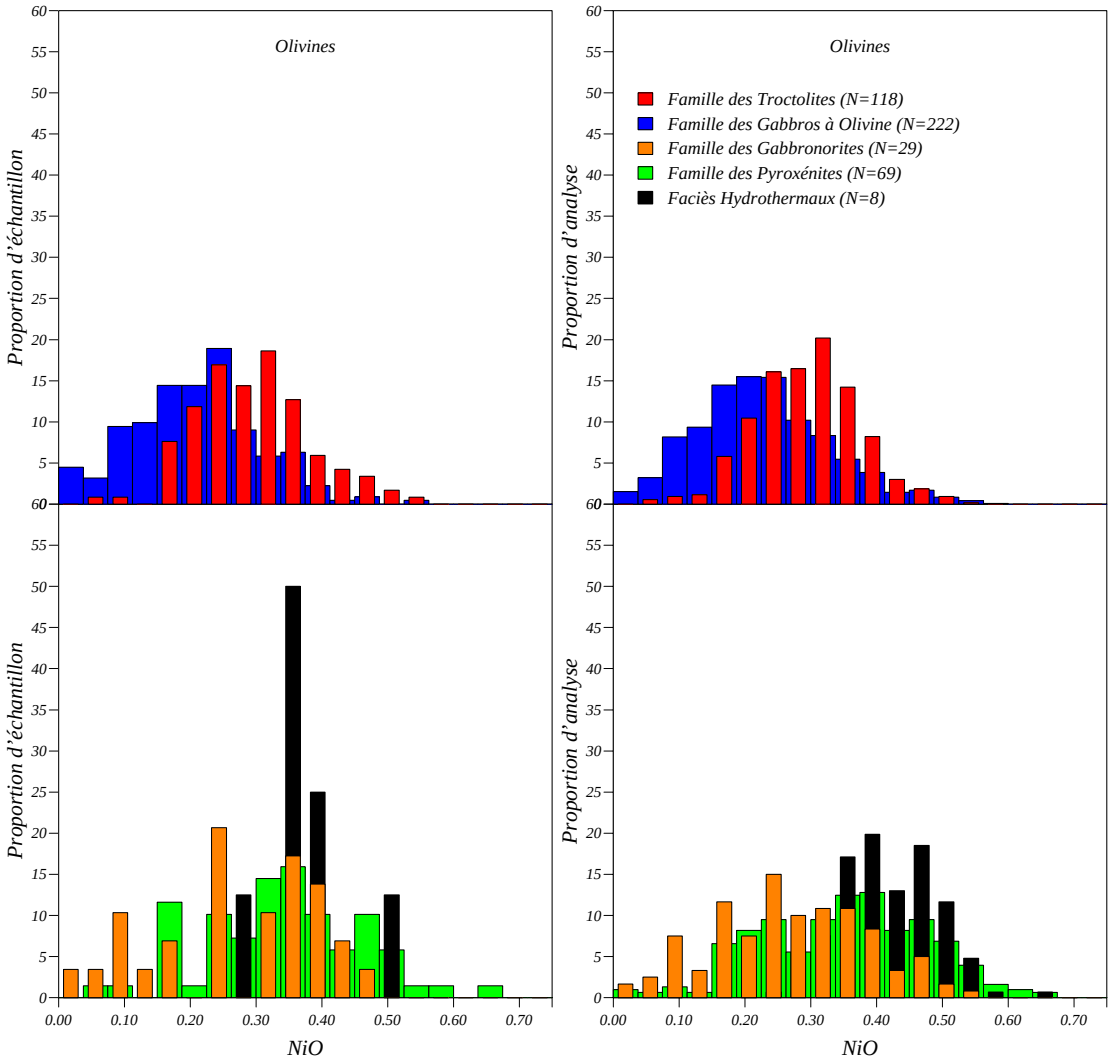


FIG. 3.4 – Histogrammes des teneurs en forstérite des olivines analysées pour tous les faciès contenant ce minéral.



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.6 – Histogrammes des teneurs en nickel des olivines analysées donnés pour chaque famille de faciès.

3.2 Chimie des Olivines

Les olivines représentent la phase principale des imprégnations dans les péridotites (plus de 30 %) dont elles constituent la phase précoce, présentes en proportions assez fortes dans les troctolites, les gabbros à olivines et la plupart des pyroxénites, elles sont absentes dans les gabbronorites (sauf pour un type lithologique peu abondant de cette famille : les gabbronorites à olivine) et dans certains types de pyroxénites (voir tableau 2.2). Elles constituent aussi une phase précoce dans les pyroxénites contenant cette phase minérale mais elles cristallisent à la suite des plagioclases dans les troctolites et gabbro(norites) à

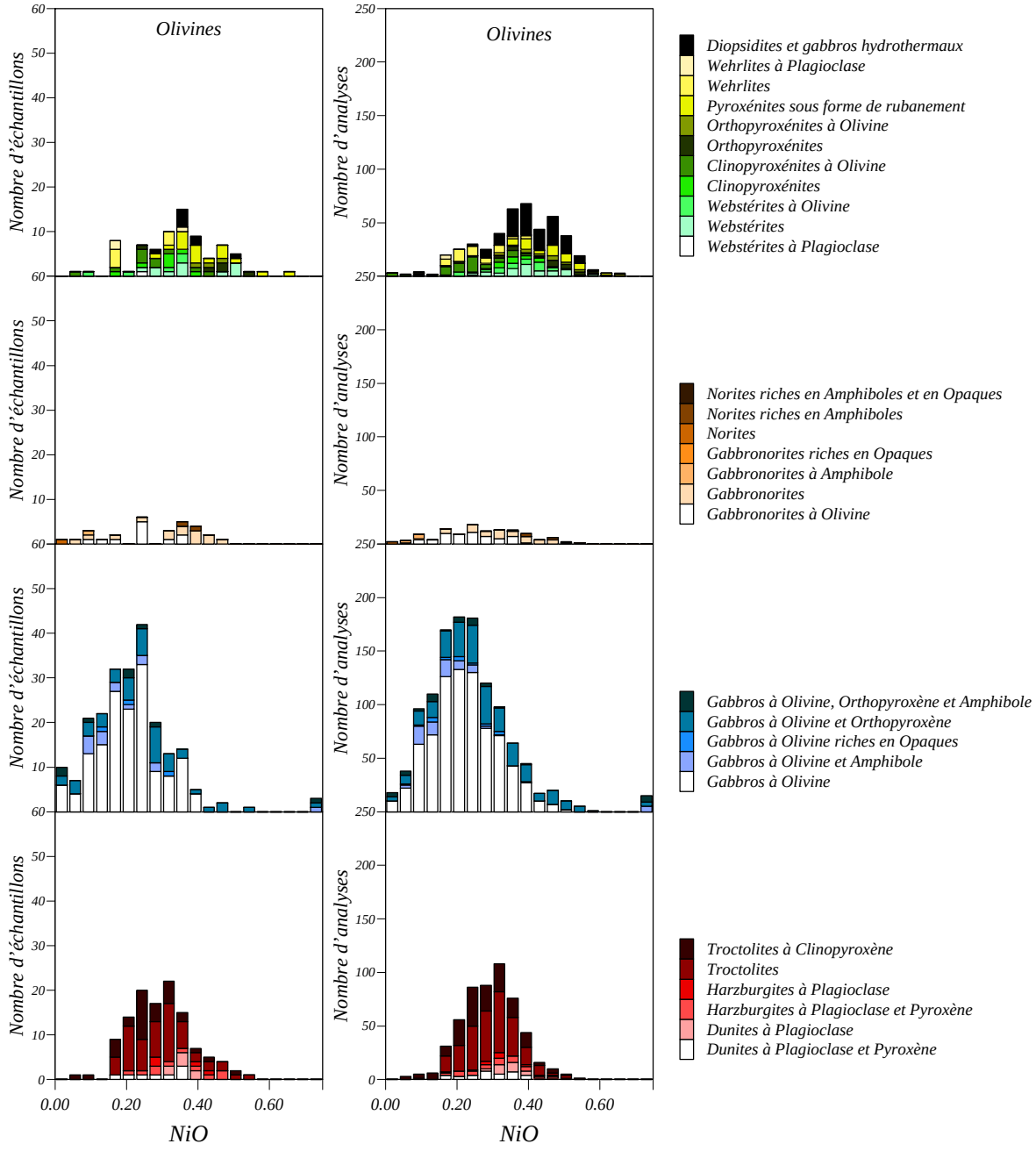


FIG. 3.7 – Histogrammes des teneurs en nickel des olivines analysées pour tous les faciès contenant ce minéral.

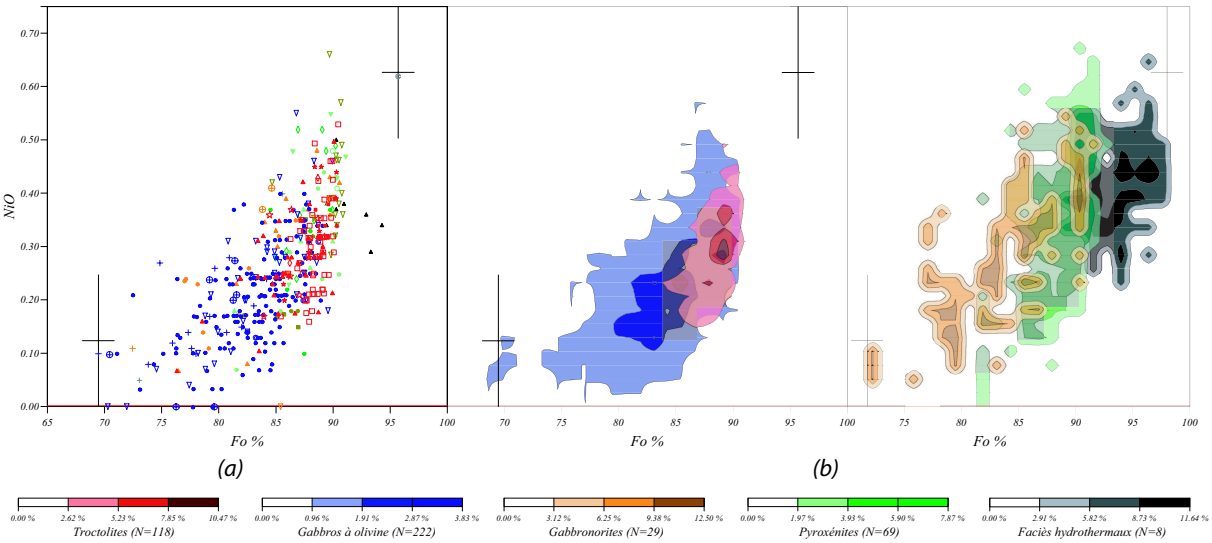
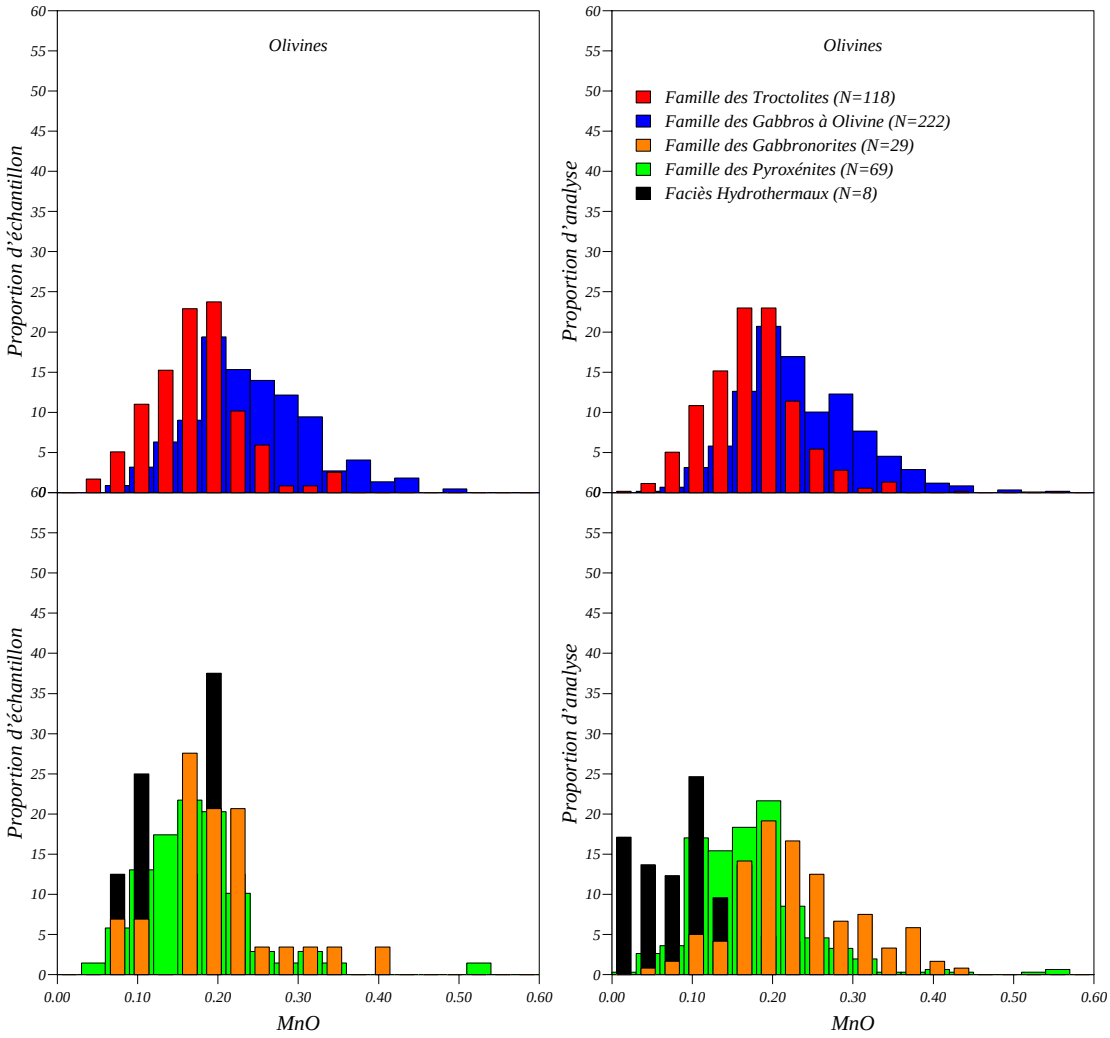


FIG. 3.8 – Diagrammes Ni-Fo% montrant l'évolution des compositions des olivines en fonction du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3, dans ce diagramme ainsi que dans le suivant la ligne rouge représente la limite de détection de la microsonde et les croix noires, les barres d'erreur analytiques ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

olivine.

Dans tous les faciès où elle est présente, l'olivine est très magnésienne avec un taux de forstérite ($Fo = 100\ \frac{Mg}{Mg+Fe}$) supérieur à 70 % (voir figures 3.3 et 3.4). Le pourcentage en forstérite varie de 75 % à 91 % pour les troctolites et est compris entre 85 % et 90 % pour la grande majorité des échantillons appartenant à cette famille lithologique ; il varie de 70 % à 90 % pour la famille des gabbros à olivine et reste dans un intervalle de 80 % à 85 % pour une majorité d'échantillon ; les échantillons de gabbronorite contenant de l'olivine sont assez rares mais pour ceux-ci, la teneur en forstérite est comprise entre 70 % et 90 %, la dispersion est plus grande que pour les lithologies précédentes et le pic de fréquence entre 80 % et 85 % est nettement moins marqué (figure 3.4) ; la gamme de variation des compositions des olivines dans la famille des pyroxénites est plus restreinte, elle s'étale entre 80 % et 90 % et la majorité des échantillons appartenant à ce groupe présente une teneur en forstérite comprise entre 85 % et 90 %. Les échantillons hydrothermaux se distinguent encore ici des autres échantillons avec des olivines hautement magnésiennes ($Fo > 90$). Dans le détail (voir figure 3.4), la totalité des échantillons présentant des teneurs en forstérite supérieure à 91 % sont des gabbros hydrothermaux. Les troctolites au sens strict ne contiennent que très rarement des olivines dont le taux de forstérite descend en dessous de 85 % mais les olivines des troctolites à clinopyroxène couvrent globalement tout le domaine de composition entre 75 % et 91 % de forstérite. Les faciès évolués de



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.9 – Histogrammes des teneurs en manganèse des olivines analysées donnés pour chaque famille de faciès.

gabbros à olivine (gabbros à olivine contenant de l'orthopyroxène et/ou de l'amphibole) se placent toujours en dessous de Fo_{84}, mais ce phénomène n'est pas observé pour les gabbros à olivine et orthopyroxène et pour les gabbros à olivine riches en opaques.

De faibles quantités de nickel, calcium, manganèse et chrome sont présentes dans les olivines, pour le calcium et le chrome, les concentrations sont en dessous de la limite de détection de la microsonde, par contre, les teneurs en nickel et manganèse sont plus élevées (voir figures 3.9, 3.10, 3.11, 3.9, 3.10 et 3.11) et ont pu être analysées. À de si faibles concentrations, les barres d'erreur restent relativement importantes mais on peut tout de même souligner certains faits : les troctolites se regroupent dans des intervalles

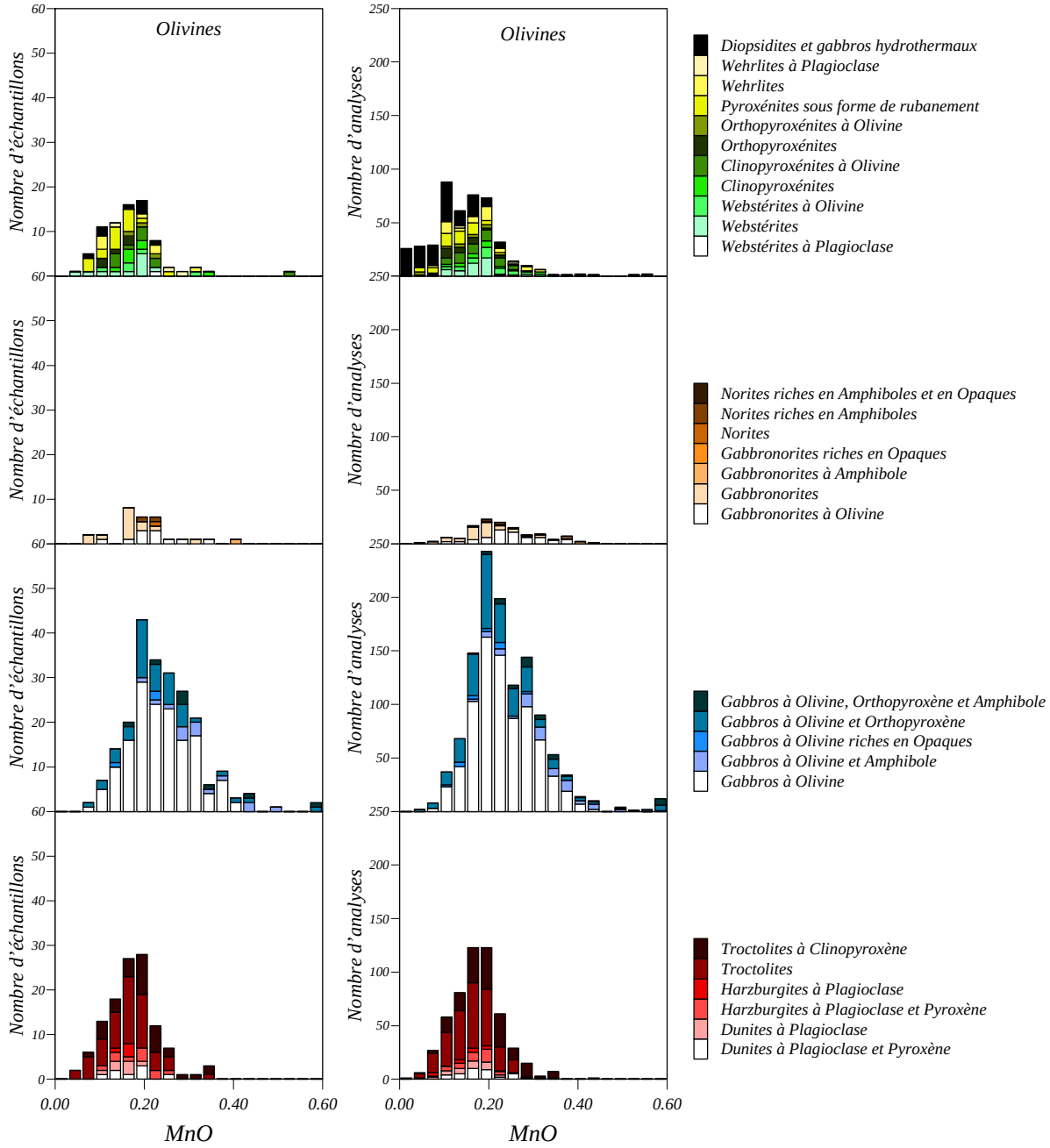


FIG. 3.10 – Histogrammes des teneurs en manganèse des olivines analysées pour tous les faciès contenant ce minéral.

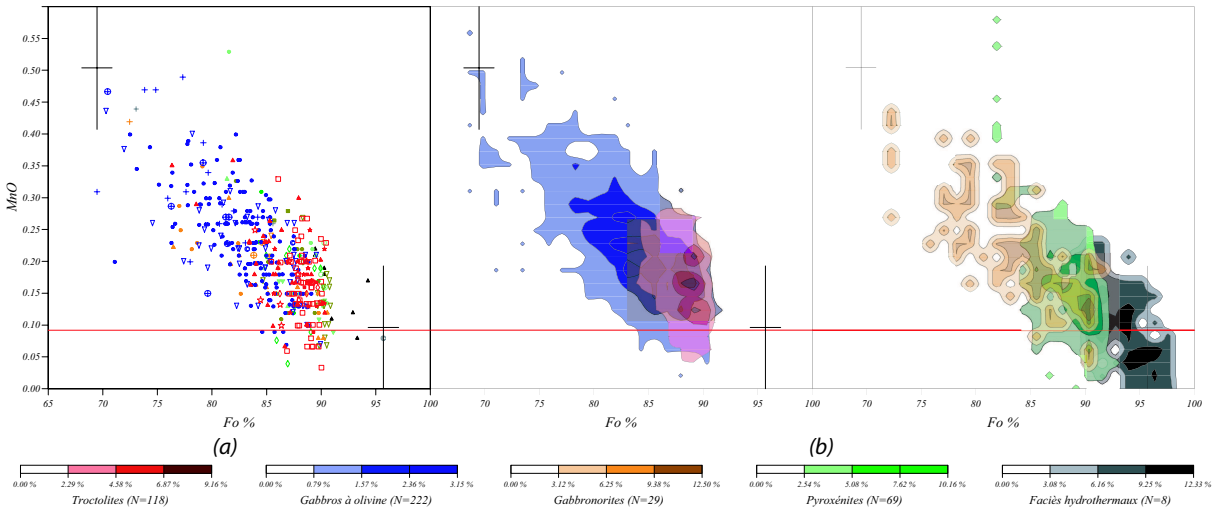
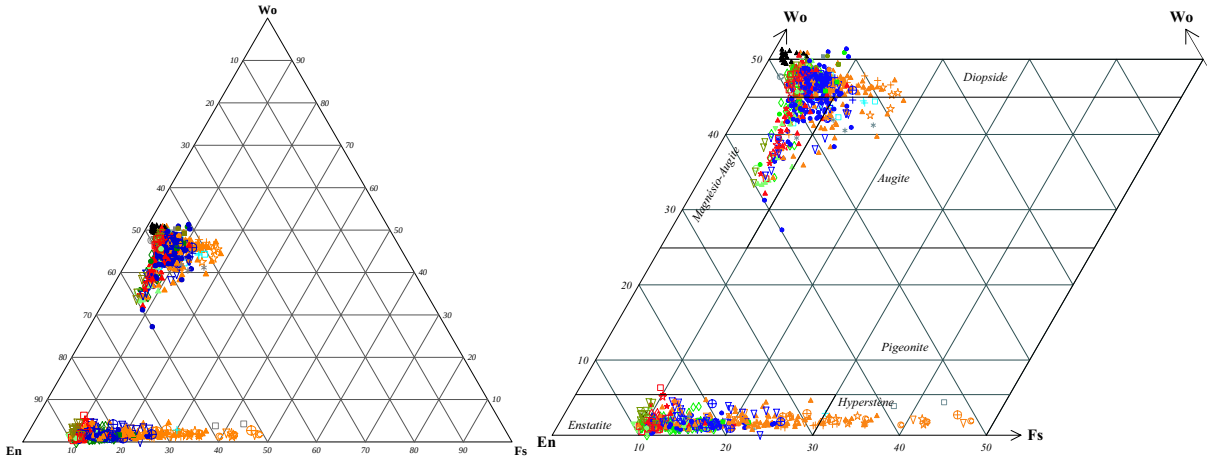


FIG. 3.11 – Diagrammes montrant l'évolution de la composition en manganèse des olivines en fonction de la teneur en forstérite et des types lithologiques. *(a)* : Les points représentent la composition moyenne de chaque échantillon (voir tableau 2.3 pour la légende) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur la totalité des analyses obtenues à la microsonde.

de composition relativement restreints (de 0.25 % à 0.35 % pour le nickel et de 0.1 % à 0.2 % pour le manganèse) et sont en moyenne plus riches en nickel et plus pauvres en manganèse que les gabbros à olivine. Les gabbros à olivine couvrent un domaine de composition très large, la majorité des échantillons appartenant à cette famille lithologique présentent cependant une proportion de manganèse comprise entre 0.15 % et 0.30 % (figures 3.9 et 3.10) et une proportion de nickel comprise entre 0.15 % et 0.20 % (figures 3.6 et 3.7) ; les diagrammes représentant les concentrations de nickel (figure 3.8) et manganèse (figure 3.11) en fonction de la teneur en forstérite des olivines montrent une diminution de la proportion de nickel et une augmentation de celle de manganèse quand le taux de forstérite diminue. Le spectre des gabbronorites concernant le nickel est globalement plat et couvre l'ensemble de la gamme de composition (figure 3.7) montrant une grande dispersion de composition en ce qui concerne cet élément et ce type lithologique, par contre, une majorité d'échantillons de gabbronorite présentent une concentration de manganèse de 0.15 % à 0.30 % ; les diagrammes représentant les concentrations en NiO et MnO en fonction de la teneur en forstérite montrent des nuages de points et de densité pour les gabbronorites recouvrant grossièrement ceux des gabbros à olivine. Comme les troctolites, les pyroxénites restent dans des gammes restreintes de composition (en moyenne 0.1 % - 0.2 % pour le manganèse et 0.25 % - 0.35 % pour le nickel) ; la dispersion est assez forte pour le nickel mais les nuages de points et de densité pour le manganèse occupent approximativement la même position que ceux des troctolites dans les diagrammes $Fo - NiO$ et $Fo - MnO$. La teneur en manganèse des faciès hydrothermaux est remarquablement faible par rapport à celles des autres familles lithologiques, la concentration de nickel reste toujours relativement forte mais elle présente surtout une dispersion très importante.



(a) (b) détail de *(a)*

FIG. 3.12 – compositon des pyroxènes dans le triangle En (enstatite) – Wo (Wollastonite) – Fs (Ferrosilite) ; chaque point représente la moyenne des mesure pour un échantillon donné. Voir tableau 2.3 pour la signification des symboles.

Les analyses n'ont pu montrer aucune variation conséquente de la chimie des olivines au sein d'un même échantillon, en particulier, la teneur en forstérite n'oscille jamais de plus d'un ou deux pour-cent, ce qui entre dans la barre d'erreur analytique. Les olivines sont donc globalement homogènes pour un échantillon donné, et ce y compris pour les faciès d'imprégnation dans les péridotites, l'utilisation des moyennes par échantillons pour la représentation de certains graphiques se justifie donc.

Conclusion

Le chimisme des olivines montre une dispersion relativement forte des données, cependant, on peut noter une évolution très nette d'une famille lithologique à l'autre : en particulier, les faciès hydrothermaux à texture particulière de corrosion- recristallisation ont confirmé leur nature " exotique " par un chimisme inhabituel pour ses olivines et ses plagioclases. En ce qui concerne les faciès plus " classiques ", les olivines deviennent en moyenne plus ferriques, plus riches en nickel et plus pauvres en manganèse lorsque l'on passe des faciès troctolitiques aux gabbros à olivine. Ces observations sont compatibles avec une évolution par cristallisation fractionnée d'un magma type MORB à basse pression, l'apparition du clinopyroxène dans les gabbros à olivine correspondant à des olivines plus ferriques. Cette supposition ne peut ici être étendue aux gabbronorites, essentiellement du fait de la très faible quantité d'échantillons de ce groupe lithologique contenant de l'olivine qui a pour conséquence une dispersion à peu près homogène des données sur l'intervalle de composition considéré. Le domaine de composition des gabbronorites recouvre celui des gabbros à olivine et la densité de points y est globalement constante.

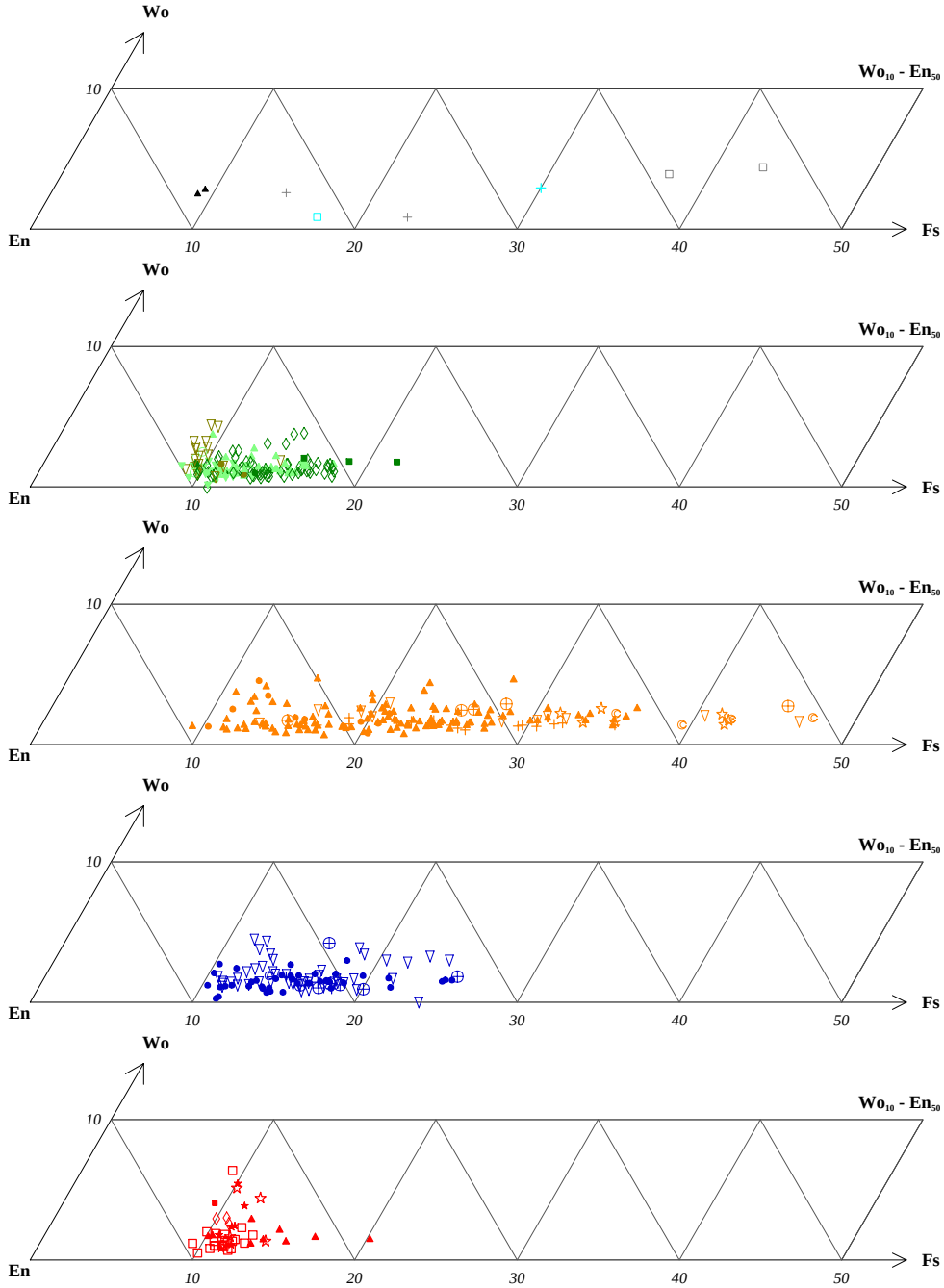
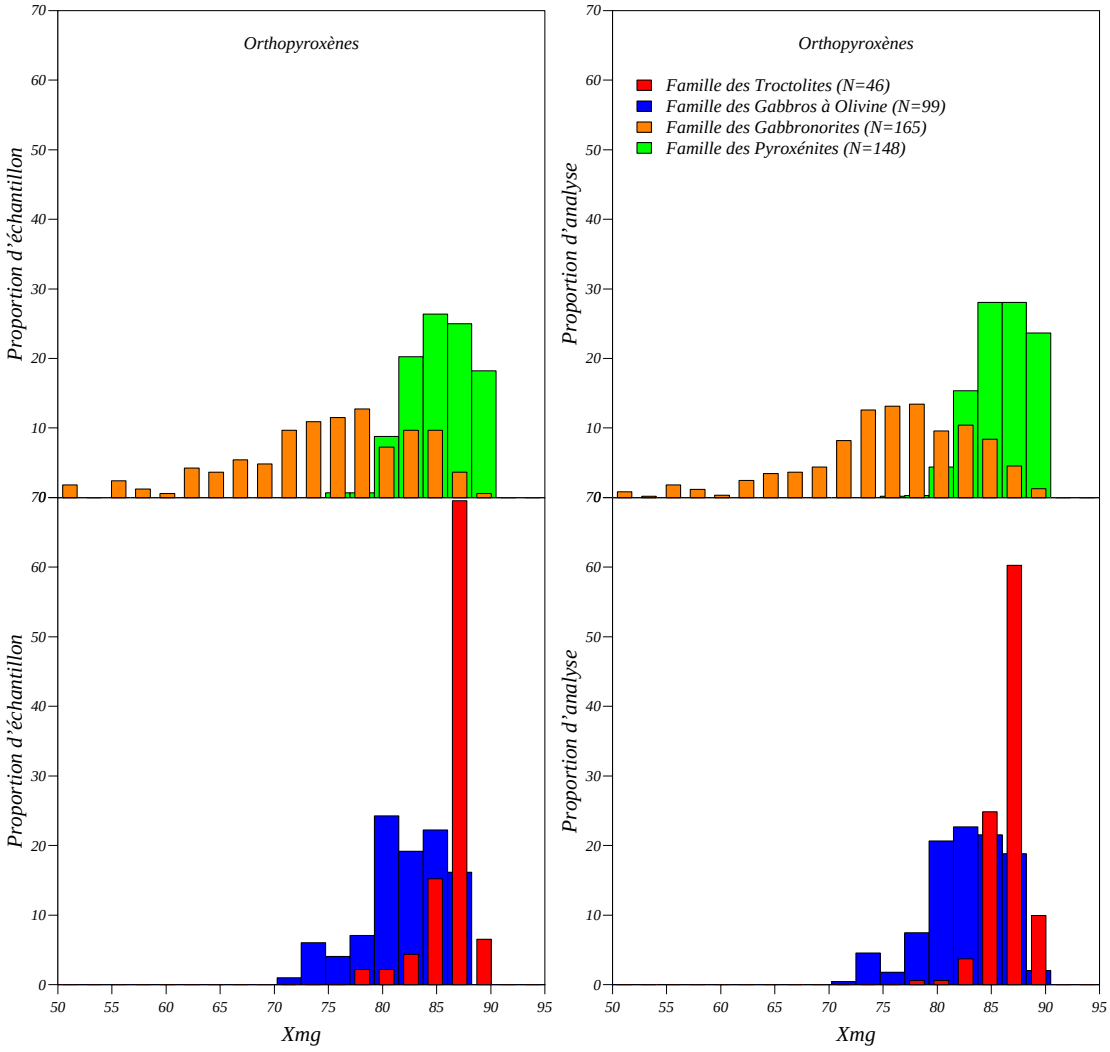


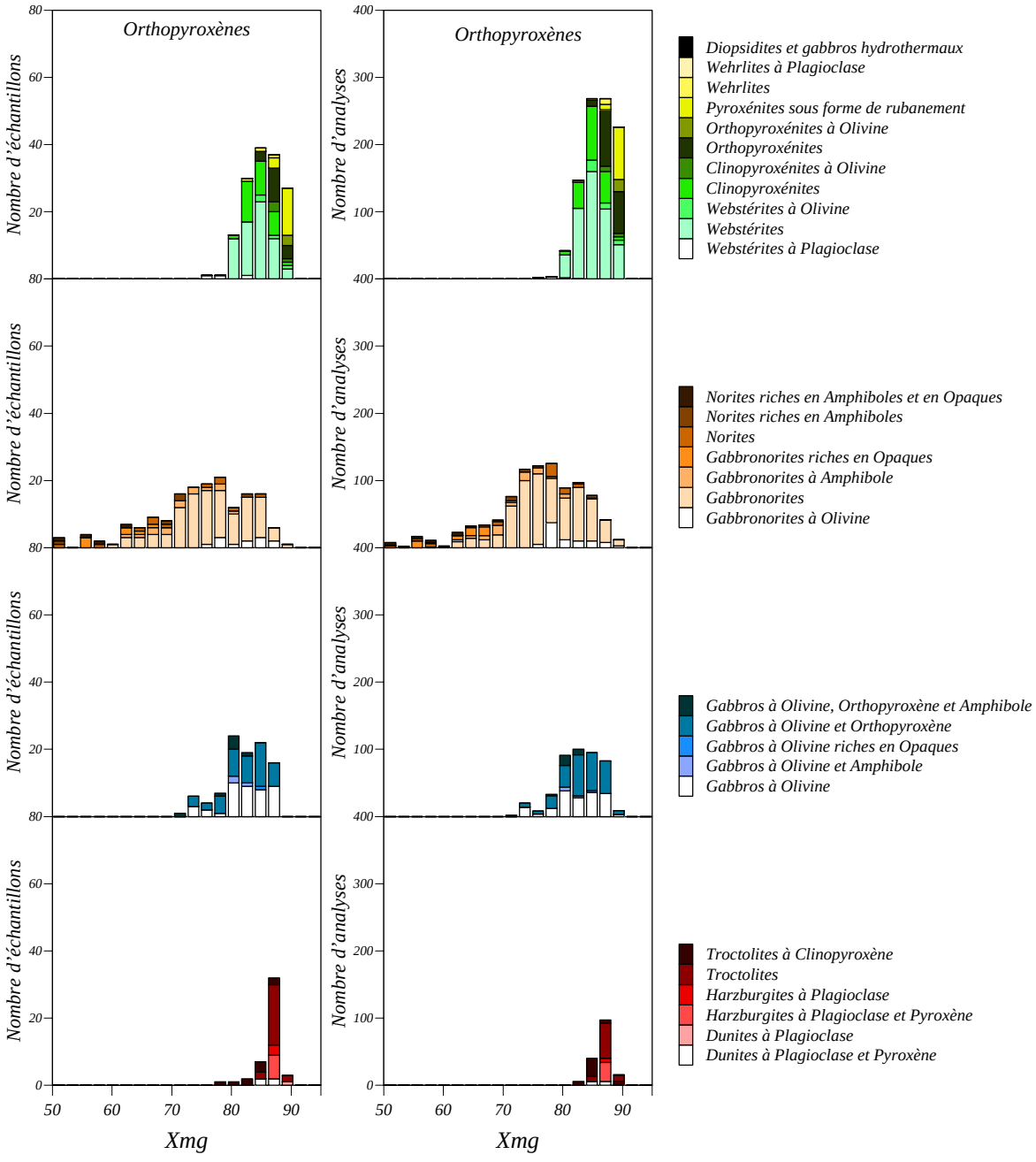
FIG. 3.13 – Détail du triangle En – Wo – Fs donnant les compositions des orthopyroxènes pour chaque famille lithologique (de haut en bas : granits, gabbros indifférendiés et faciès hydrothermaux ; famille des pyroxénites ; famille des gabbronorites ; famille des gabbros à olivine ; famille des troctolites).



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

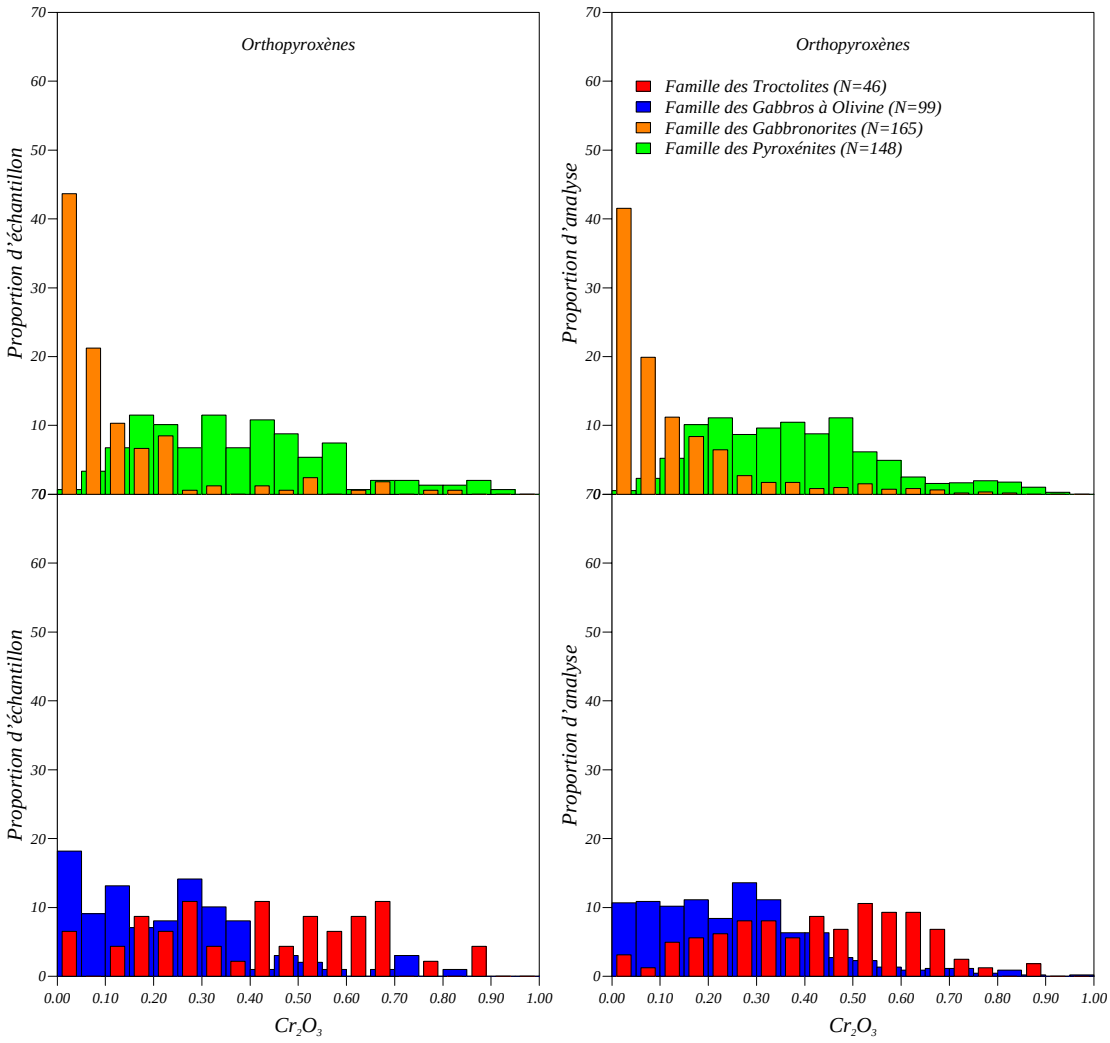
FIG. 3.14 – Histogrammes donnant les proportions d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* de chaque famille de faciès pour un intervalle donné du $Xmg = 100\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des orthopyroxènes analysés.

Les olivines des pyroxénites présentent des compositions très primitives, proches de celles des troctolites, cette observation pourrait être expliquée si l'on considère les pyroxénites comme issues de la cristallisation à haute pression du même magma de type MORB que celui à l'origine des troctolites et des gabbros à olivine, le clinopyroxène devenant la phase cumulus à la place du plagioclase pour une pression excédant 5 Kbar (Presnall et al., 1978; Presnall et al., 1979; Grove et al., 1992) ; cependant, cela n'explique pas le fait que l'orthopyroxène et non le clinopyroxène soit le plus généralement la phase précoce des pyroxénites étudiées ici.



(a) (b)

FIG. 3.15 – Histogrammes donnant les nombres d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* pour chacun des types lithologiques définis et pour un intervalle donné du $Xmg = 100\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des orthopyroxènes.



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.16 – Histogrammes des teneurs en chrome des orthopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès.

3.3 Chimie des Pyroxènes

Les clinopyroxènes représentent la phase dominante des lithologies filoniennes, pour tous les faciès confondus, c'est-à-dire qu'ils sont présents et ont pu être analysés dans la quasi-totalité des roches échantillonnées, seules les norites, les troctolites pures et les harzburgites à plagioclase n'en contenant pas. Ils se présentent souvent sous forme d'une phase cumulus ou légèrement post-cumulus dans certains gabbros à olivine mais sont franchement tardifs dans les troctolites à clinopyroxène et les péridotites imprégnées de plagioclase et clinopyroxène. Les orthopyroxènes sont bien moins communs que les clino-

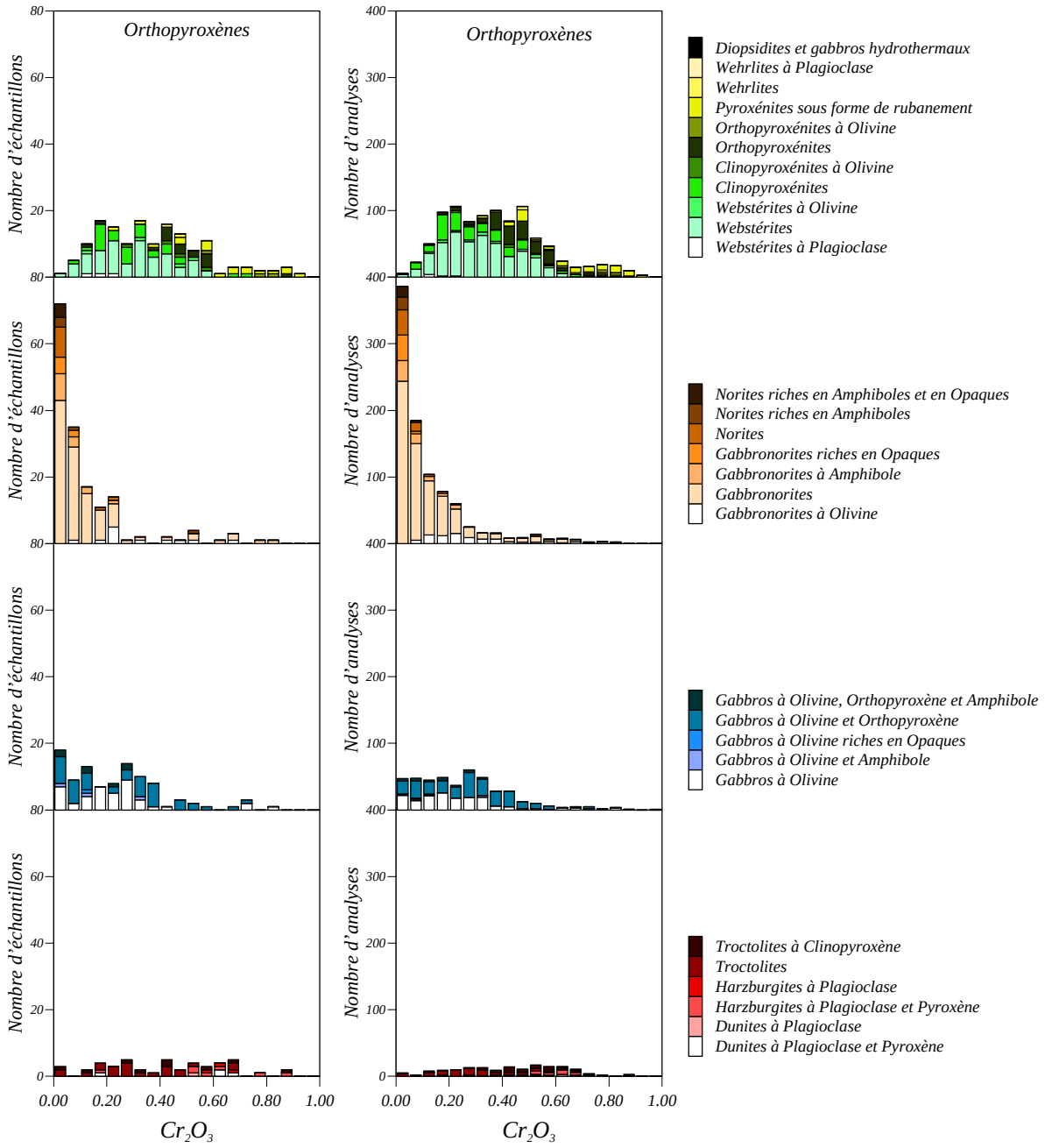


FIG. 3.17 – Histogrammes des teneurs en chrome des orthopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral.

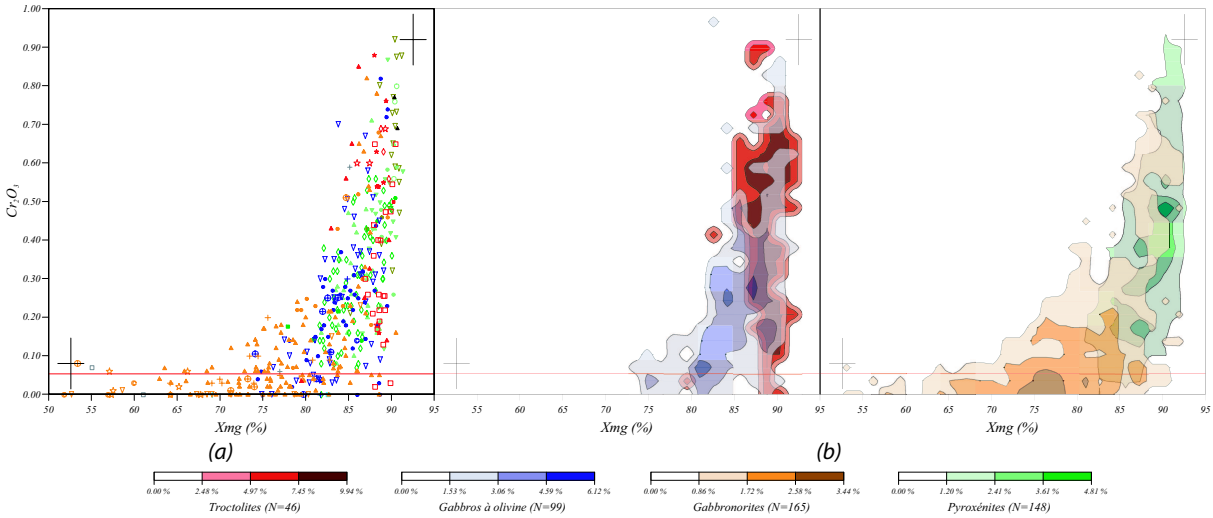


FIG. 3.18 – Diagrammes montrant l'évolution des compositions en chrome des orthopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

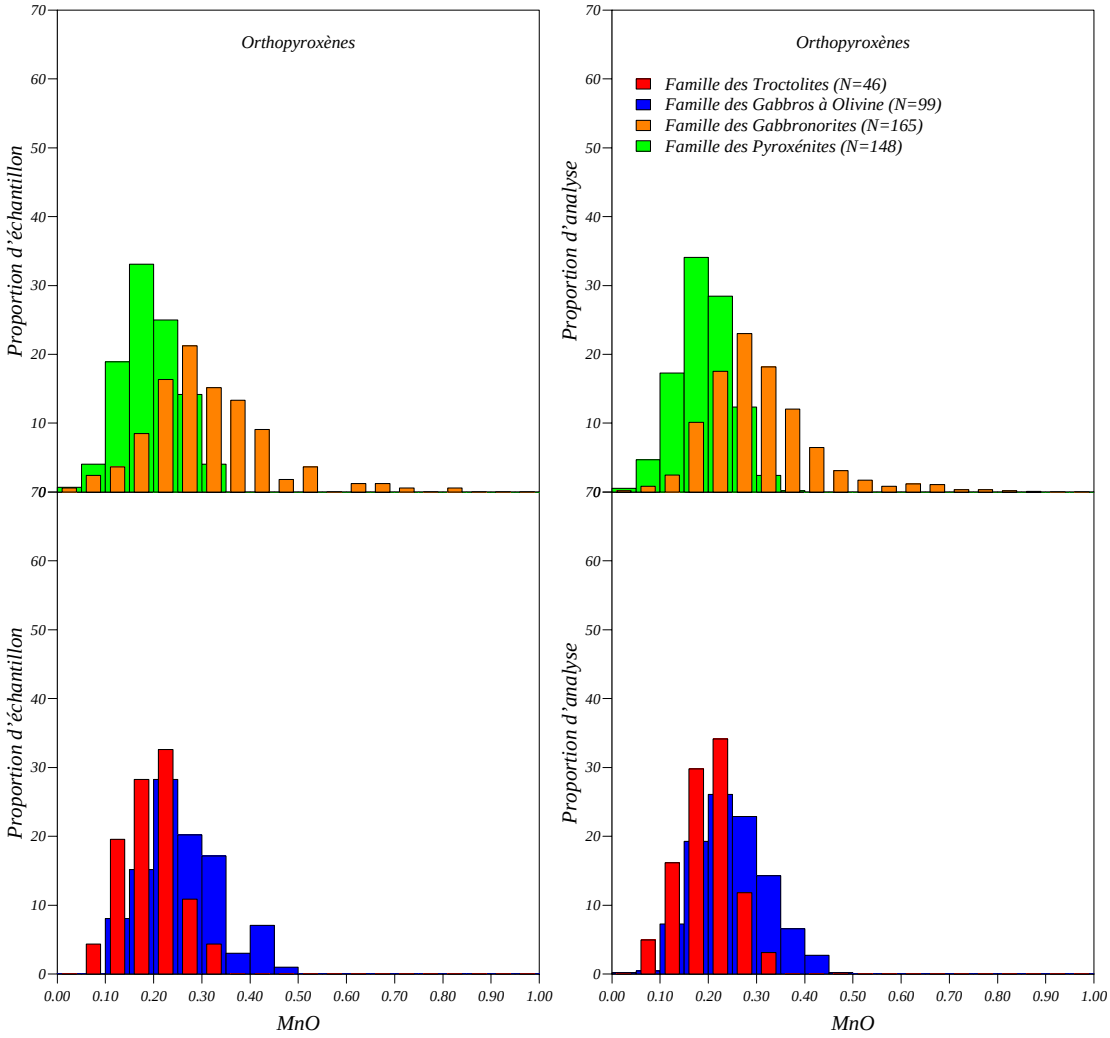
pyroxènes, on observe une dualité marquée dans leur apparence selon le type de roche observée : ils sont la phase précoce de la plupart des gabbronorites et des pyroxénites ainsi que dans les harzburgites imprégnées dans lesquels ils apparaissent automorphes et en inclusion dans les autres cristaux, mais dans les gabbros à olivine contenant de l'orthopyroxène, ils sont présents dans les interstices entre les autres grains, en tant que phase tardive.

Les pyroxènes sont des silicates ferro-magnésiens qui se classent entre trois pôles de formules générales $Ca_2Si_2O_6$ (wollastonite), $Mg_2Si_2O_6$ (enstatite) et $Fe_2Si_2O_6$ (ferrosilite), ils peuvent ensuite accepter en substitution dans leur structure un certain nombre d'éléments tels que le sodium, l'aluminium, le chrome, le titane, le manganèse. Dans le triangle formé par les trois pôles calcique, ferrique et magnésien (figure 3.12), le champ de composition des orthopyroxènes apparaît plus étendu que celui des clinopyroxènes avec des compositions relativement ferriques (jusqu'à 50 % de ferrosilite) pour certains échantillons de la famille des gabbronorites et des granits ; la fourchette de variation des orthopyroxènes en calcium est plutôt restreinte – la proportion de wollastonite allant de quelques centièmes de pour-cent à 6 % environ – et la composition varie surtout selon le rapport $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ représenté sur la figure 3.12 par le pourcentage d'enstatite variant grossomodo entre 50 % et 91 %. Par contre les clinopyroxènes présentent des compositions au moins aussi variables en wollastonite qu'en enstatite et la chimie des clinopyroxènes varient différemment dans l'espace wollastonite - enstatite - ferrosilite pour chaque type lithologique.

Compte tenu de la fréquence de ces types de minéraux, un grand nombre d'ana-

lyses a été effectué sur pyroxènes, les ensembles de mesures effectuées sur un même échantillon n'ont montré aucun zonage cœur-bord, les variations observées d'une analyse à l'autre dans une même lame entrant dans les barres d'erreur analytiques. Les orthopyroxènes comme les clinopyroxènes sont donc globalement homogènes au sein d'un même échantillon et seules les variations du chimisme d'un échantillon à l'autre seront traitées ici.

3.3.1 Les éléments majeurs dans les Orthopyroxènes



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.19 – Histogrammes des teneurs en manganèse des orthopyroxènes analysées pour chaque famille de faciès.

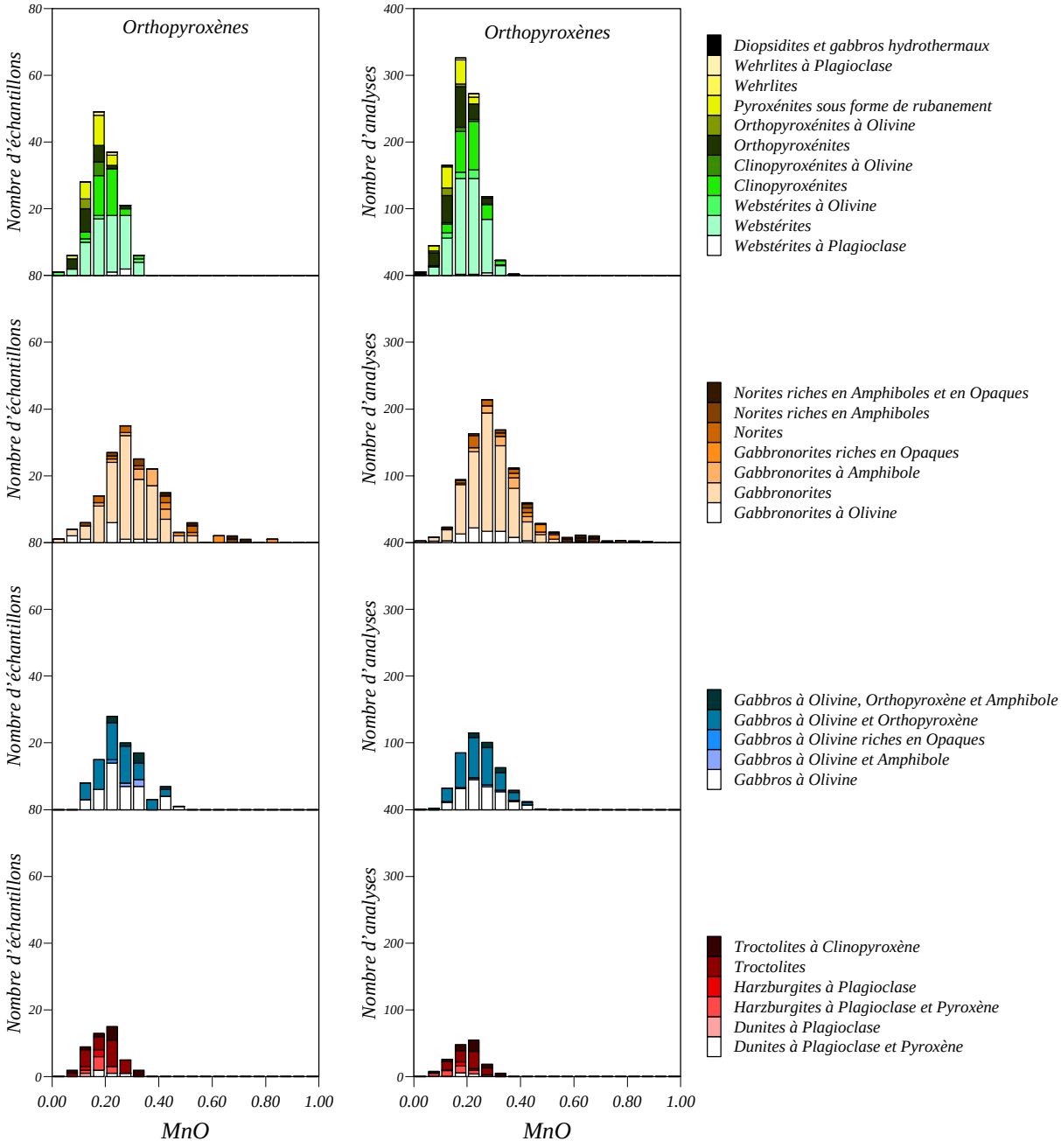


FIG. 3.20 – Histogrammes des teneurs en manganèse des orthopyroxènes analysées pour tous les faciès contenant ce minéral.

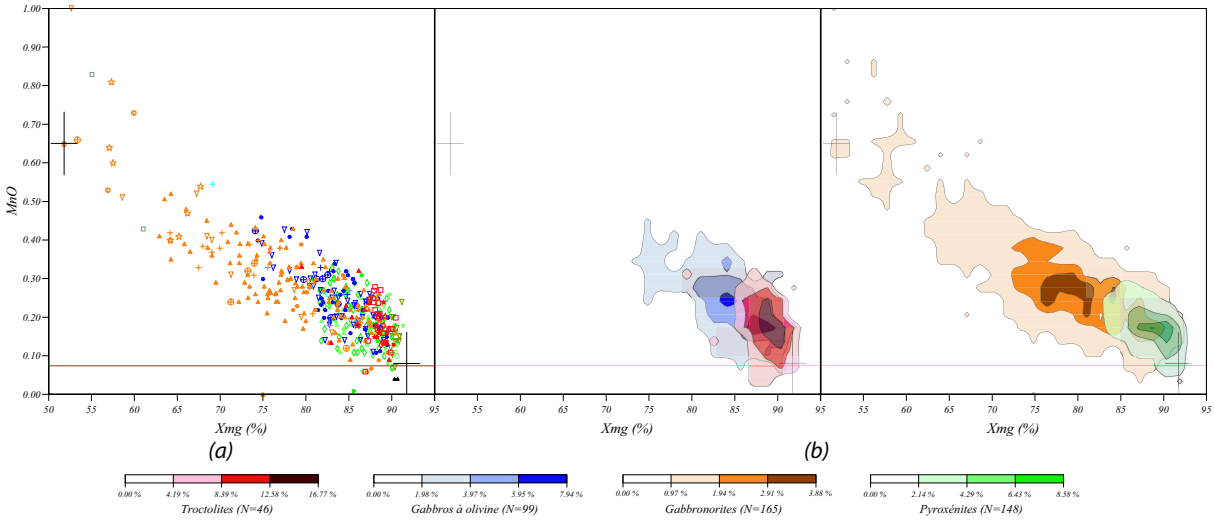
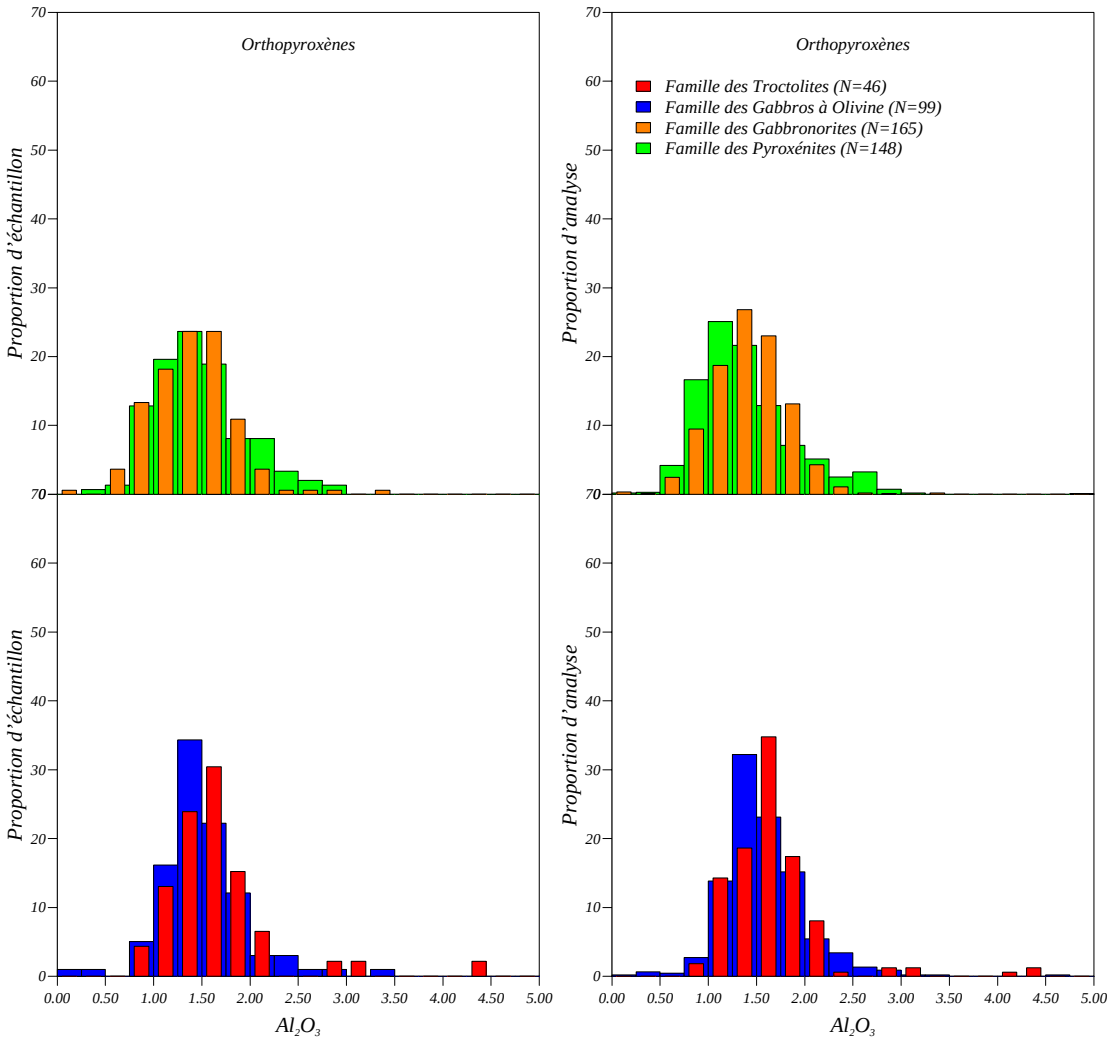


FIG. 3.21 – Diagrammes montrant l'évolution des compositions en manganèse des orthopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

Les orthopyroxènes sont relativement peu commun dans l'ensemble des roches filoniennes, on les retrouve cependant, même en faible quantité, dans un grand nombre d'échantillons et ils sont présents dans toutes les familles lithologiques. Comme pour les olivines, les orthopyroxènes sont globalement très magnésiens, le rapport $100\ \frac{Mg}{Mg+Fe}$ (Xmg, où Fe représente la quantité totale de fer dans le minéral) ne descendant au-dessous de 70 % que pour les gabbronorites (figures 3.13, 3.14 et 3.15). Le Xmg des troctolites et des pyroxénites n'est qu'exceptionnellement en-dessous de 80 %, et si les pyroxénites se répartissent de façon à peu près homogène sur un intervalle de Xmg entre 80 % et 90 %, la grande majorité des troctolites contiennent des orthopyroxènes à Xmg compris dans une fourchette très étroite de 85 % à 88 %. Les troctolites au sens strict (contenant moins de 2 % de pyroxène) se situent dans la zone au-dessus de Xmg_{88} et les troctolites à clinopyroxène présentent des compositions plus dispersées se répartissant dans des intervalles moins magnésiens (figure 3.15), les harzburgites imprégnées se situent globalement dans le même domaine de composition que les troctolites pures. Dans le détail, on observe aussi des variations d'un faciès de pyroxénite à un autre : les orthopyroxénites, les werhlites et rubanements présentent des orthopyroxènes en moyenne plus magnésiens ($Xmg_{[88\ -\ 91]}$) que les webstérites et clinopyroxénites ($Xmg_{[80\ -\ 88]}$). Les pyroxénites affleurant sur le terrain en rubanement, toutes lithologies confondues par ailleurs, présentent les compositions les plus riches en magnésium (Xmg 90-91 %), les orthopyroxénites se répartissent de façon à peu près homogène dans l'intervalle de Xmg compris entre 88 % et 90 %, par contre les clinopyroxénites et les webstérites se dispersent sur une gamme de composition plus large avec néanmoins une population d'échantillon plus forte aux alentours d'un



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.22 – Histogrammes des teneurs en aluminium des orthopyroxènes analysées pour chaque famille de faciès.

Xmg de 85 % ; les webstérites à plagioclase sont les échantillons présentant les plus faibles valeurs de Xmg.

Les gabbros à olivine présentent des compositions globalement plus dispersées et moins magnésiennes que les troctolites et les pyroxénites, avec des Xmg compris généralement entre 70 % et 90 % et majoritairement entre 75 % et 85 %. Les gabbros à olivine et les gabbros à olivine riches en orthopyroxène se répartissent grosso-modo uniformément sur cet intervalle mais les gabbros à olivine et amphibole et les gabbros à olivine riches en orthopyroxènes et amphiboles gardent toujours un Xmg inférieur à 85 %. Les gabbronorites présentent la plus grande dispersion de composition, avec des orthopyroxènes à

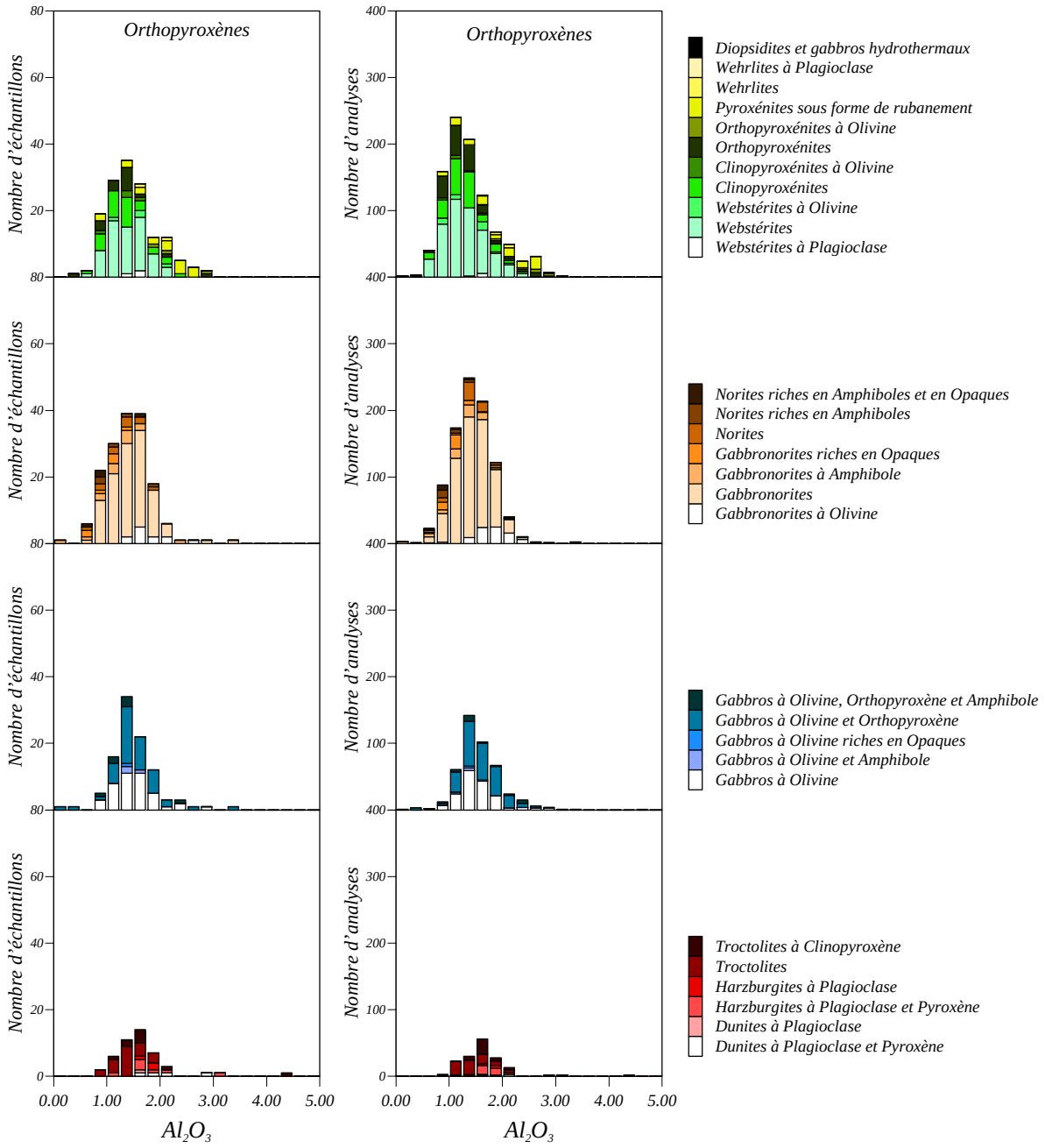


FIG. 3.23 – Histogrammes des teneurs en aluminium des orthopyroxènes analysées pour tous les faciès contenant ce minéral.

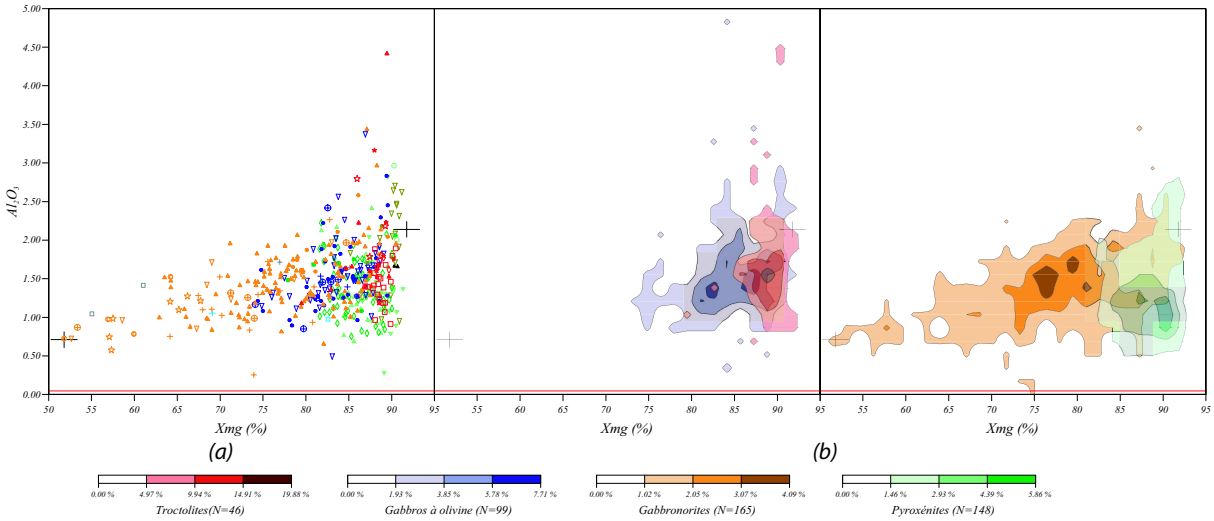


FIG. 3.24 – Diagrammes montrant l'évolution des compositions en aluminium des orthopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

Xmg s'échelonnant entre 50 % et 90 % ; la majorité des échantillons se situe entre 72 % et 78 % mais le pic de fréquence est nettement moins marqué qu'en ce qui concerne les autres familles lithologiques. Les gabbronorites à olivine ont des compositions globalement plus magnésiennes que les autres types de gabbronorites et les norites à amphiboles et/ou opaques ainsi que les gabbronorites à amphiboles présentent les compositions les plus ferriques.

Dans les orthopyroxènes, le sodium apparaît en trace, il est toujours au-dessous de la limite de détection de la microsonde, il en va de même pour le titane pour lequel une minorité de mesures seulement passe au-dessus de la limite de détection et reste associée à une barre d'erreur analytique relativement forte ; par contre les concentrations en chrome, manganèse et aluminium ne sont pas négligeables. Les figures 3.16, 3.17 et 3.18 montrent une grande dispersion dans les teneurs en chrome des orthopyroxènes, chaque type lithologique couvre une part relativement importante de l'intervalle de composition total. On peut tout de même souligner que les troctolites sont en moyenne plus riches en chrome que les autres familles lithologiques et que la famille des gabbronorite présente les plus basses concentrations en chrome. Les teneurs en chrome de la majorité des roches appartenant à ce dernier groupe lithologique sont au-dessous de la limite de détection ; les gabbros à olivine sont un peu plus riches en cet élément et les pyroxénites présentent des valeurs intermédiaires entre les troctolites et les gabbros à olivine. Dans le détail de chaque famille lithologique (figure 3.17), il n'y a pas de variation notable d'un faciès à l'autre sauf dans le cas des pyroxénites où les werhlites, orthopyroxénites et surtout les pyroxénites en rubanement (quelle que soit leur lithologie) présentent des compositions

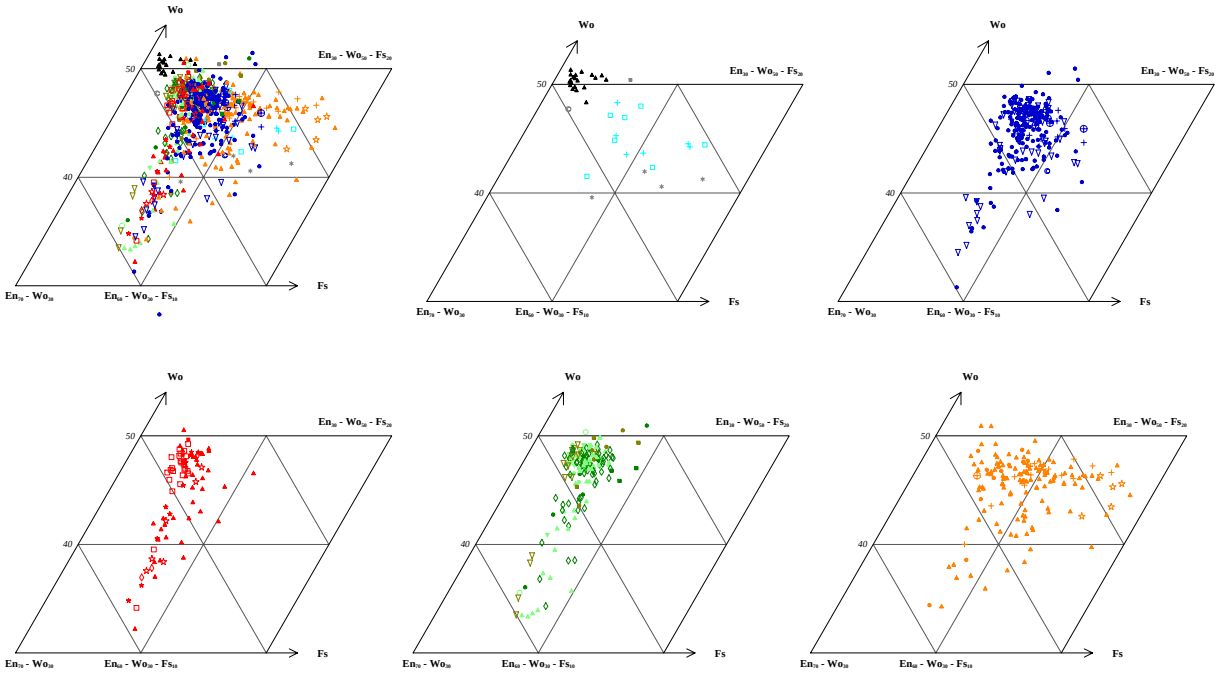
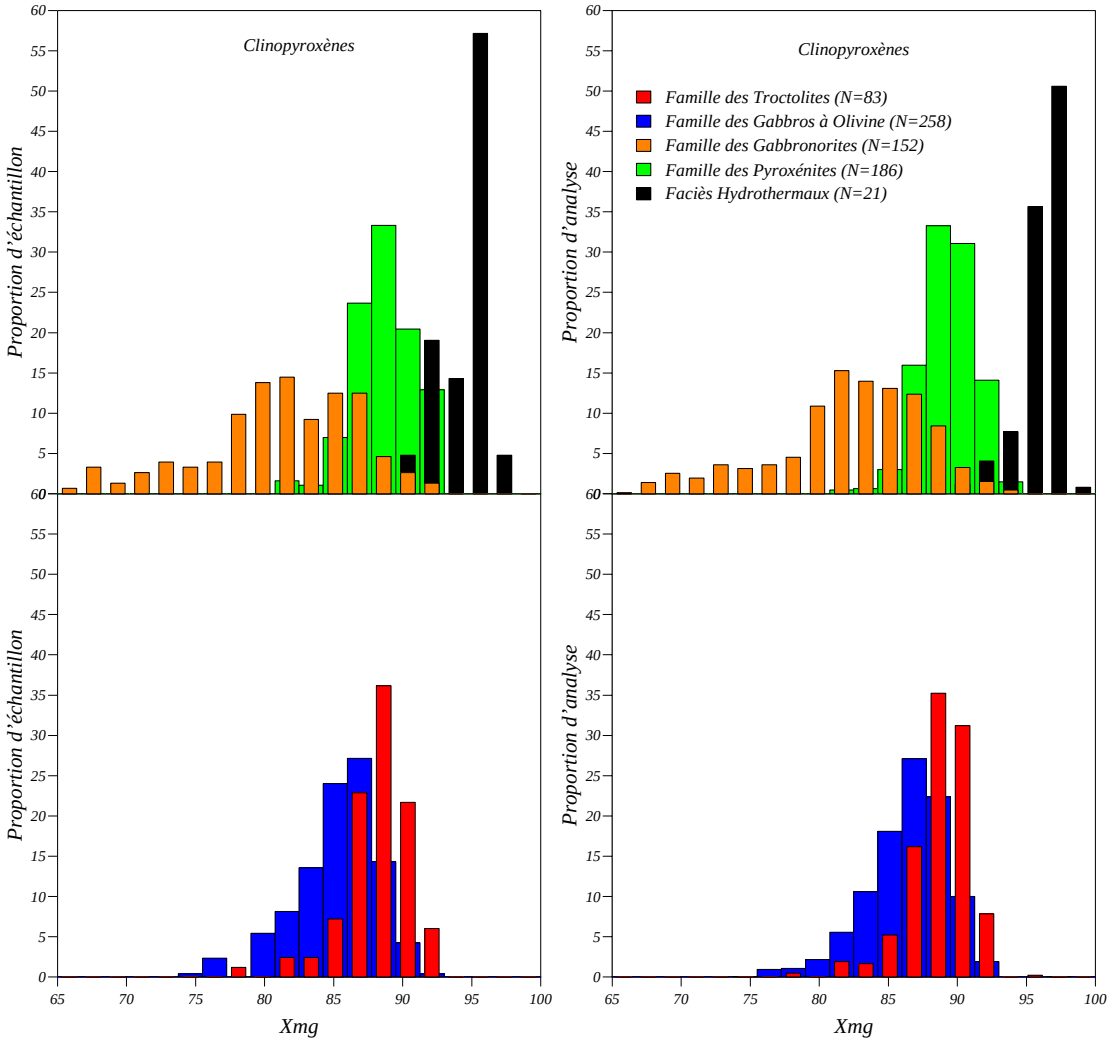


FIG. 3.25 – Détail du triangle En – Wo – Fs donnant les compositions des clinopyroxènes pour chaque famille lithologique (de haut en bas et de gauche à droite : tous les faciès ; granits, gabbros indifférendiés et faciès hydrothermaux ; famille des pyroxénites ; famille des gabbronorites ; famille des gabbros à olivine ; famille des troctolites).

sensiblement plus riches en chrome ; et peut être aussi pour les gabbronorites à olivine qui semblent en moyenne plus chromifères que les autres faciès de cette famille.

Les teneurs en manganèse dans les orthopyroxènes et dans les olivines sont équivalentes pour un type lithologique donné et, comme pour les olivines, les orthopyroxènes des troctolites et des pyroxénites couvrent globalement les mêmes intervalles de composition, ils sont en moyenne moins riches en manganèse que ceux des gabbros à olivine, eux-mêmes moins riches que dans les gabbronorites (figures 3.19, 3.20 et 3.21) ; l'augmentation de la concentration de manganèse avec la diminution du Xmg des gabbronorites, qui n'était pas visible sur la figure 3.11 du fait de la rareté des gabbronorites à olivine, est ici très nette. Sur la figure 3.20, on observe de plus de légères variations du nombre d'échantillons en fonction de la teneur en manganèse et du type lithologique : les troctolites à clinopyroxène sont plus riches en manganèse que les troctolites pures et les harzburgites imprégnées présentent des valeurs semblables à celles des troctolites ; les gabbros à olivine contenant de l'amphibole et/ou des opaques ainsi que les norites et gabbronorites riches en ces minéraux se trouvent vers les hautes valeurs de manganèse, tandis que dans le spectre des pyroxénites, les orthopyroxénites, les werhlites et les rubanements se concentrent dans le domaine des faibles concentrations de manganèse.

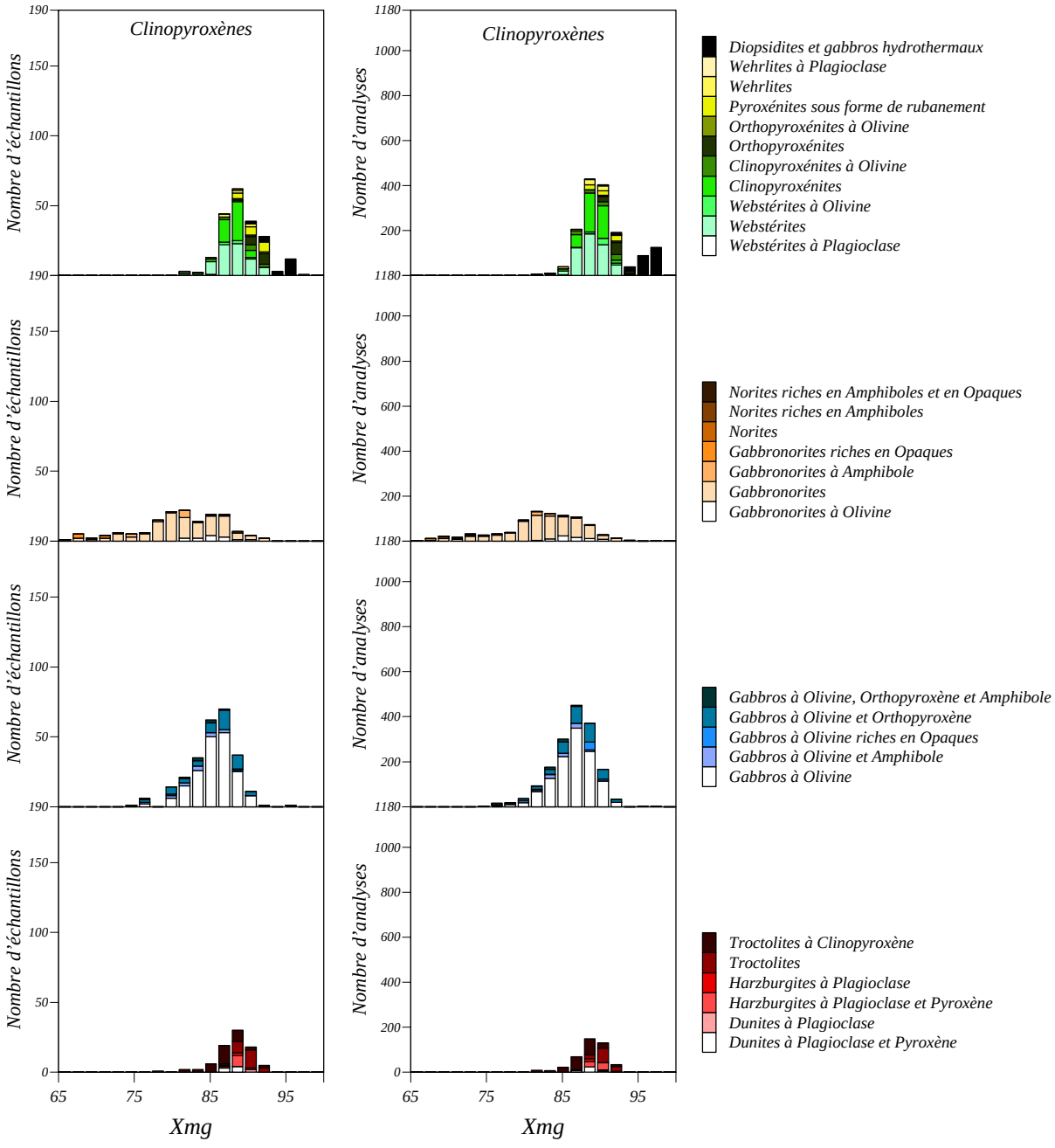
Les teneurs en aluminium des orthopyroxènes sont toujours largement au-dessus des



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.26 – Histogrammes donnant les proportions d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* de chaque famille de faciès pour un intervalle donné du rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des clinopyroxènes analysés.

limites de détection, de plus, la barre d'erreur analytique est faible pour cet élément (figure 3.24). Les histogrammes de répartition des concentrations en aluminium (figures 3.22 et 3.23) montrent que tous les types lithologiques évoluent dans une gamme de composition relativement restreinte, la grosse majorité des échantillons, tous faciès confondus, présentent des teneurs en aluminium comprises entre 1 % et 1.75 %. Les troctolites sont en moyenne légèrement plus alumineuses et les pyroxénites présentent une densité d'échantillons à peine plus forte dans les faibles valeurs d'aluminium que les autres types lithologiques ; les péridotites imprégnées ainsi que rubanements se concentrent plutôt vers

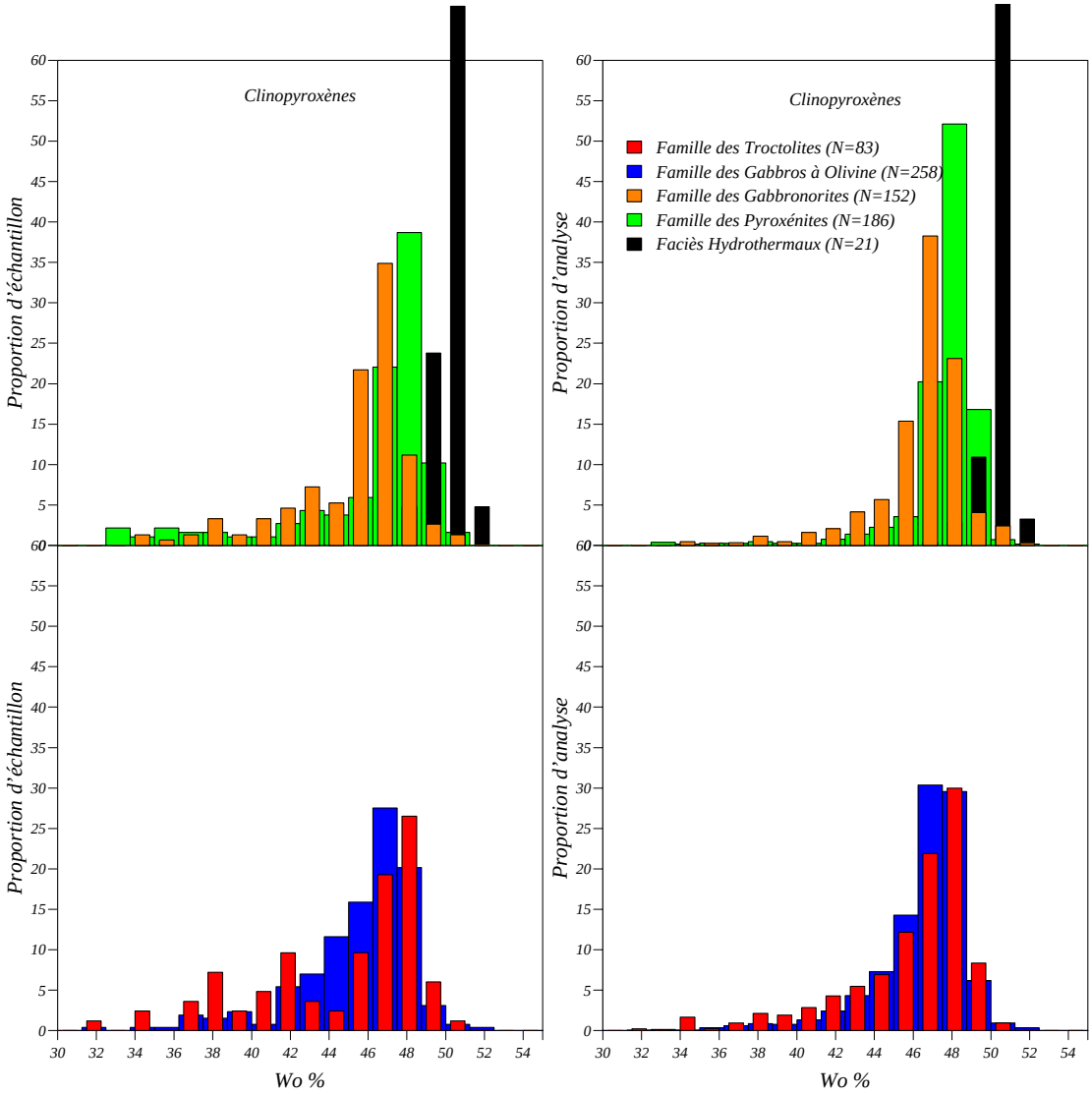


(a) (b)

FIG. 3.27 – Histogrammes donnant les nombres d'échantillons *(a)* et d'analyses *(b)* pour chacun des types lithologiques définis et pour chaque intervalle donné du rapport $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ des clinopyroxènes.

les fortes concentrations en aluminium. Ces deux observations mises à part, il n'y a pas de variation marquée d'un type lithologique à l'autre dans les teneurs en aluminium. La figure 3.24 montre que la concentration en aluminium reste globalement stable lorsque le Xmg évolue d'un type lithologique à l'autre.

3.3.2 Les éléments majeurs dans les Clinopyroxènes



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.28 – Histogrammes des teneurs en wollastonite des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès.

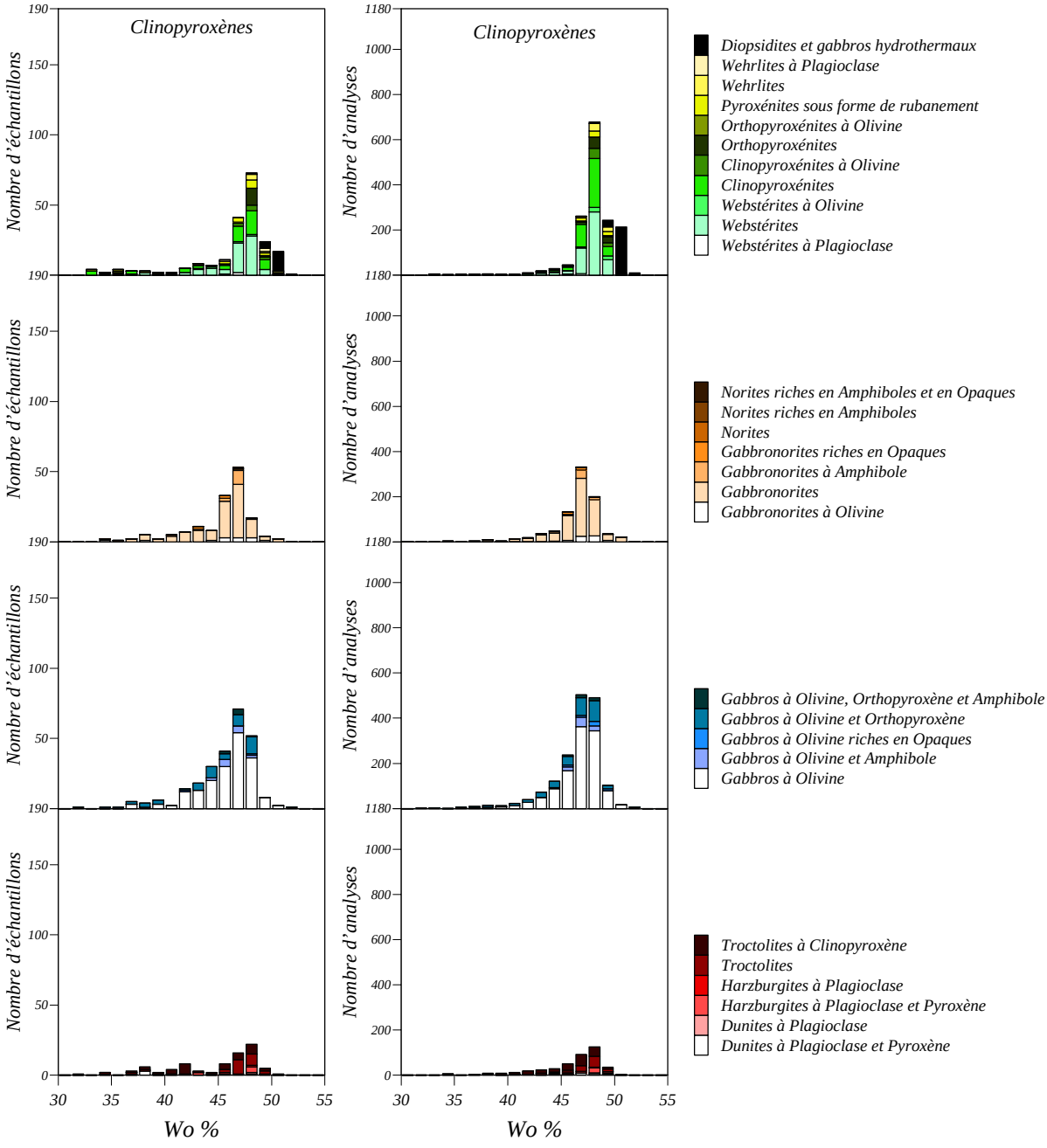


FIG. 3.29 – Histogrammes des teneurs en wollastonite des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral.

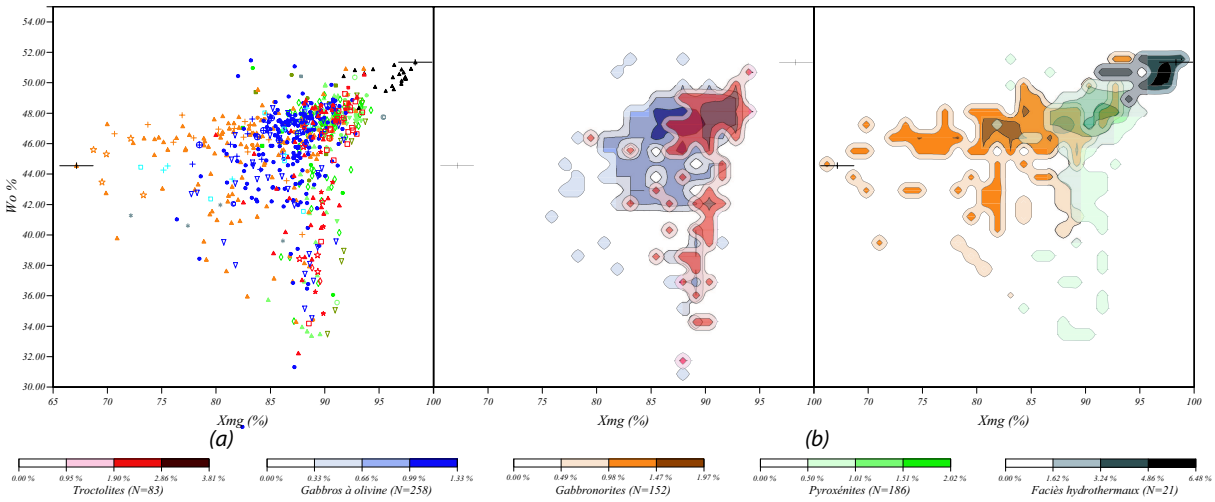
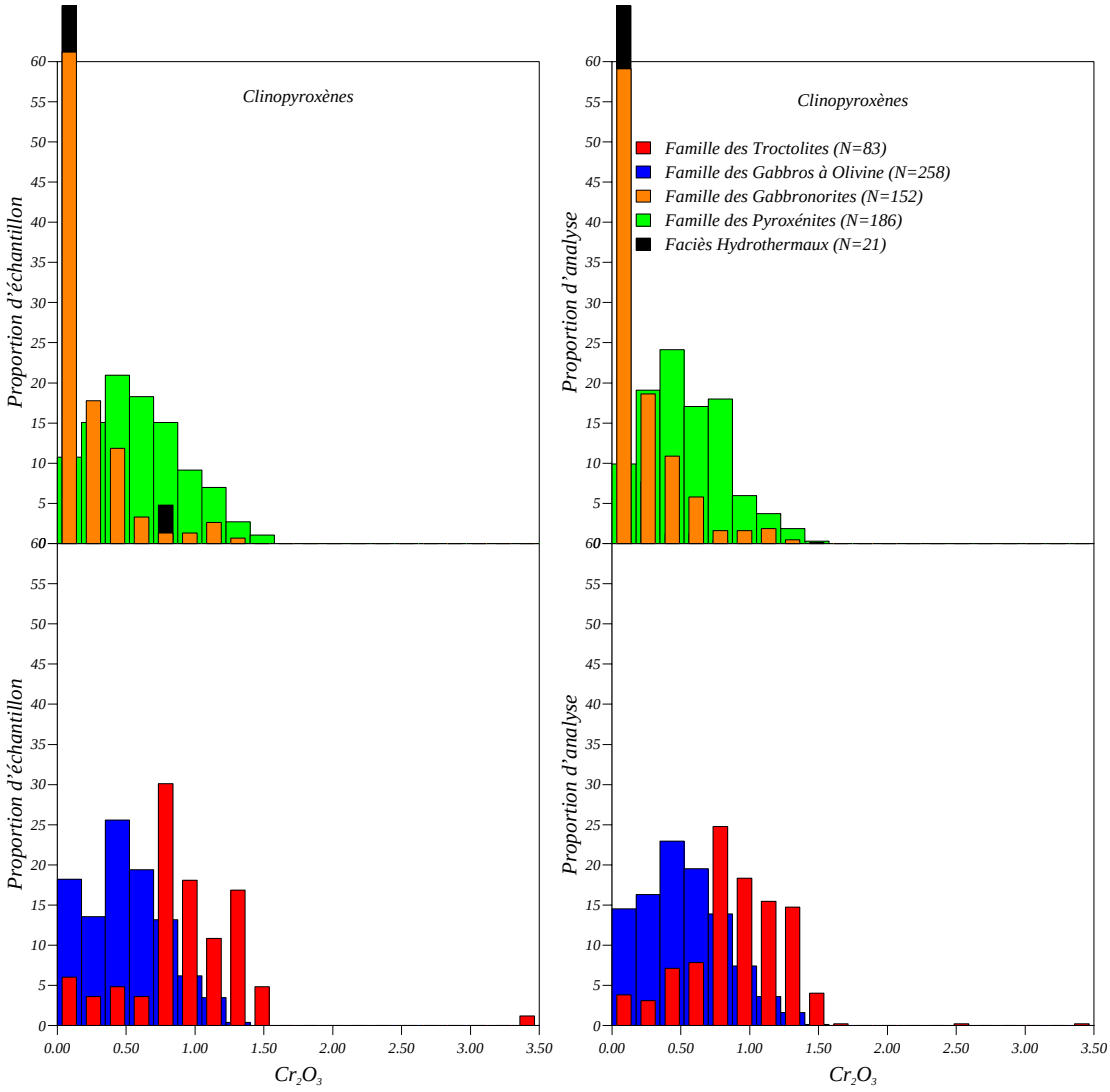


FIG. 3.30 – Diagrammes montrant l'évolution de la teneur wollastonite des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

C'est de loin le minéral le plus commun rencontré dans les filons, il n'est que rarement absent et seulement dans certains types lithologiques bien précis comme certaines troctolites pures, quelques péridotites imprégnées et des norites. Il se présente souvent comme phase cumulus ou légèrement post-cumulus, occupant souvent une position plutôt interstitielle par rapport aux autres minéraux ; il n'est néanmoins franchement pœcilitique que dans les faciès d'imprégnation de la péridotite et les troctolites à clinopyroxène. Dans le triangle $En - Wo - Fs$ (figures 3.12 et 3.25), les clinopyroxènes montrent deux évolutions distinctes que l'on retrouve dans le graphique équivalent représentant la teneur en wollastonite en fonction du Xmg (figure 3.30) : la grande majorité des clinopyroxènes analysés sont des diopsides magnésiens et leurs compositions ne s'étendent que rarement dans le domaine de l'augite mais une quantité non négligeable d'échantillons, surtout des gabbronorites, contient des diopsides plus ferriques qui restent relativement calciques malgré une légère tendance à la diminution quand le Xmg baisse, le taux de wollastonite passant en moyenne de 48 % à 46 %. Certains clinopyroxènes peuvent présenter des compositions faiblement calciques avec des teneurs en wollastonite descendant parfois jusqu'à 30 % ; curieusement, ils sont proportionnellement plus rares parmi les gabbronorites que dans les autres familles lithologiques et ce malgré la richesse de cette famille lithologique en orthopyroxènes. cette particularité n'exclut cependant pas la possibilité que des phénomènes d'exsolution aient eu lieu dans certaines roches, entraînant localement des zones moins calciques dans les clinopyroxènes. Quelques échantillons, particulièrement riches en calcium avec un Wo ¿ 50 %, se détachent des nuages de points principaux. Ces échantillons étant rares, ils n'ont pas été étudiés en détail ici, il n'est néanmoins pas exclu que ces compositions chimiques très calciques soient le résultat d'une rodingitisation partielle des



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.31 – Histogrammes des teneurs en chrome des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès.

clinopyroxènes.

Dans la famille des troctolites notamment, tous les échantillons sont très magnésiens (Xmg compris entre 88 % et 92 % pour 80 % des échantillons de cette famille lithologique, figure 3.26) ; seules les troctolites à clinopyroxène présentent des Xmg inférieurs à 88 % et les troctolites au sens strict montrent les compositions les plus magnésiennes avec un $Xmg > 90$ %, les péridotites imprégnées se situent majoritairement dans l'intervalle $Xmg_{88} - Xmg_{90}$ (figure 3.27). La teneur en wollastonite est très variable, les compositions des troctolites étant relativement dispersées dans l'intervalle $Wo_{30} - Wo_{50}$, elle présente

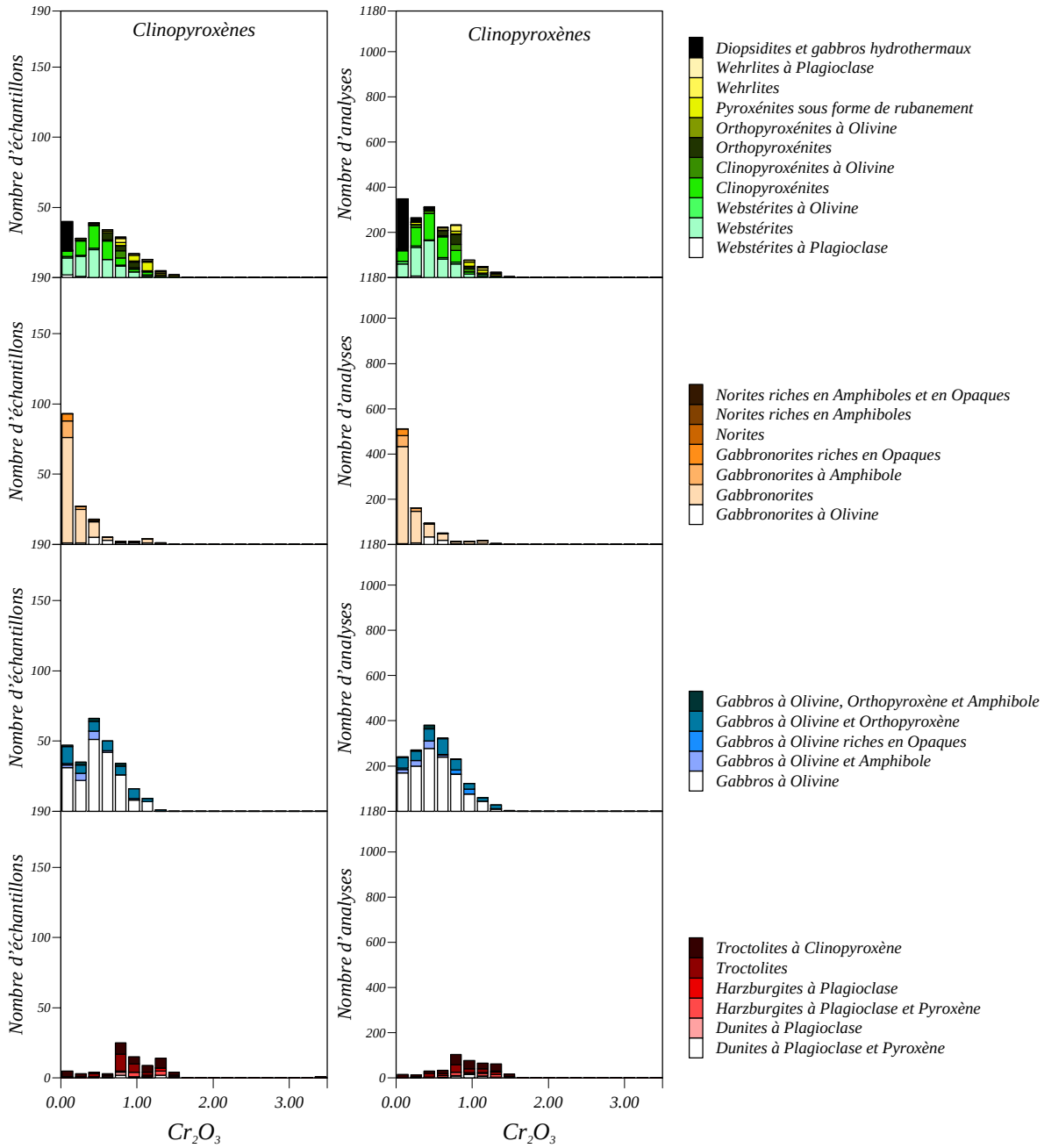


FIG. 3.32 – Histogrammes des teneurs en chrome des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral.

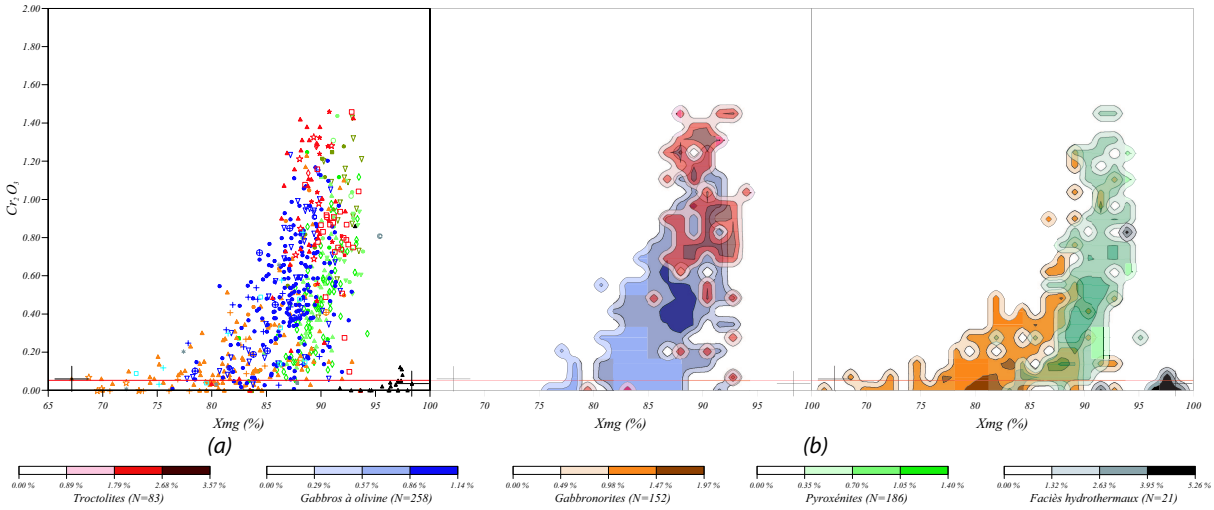
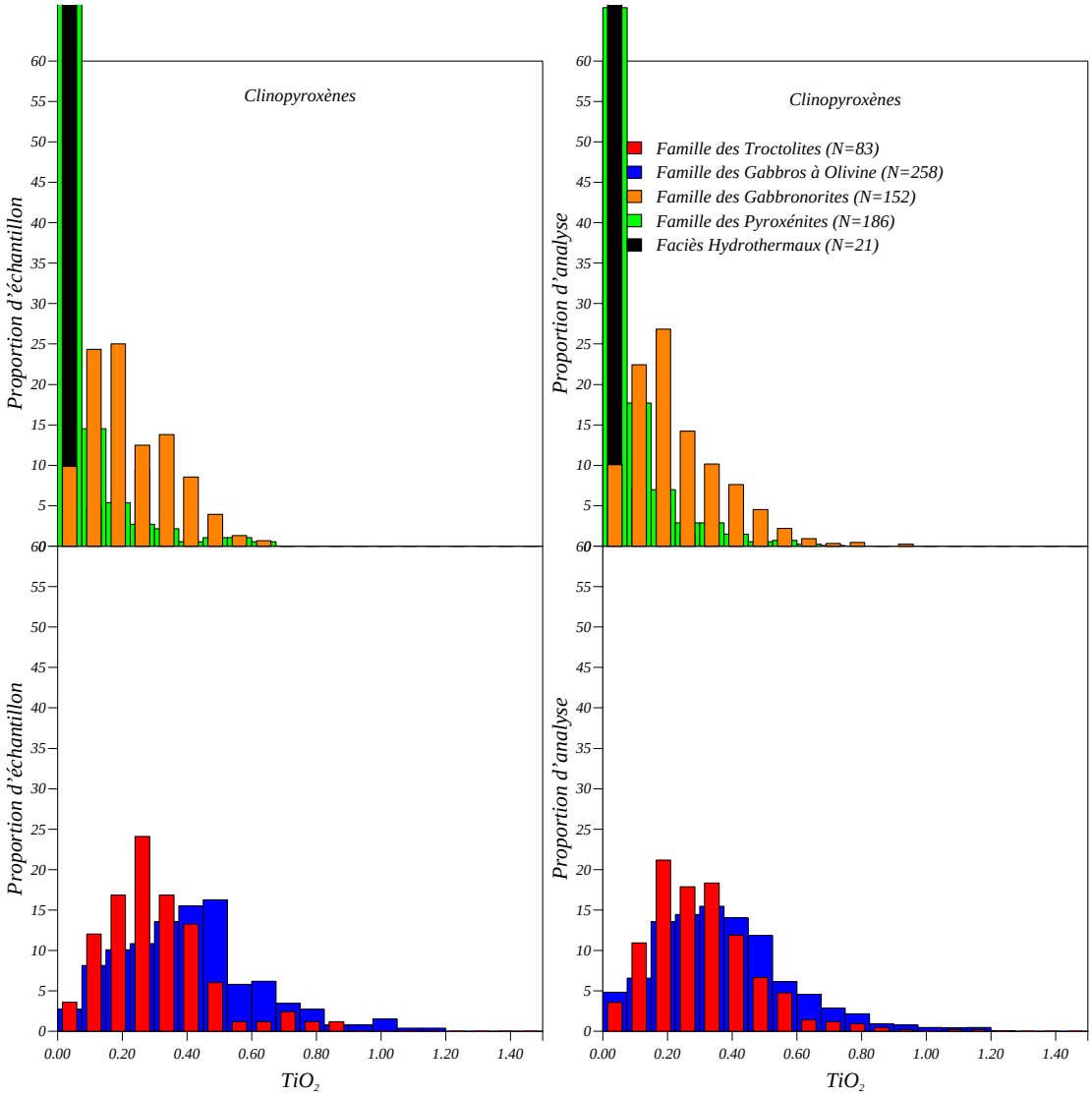


FIG. 3.33 – Diagrammes montrant l'évolution des compositions en chrome des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

deux pics de fréquence faiblement marqués l'un vers 43 % et l'autre vers 47 % - 48 % (figures 3.28, 3.29 et 3.30). Les troctolites au sens strict présentent des compositions plutôt calciques ($Wo \simeq 47$ %) tandis que ce sont surtout les troctolites à clinopyroxène et les péridotites imprégnées dont la teneur en wollastonite descend en dessous de 45 % dans le domaine des magnésio-augites.

Les échantillons de la famille des gabbros à olivine sont globalement légèrement moins magnésiens que les troctolites ($Xmg \simeq 85$ % $-$ 90 %, figures 3.26 et 3.30) et parmi ceux-ci, ce sont les gabbros à olivine et amphiboles qui présentent les valeurs de Xmg les plus faibles (figure 3.27). Les teneurs en wollastonites sont plus regroupées autour de 48 % - 49 % que pour les troctolites, les histogrammes montrent néanmoins un faible pic vers 40 % essentiellement lié à des gabbros à olivine riches en orthopyroxènes (figures 3.25, 3.28, 3.29 et 3.30). Les gabbros à olivine sont très faiblement moins calciques que les troctolites, c'est-à-dire qu'il y a proportionnellement bien plus d'échantillons de troctolites que de gabbros à olivine à Wo_{48-50}.

Les pyroxénites présentent des compositions toujours très magnésiennes, autant que les troctolites (Xmg majoritairement compris entre 88 % et 90 %, figure 3.26) et parmi ces roches, ce sont les rubanements (quelles ques soient leurs lithologies) et les orthopyroxénites qui ont les Xmg les plus élevés ($>$ 92 %,figures 3.25 et 3.27) tandis que les webstérites et werhlites à plagioclase se situent dans les valeurs les plus basses ; les autres types de pyroxénites se répartissent de façon grosso-modo homogène sur l'intervalle $Xmg_{85} - Xmg_{95}$ excepté les clinopyroxénites dont le Xmg est toujours inférieur à 92 %. Une grande majorité d'échantillons de cette famille lithologique ont des teneurs



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.34 – Histogrammes des teneurs en titane des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès.

en wollastonite allant de 45 % à 50 %, des proportions faibles mais homogènes (environ 5 %) de lames présentent des compositions moins calciques avec des taux de wollastonite descendant jusqu'à 32 %, ce sont essentiellement des clinopyroxénites, des rubanements et quelques webstérites (figures 3.25, 3.28, 3.29 et 3.30). De tous les clinopyroxènes mesurés, ceux contenus dans les roches hydrothermales sont les plus proches du diopside pur avec des Xmg au-delà de 95 %, atteignant ponctuellement quasiment 100 % et des teneurs en wollastonite également exceptionnellement élevées de 49 % à 52 %.

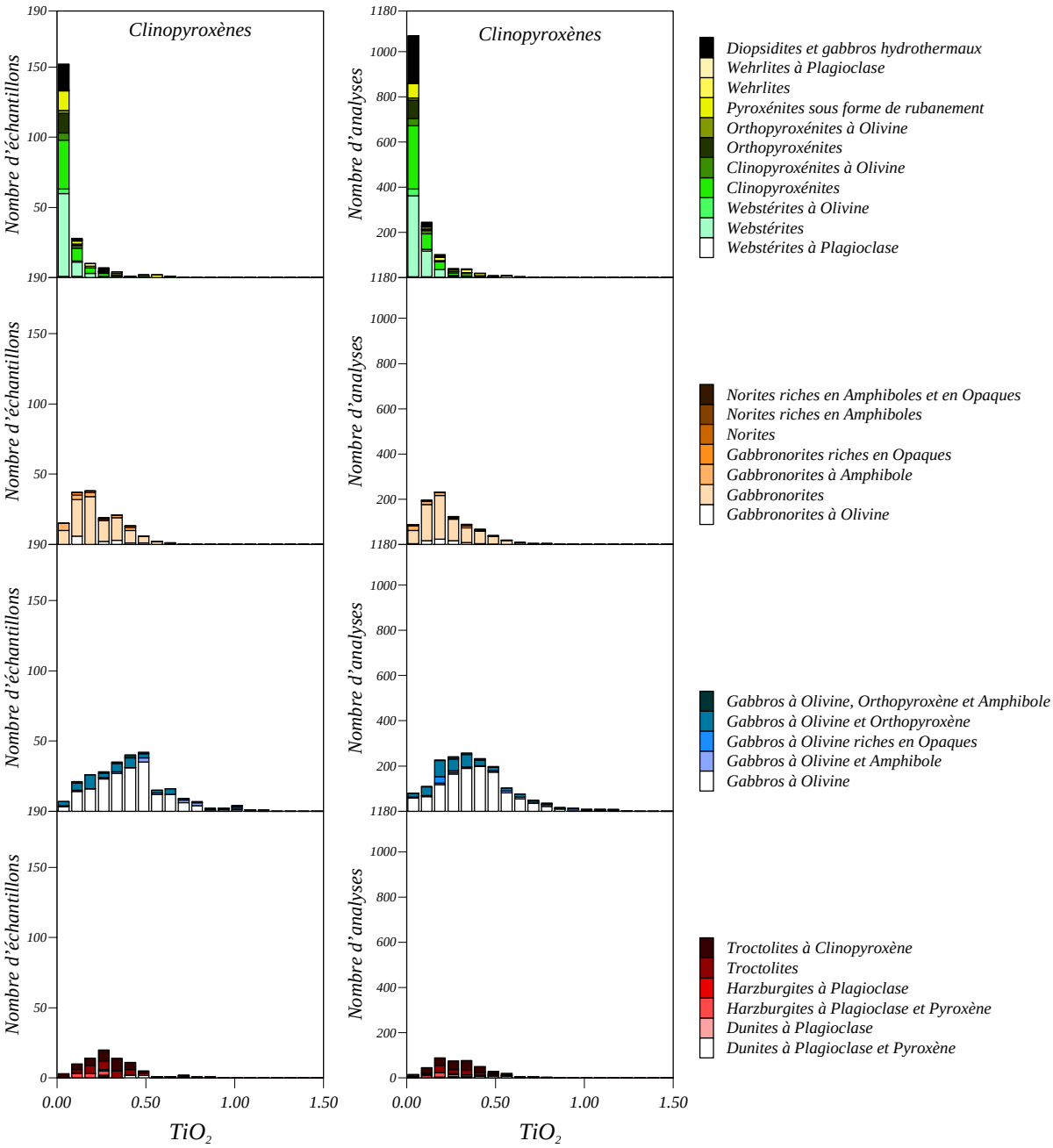


FIG. 3.35 – Histogrammes des teneurs en titane des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral.

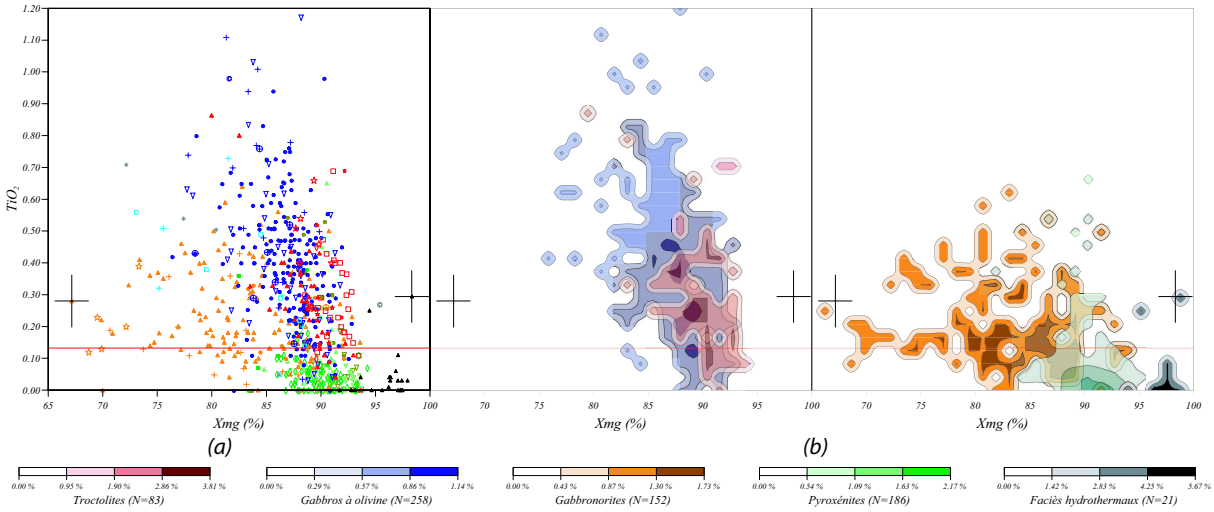
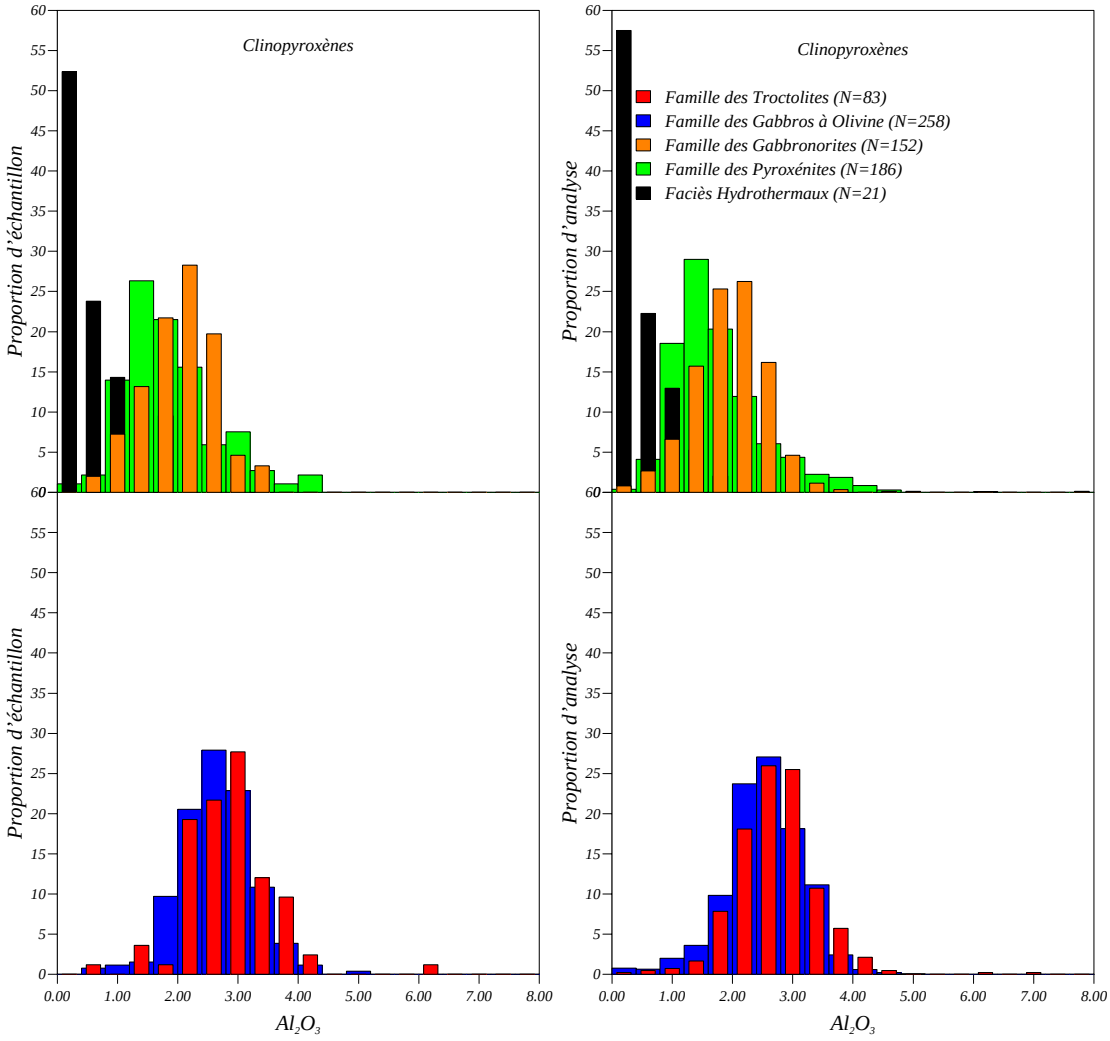


FIG. 3.36 – Diagrammes montrant l'évolution des compositions en titane des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

Les observations déjà effectuées sur les (rares) olivines et les orthopyroxènes contenus dans les gabbronorites sont confirmées ici, les clinopyroxènes des échantillons appartenant à cette famille lithologique présentent les compositions les moins magnésiennes : l'intervalle de composition où varie le Xmg est assez large, allant de 65 % à 90 % et la majeure partie des échantillons se trouve au-dessous de 85 % (figures 3.26 et 3.30). Les gabbronorites à olivine se concentrent vers les hautes valeurs de Xmg tandis que les gabbronorites riches en amphibole et/ou en opaques montrent toujours des Xmg inférieurs à 80 % (figure 3.27). À l'opposé, les teneurs en wollastonite pour ce type de faciès sont plutôt moins variables que pour les autres familles, elles vont globalement de 35 % à 50 % mais plus de la moitié des échantillons ont des taux de wollastonite proches de 47 % (figures 3.25, 3.28 et 3.30), il n'y a pas de différence fondamentale d'un sous-groupe de gabbronorites à un autre dans les compositions en wollastonite, tous les types lithologiques se répartissant dans l'ensemble de l'intervalle de variation.

Les teneurs en nickel et potassium de tous les clinopyroxènes sont bien en dessous de la limite de détection de la microsonde. Le manganèse est parfois mesurable mais les concentrations en cet élément sont bien plus faibles dans les clinopyroxènes que dans les orthopyroxènes, c'est-à-dire qu'elles ne dépassent la limite de détection que pour les gabbronorites, plus riches en manganèse, et quelques gabbros à olivine et troctolites, elles ne sont que rarement mesurables dans les pyroxénites et sont, dans tous les cas, entachées d'une barre d'erreur très importante couvrant plus de la moitié de l'intervalle dans lequel varient les compositions. On peut juste remarquer que, comme il l'a déjà été souligné pour les olivines et les orthopyroxènes, les pyroxénites présentent globalement



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.37 – Histogrammes des teneurs en aluminiun des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès.

les teneurs les plus faibles en manganèse, les troctolites sont un peu plus riches que les pyroxénites mais plus pauvres que les gabbros à olivine lesquels contiennent eux-mêmes des concentrations de Mn plus faibles que les gabbronorites. Par contre, les clinopyroxènes contiennent des teneurs conséquentes en aluminium, chrome, titane et sodium ; les concentrations en ces éléments sont variables d'un type lithologique à un autre sauf pour les faciès hydrothermaux qui, comme nous le verrons, sont appauvris en tous les éléments autres que ceux constitutifs du clinopyroxène (calcium, magnésium et silicium). Les observations déjà faites sur les orthopyroxènes sont confirmées ici à quelques nuances près, en particulier, les teneurs en chrome (figures 3.31, 3.32 et 3.33) sont bien moins

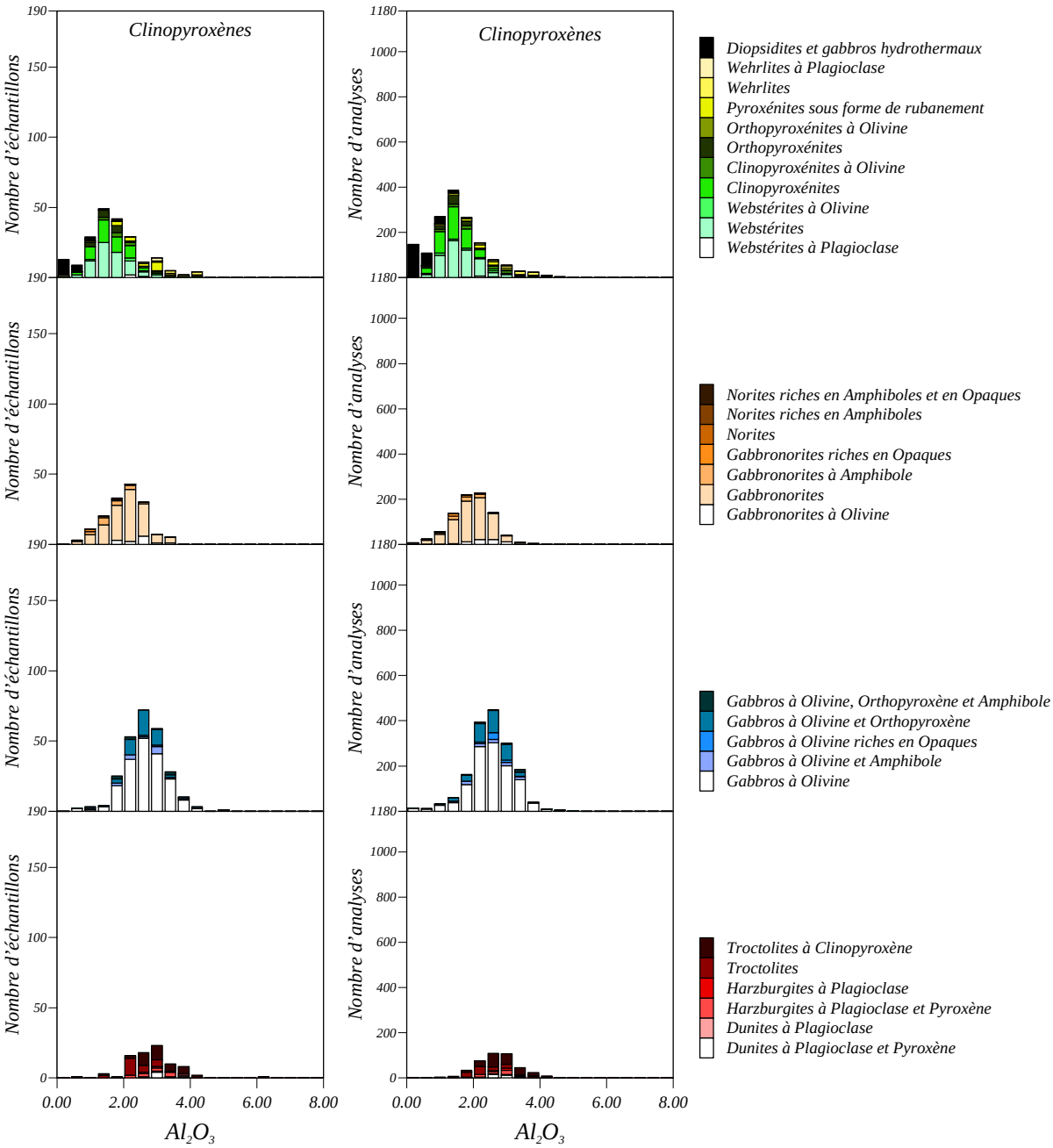


FIG. 3.38 – Histogrammes des teneurs en aluminium des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral.

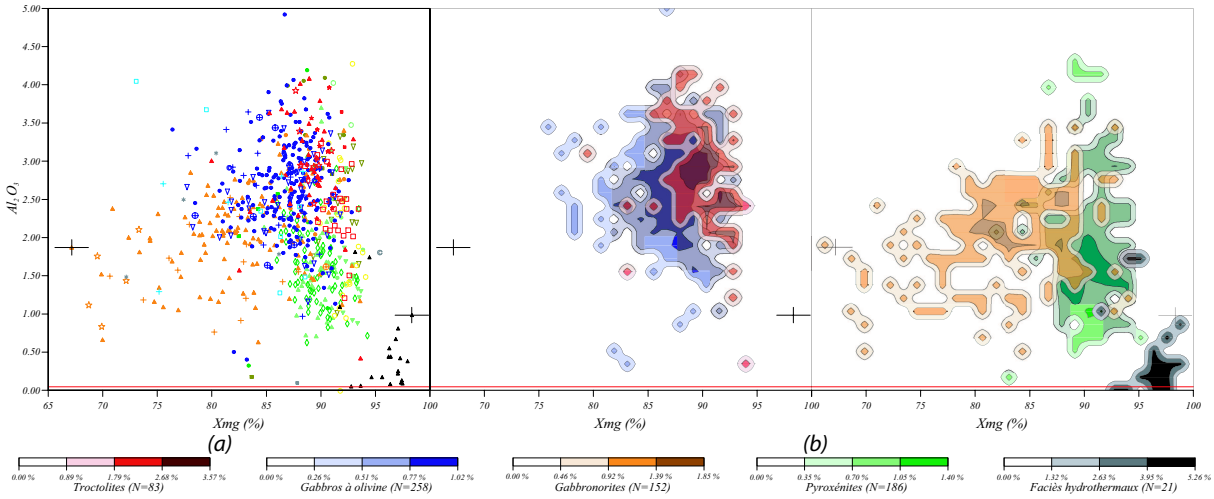
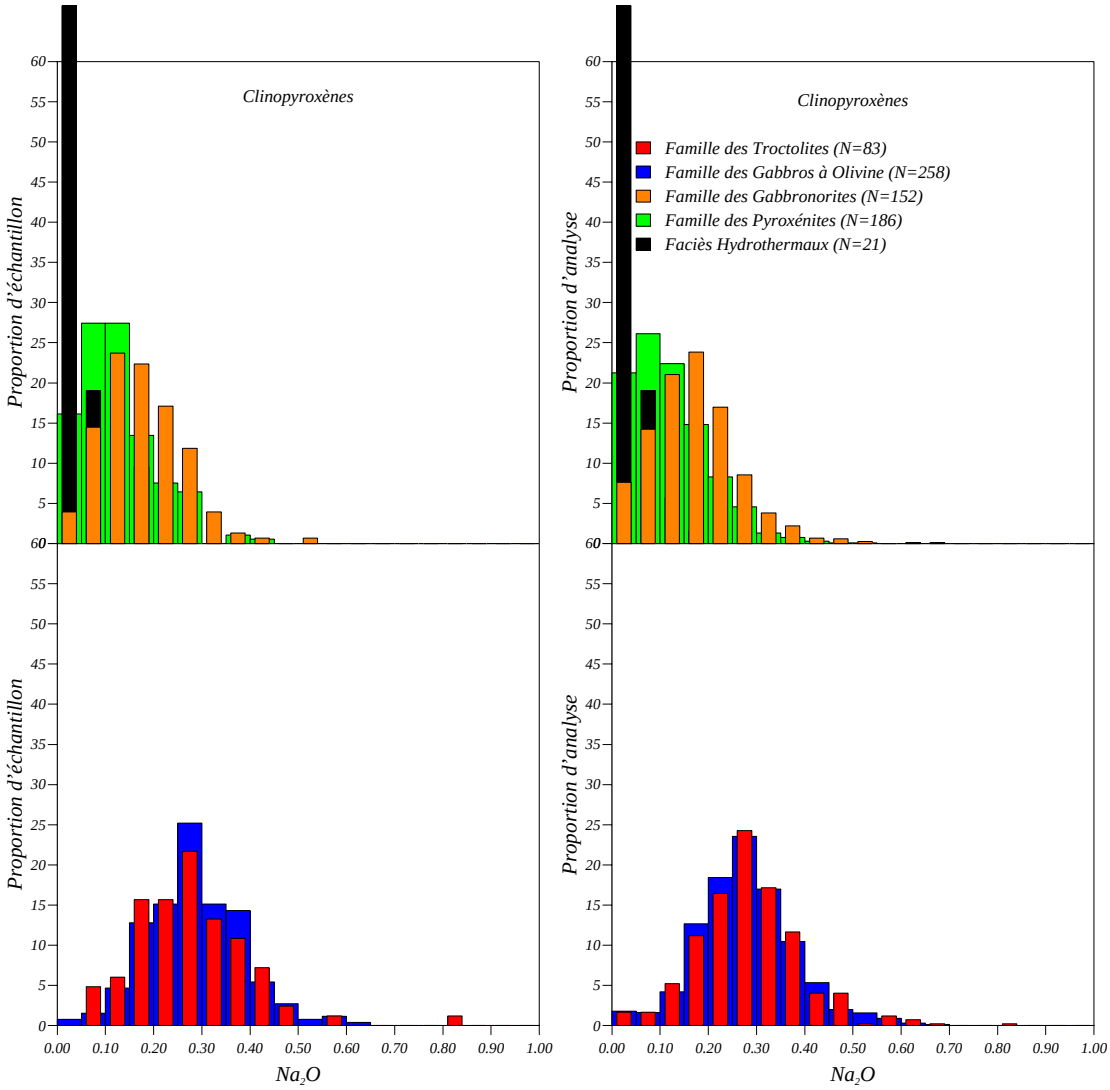


FIG. 3.39 – Diagrammes montrant l'évolution des compositions en aluminium des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

dispersées que dans les orthopyroxènes, elles se situent entre 0.75 % et 1 % pour l'essentiel des troctolites, de 0.25 % à 0.5 % pour la plupart des gabbros à olivine et des pyroxénites, et enfin au-dessous de 0.2 % pour la majorité des gabbronorites et elles sont en-dessous de la limite de détection pour les faciès hydrothermaux. Pour les familles des troctolites et des gabbros à olivine, les différents sous-groupes se répartissent de façon globalement équivalente dans le domaine de variation principal des compositions, on peut néanmoins noter que, dans le groupe des troctolites, les très faibles valeurs en chrome ont été obtenues sur des troctolites pures ne contenant des clinopyroxènes que sous forme de couronne entre olivine et plagioclase (comme l'échantillon 90 OG 27c, voir figure 2.16). Par contre, le taux de Cr_2O_3 est toujours au-dessus de 0.2 % pour les gabbronorites à olivines, elles se placent ainsi parmi les plus hautes valeurs en chrome tandis que, par opposition, les gabbronorites riches en amphibole et/ou en opaques se placent dans les faibles valeurs avec des proportions de chrome inférieures à 0.1 %. Dans la famille des pyroxénites, les orthopyroxénites, les werhlites et les rubanements présentent des teneurs en chrome supérieures à la moyenne observée pour cette famille lithologique, les werhlites et webstérites à plagioclase se placent en dessous de la limite de détection.

Les teneurs en titane varient globalement de 0 % à 1.2 % dans l'ensemble des échantillons (figures 3.34 et 3.36), elles varient globalement de 0.2 % à 0.4 % pour la majorité des troctolite, de 0.4 % à 0.5 % pour la plupart des gabbros à olivine, de 0.1 % à 0.2 % pour la majorité des gabbronorites, et enfin elles sont en-dessous des limites de détection pour la grande majorité des pyroxénites et la totalité des diopsidites et gabbros hydrothermaux. Étant donné la pauvreté en opaques en général et en oxydes ferro-titanés en particulier observée dans les échantillons appartenant aux familles des gabbronorites et



(a) Composition moyenne par échantillon (b) Toutes les analyses

FIG. 3.40 – Histogrammes des teneurs en sodium des clinopyroxènes analysés pour chaque famille de faciès.

des pyroxénites, ainsi que la position interstitielle de ces oxydes lorsqu'ils sont présents, il semble peu probable que les faibles teneurs en titane observées dans les clinopyroxènes de ces deux familles de roche soient le fait de cristallisations précoces d'oxydes ferro-titanés, cette hyposthèse n'est peut-être cependant pas à exclure totalement. Les concentrations en aluminium vont globalement de 0 % à 5 %, elles sont majoritairement comprises entre 2.5 % et 3 % pour les troctolites, 2 % et 2.5 % pour les gabbros à olivine, 1.5 % et 2 % pour les gabbronorites et entre 1 % et 1.5 % pour la famille des pyroxénites ; elles se situent en dessous de 0.5 % pour les gabbros et diopsidites hydrothermales (figures 3.37

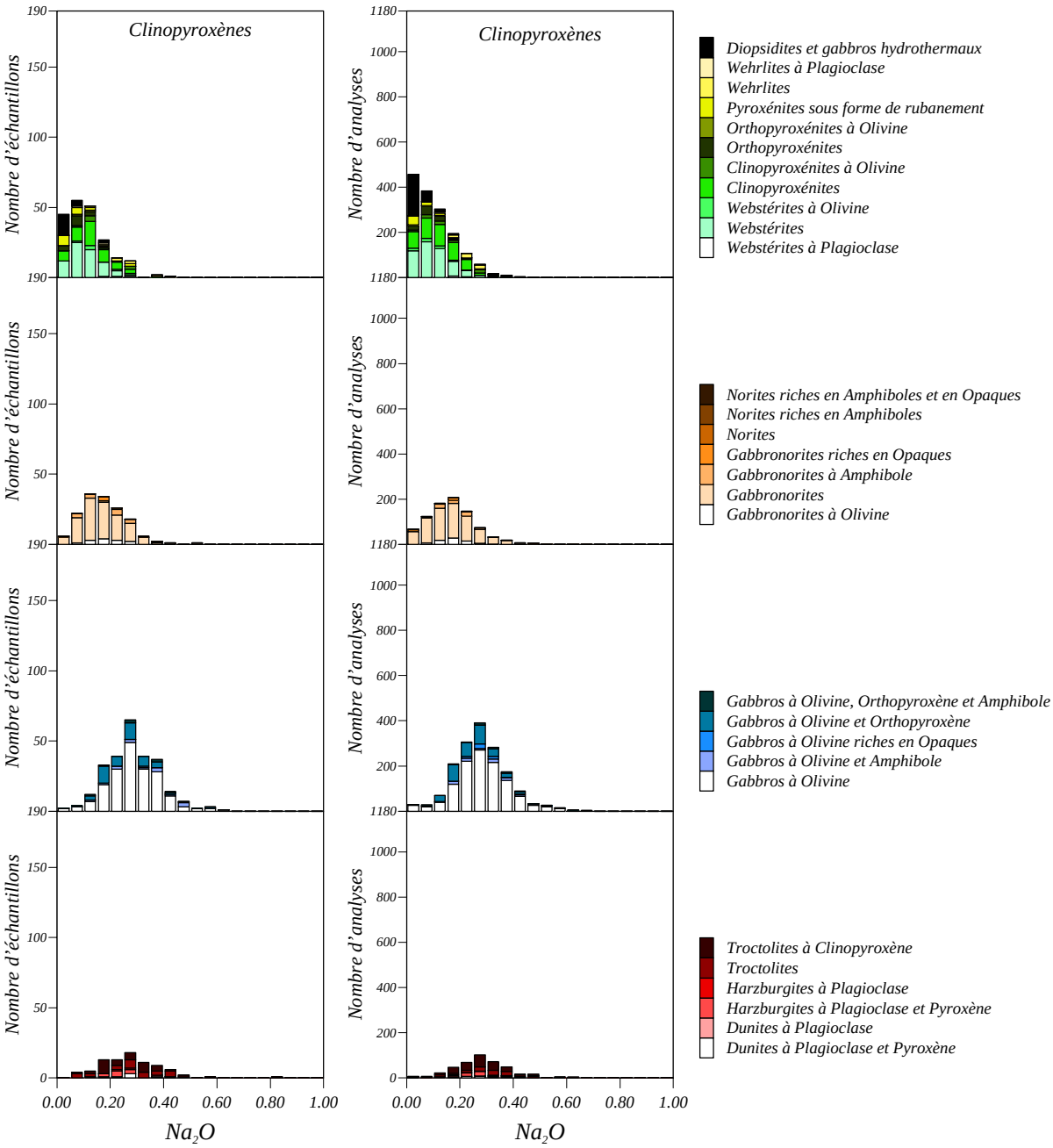


FIG. 3.41 – Histogrammes des teneurs en sodium des clinopyroxènes analysés pour tous les faciès contenant ce minéral.

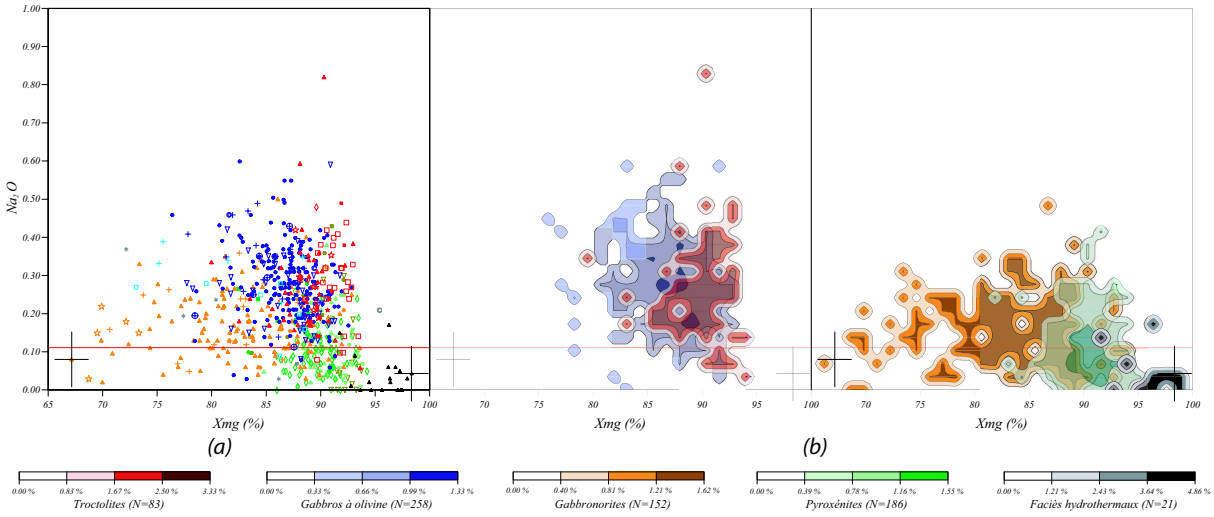


FIG. 3.42 – Diagrammes montrant l'évolution des compositions en sodium des clinopyroxènes en fonction du Xmg et du type lithologique. *(a)* : Chaque point repésente la composition moyenne pour un échantillon, la légende donnant la signification des symboles est donnée dans le tableau 2.3) ; *(b)* : les nuages de densité sont calculés sur l'ensemble des points d'analyse pour chaque famille lithologique.

et 3.39). Pour cet élément comme pour le titane on n'observe pas de variation flagrante d'un type lithologique à l'autre au sein d'une même famille, tous les faciès se répartissent à peu près uniformément sur l'intervalle de composition de leur famille (figures 3.35 et 3.38).

Les teneurs en sodium varient de 0 % à 0.6 %, une majorité d'échantillons se placent entre 0.2 % et 0.35 % tant pour les troctolites que pour les gabbros à olivine, entre 0.1 % et 0.2 % pour les gabbronorites et sont en-dessous de la limite de détection pour les pyroxénites et les faciès hydrothermaux (figures 3.40 et 3.42). Dans la famille des troctolites, il n'y a pas de différence marquée d'un type lithologique à l'autre pour ce qui est des teneurs en sodium ; dans la famille des gabbros à olivine, les gabbros à olivine riches en amphiboles et/ou en opaques présentent des compositions riches en sodium relativement aux roches de leur groupe. Dans la famille des gabbronorites, les gabbronorites à olivines se regroupent majoritairement autour d'une teneur moyenne de 0.2 % en sodium, c'est-à-dire qu'elles présentent une concentration en Na_2O légèrement supérieure à celle de la moyenne des roches de cette famille lithologique ; et enfin, dans le groupe des pyroxénites, les orthopyroxénites et les rubanements présentent les compositions les plus faiblement sodiques (figure 3.41).

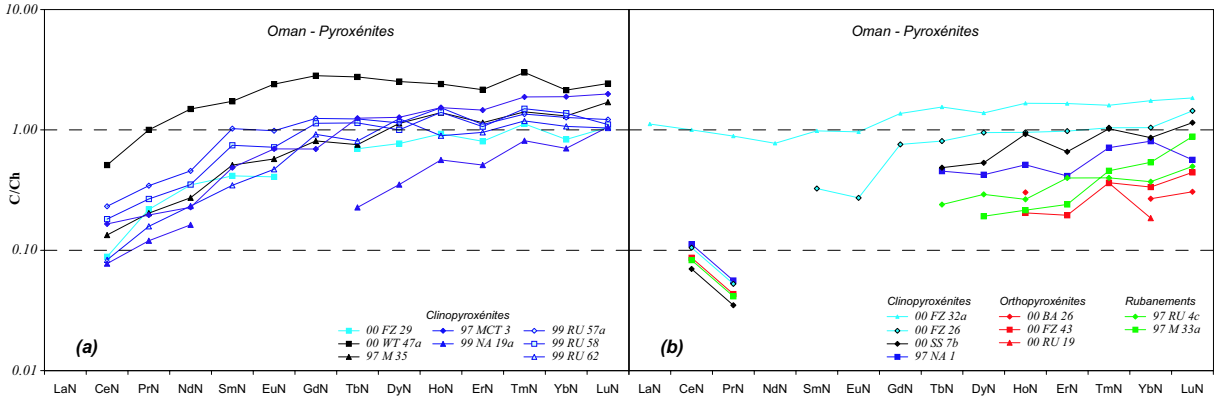


FIG. 3.43 – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour dix-sept échantillons de pyroxénites. Trois types lithologiques sont représentés : douzes clinopyroxénites, trois orthopyroxénolites et deux pyroxénites (représentées par une webstérite – échantillon 97 M 33a – et une orthopyroxénite – échantillon 97 RU 4c) affleurant sous forme de rubanement.

3.3.3 Quelques résultats sur des éléments traces dans les pyroxénites

La figure 3.43 présente les profils de terres rares sur roche totale pour dix-sept pyroxénites, douze d'entre elles sont des clinopyroxénites, trois sont des orthopyroxénites et les deux dernières sont deux rubanements (une orthopyroxénite, 97 RU 4c, et une webstérite, 97 M 33a). Les analyses représentées ont été faites sur l'ICP-MS du C.R.P.G. (Nancy) sur roche totale, les limites de détections et incertitudes sur les mesures sont données en table 3.3, plus d'informations sur le matériel utilisé et les méthodes d'analyses sont disponibles sur les site web du C.R.P.G. (http ://crpg.cnrs-nancy.fr/SARM). Les orthopyroxénites apparaissent globalement moins riches en traces que les clinopyroxénites, cela s'explique bien par le fait que les orthopyroxènes concentrent moins les terres rares que les clinopyroxènes. Pour les échantillons appartenant à ce type lithologique (00 BA 26, 00 FZ 43, 00 RU 19 et 97 RU 4c) ainsi que pour la webstérite en rubanement (97 M 33a), la plupart des analyses sont en dessous des limites de détection et on obtient des spectres très incomplets ce qui rend leur analyse assez difficile (figure 3.43 *(b)*). L'échantillon 00 FZ 43 ainsi que les échantillons de rubanements présentent cependant des profils assez plats dans les terres rares lourdes (Dysprosium à Lutétium) avec une légère tendance à l'enrichissement pour les éléments les plus lourds ; les deux valeurs mesurées pour le cérium et le praséodyme montrent une tendance à l'enrichissement dans les terres rares légères. Les orthopyroxénites et rubanements dessinent donc de façon fragmentaire un spectre qui se rapproche de ceux obtenus sur les clinopyroxènes du manteau. On retrouve ce type de profil appauvri en terre rares intermédiaires et à tendance vers l'enrichissement en terre rares lourdes pour trois clinopyroxénites (00 FZ 26, 00 SS 7b et 97 NA 1, figure 3.43 *(b)*), l'appauvrissement dans les termes intermédiaires faisant tomber les concentrations en dessous des limites de détection.

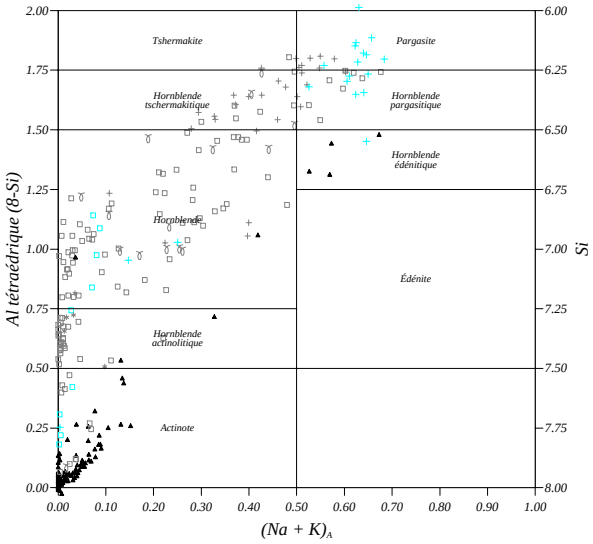
Élément	Incertitude (ppm)	Limite (ppm)
La	$\simeq$ 15 %	0,05
Ce	$\simeq$ 15 %	0,05
Pr	$\simeq$ 20 %	0,04
Nd	$\simeq$ 15 %	0,15
Sm	$\simeq$ 20 %	0,06
Eu	$\simeq$ 15 %	0,02
Gd	$\simeq$ 15 %	0,07
Tb	$\simeq$ 15 %	0,01
Dy	$\simeq$ 20 %	0,05
Ho	$\simeq$ 15 %	0,01
Er	$\simeq$ 10 %	0,04
Tm	$\simeq$ 15 %	0,01
Yb	$\simeq$ 10 %	0,03
Lu	$\simeq$ 15 %	0,01

TAB. 3.3 – Barres d'erreur et limites de détection analytiques de l'ICP-MS du C.R.P.G. de Nancy pour chaque éléments (voir le site http ://www.crpg.cnrs-nancy.fr/SARM pour plus d'informations).

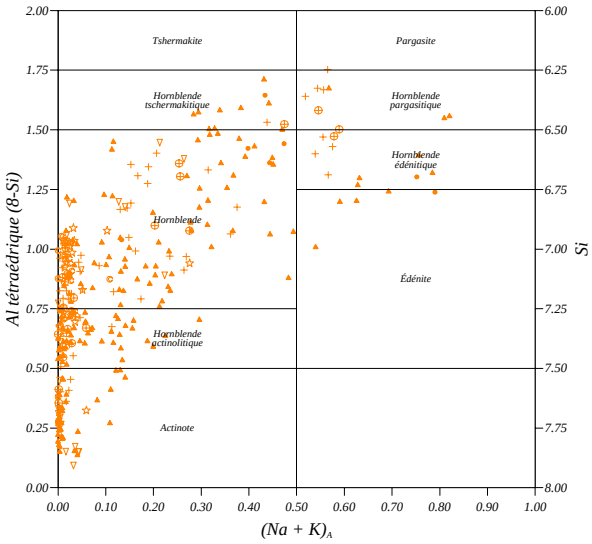
La majorité des clinopyroxénites analysées présente des spectres semblables montrant un fractionnement entre terres rares lourdes et terres rares légères plus ou moins important selon les échantillons mais grosso-modo équivalente, ces profils sont semblables à ceux obtenu par Mathieu Benoit (1997) sur deux webstérites de Maqsad (figure 3.43 *(a)*). Ce sont des spectres caractéristiques de clinopyroxènes en équilibre avec un liquide basaltique. L'échantillon 00 FZ 32a présente un spectre exceptionnel qui se trouve parmi les plus hautes concentrations en éléments traces et ne montre pratiquement aucun fractionnement terres rares lourdes - terres rares légères, il présente un enrichissement léger en terres rares légères et il est notamment le seul échantillon pour lequel la teneur en Lanthane dépasse la limite de détection (figure 3.43 *(b)*).

3.4 Chimie des Amphiboles

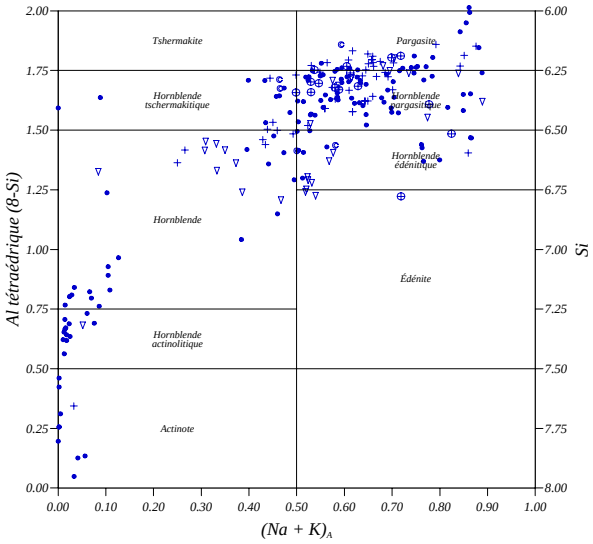
On distinguera deux types d'amphiboles dans les gabbros étudiés ; les premières sont le résultat de l'altération plus ou moins poussée des pyroxènes, elles sont présentes en quantités variables dans la quasi-totalité des échantillons en bordure des pyroxènes mais n'ont que très rarement été analysées, l'altération des pyroxènes n'étant pas le sujet de la présente étude. Les amphiboles magmatiques, cristallisant à partir de magmas tardifs et enrichis en eau sont par opposition très peu communes dans les filons, elles sont surtout présentes dans certaines roches différenciées comme les norites ou les gabbronorites. On les trouve très rarement, et en proportions extrêmement faibles, dans les troctolites et gabbros à olivine. Elles apparaissent toujours en plages interstitielles pœcilitiques et se développent fréquemment sur les bordures des pyroxènes ; dans les roches où elles sont abondantes, elles sont la plupart du temps associées à des oxydes ferro-titanés. Dans la plupart des roches, cette distinction se fait facilement en observant simplement les lames



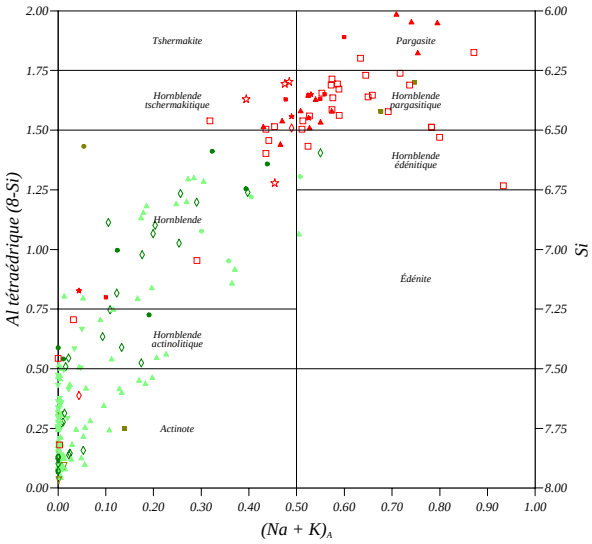
(a) Faciès granitiques, hydrothermaux et gabbros



(b) Famille des gabbronorites

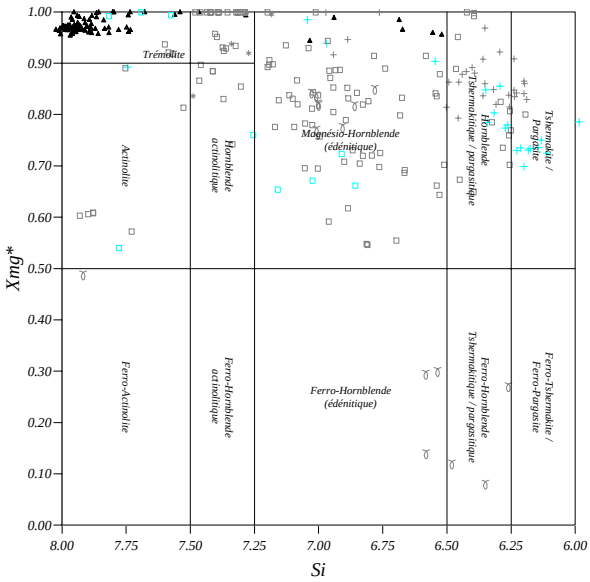


(c) Famille des gabbros à olivine

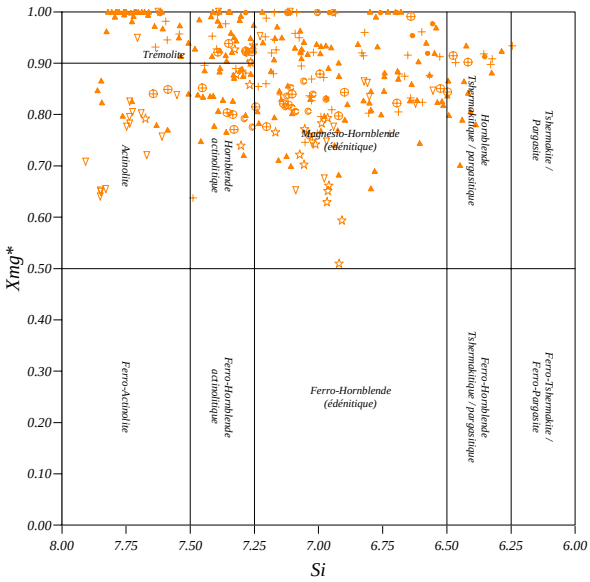


(d) Familles des troctolites et des pyroxénites

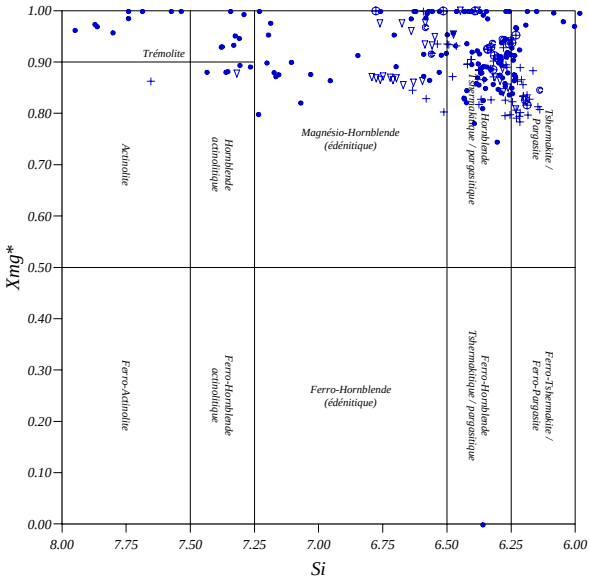
FIG. 3.44 – Distribution des amphiboles analysées dans le diagramme *Al dans le site tétrédrique* en fonction de *Na+K dans le site A* (Leake, 1978), les concentrations utilisées sont en nombre d'atomes dans la formule structrale ; la légende pour les différents symboles est donnée dans le tableau 2.3.



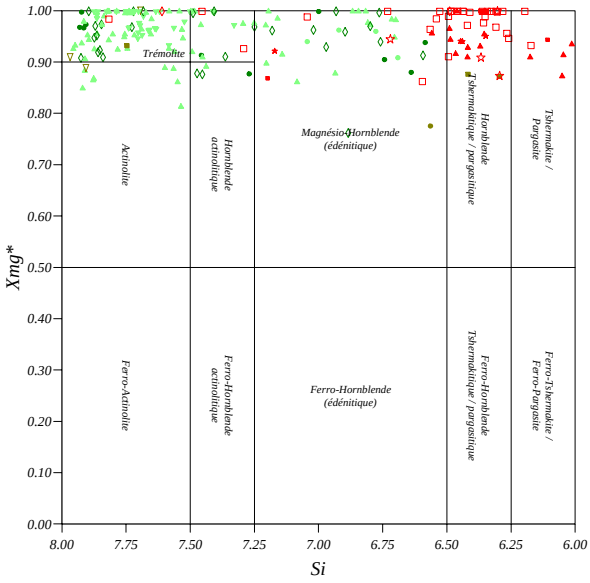
(a) Faciès granitiques, hydrothermaux et gabbros



(b) Famille des gabbronorites

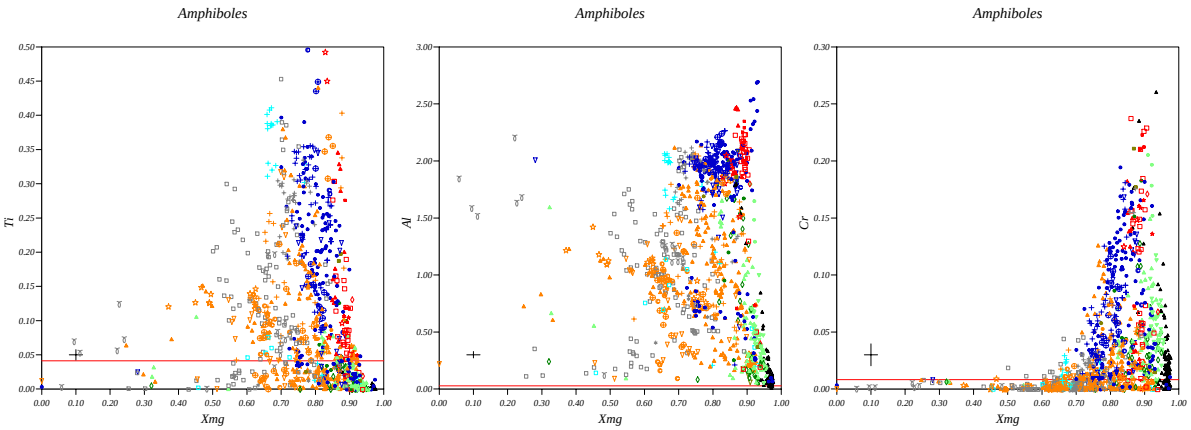


(c) Famille des gabbros à olivine



(d) Familles des troctolites et des pyroxénites

FIG. 3.45 – Composition des amphiboles analysées dans le diagramme donnant $Xmg* (= \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}})$ en fonction de Si. Les concentrations utlisée sont en nombre d'atomes dans la formule structurale ; voir le tableau 2.3 pour la signification des différents symboles.



(a) Titane (b) Aluminium (c) Chrome

FIG. 3.46 – Diagrammes représentant respectivement les teneurs en titane, chrome et aluminium en fonction du Xmg ($= \frac{Mg}{Mg+Fe_{total}}$) dans les amphiboles.

minces sous microscope, l'amphibole magmatique apparaît alors en plages pléochroïques généralement brunes (parfois vertes, voir figures 2.37 et 2.71) tandis que les amphiboles d'altérations apparaissent en bordure des pyroxènes et présentent un aspect relativement fibreux. Pour quelques échantillons cependant, cette distinction est bien plus difficile à faire et il faudra se baser sur les propriétés chimiques des amphiboles (les amphiboles qui se placent dans les domaines de l'actinolite et de la trémolite sont toujours d'origine hydrothermale, voir figures 3.44 et 3.45), voire sur les déductions faites à partir de l'observation de nombreux échantillons de la même famille de roche pour déterminer l'origine hydrothermale ou magmatique des amphiboles (pour certaines familles, comme la famille de troctolites, de l'amphibole fraiche clairement magmatique n'est jamais observée, il est donc peu probable qu'une amphibole analysée ponctuellement dans un échantillon soit d'origine magmatique).

Les compositions des amphiboles varient nettement en fonction des types lithologiques, certaines amphiboles résultant de l'altération des pyroxènes ont été analysées et apparaissent dans les graphiques (figures 3.44 et 3.45), dans certains cas, elles se différencient clairement des amphiboles magmatiques. Les gabbros présentent deux familles distinctes d'amphiboles, la première se situe dans les domaines de la pargasite – hornblende pargasitique (figure 3.44 *(a)*) et est grosso-modo représentée par les gabbros à amphibole, la seconde se situe dans les domaines de l'actinote à la hornblende et regroupe l'ensemble des gabbros. La première série est magmatique tandis que la seconde provient sans aucun doute de l'altération des clinopyroxènes. Cette distinction est bien plus ardue à faire en ce qui concerne les granits, granodiorites et diorites, les amphiboles évoluant en continu depuis le domaine des hornblendes actinolitiques jusqu'à celui des hornblendes pargasitiques, mais vu la pauvreté de ces faciès en clinopyroxènes, il est peu probable qu'ils

soient riches en amphiboles d'altération. Les amphiboles des faciès granitiques sont donc plus vraisemblablement majoritairement d'origine magmatique avec ponctuellement des analyses qui ont pu se faire dans des zones altérées d'ancien clinopyroxène ou d'amphibole. Certains granits présentent des amphiboles très différenciées avec un $Xmg*$ au-dessous de 0.3 % (figure 3.45 *(a)*). Les faciès hydrothermaux présentent une évolution remarquable : la majorité des amphiboles mesurées dans ces roches sont clairement des actinotes et trémolites d'altération compatibles avec les observations de déstabilisation du clinopyroxène dans ces lames faites au chapitre 2. Mais certaines amphiboles ont des compositions de magnésio-hornblende pargasitique et sont donc plus probablement d'origine magmatiques, l'évolution d'un pôle à l'autre se fait le long d'une droite ; le $Xmg*$ reste très élevé dans tous les cas.

La distinction entre amphibole magmatique et amphibole d'altération est également très aisée à faire pour les familles des troctolites et des gabbros à olivine pour lesquelles on peut différencier un groupe d'amphibole métamorphique dans les domaines des trémolites - actinolite ($Si > 7$ et $(Na+K)_A < 0.3$, figure 3.44 *(d)*) et un groupe de magnésio-hornblendes pargasitiques et pargasites magmatiques ($Si < 7$ et $(Na+K)_A > 0.3$). Dans la famille des gabbros à olivine, les gabbros à olivine riches en orthopyroxènes présentent les amphiboles magmatiques les plus riches en silicium et les plus pauvres en alcalins tandis que les faciès riches en amphiboles et/ou en opaques, gabbros à olivine riches amphiboles et gabbros à olivine riches en orthopyroxènes et en amphiboles, ont des amphiboles plus alumineuses et alcalines (figure 3.45 *(c)*). Le $Xmg*$ reste assez élevé et on n'observe pas de différence marquée d'un type lithologique à l'autre dans la famille des gabbros à olivine, par contre, les amphiboles des troctolites pures sont en moyenne plus magnésiennes que celles des troctolites à clinopyroxènes (figure 3.45 *(c)* et *(d)*).

Dans les familles des pyroxénites et des gabbronorites, les amphiboles évoluent en continu depuis le domaine des trémolites - actinolites jusqu'à celui des hornblendes ; elles atteignent parfois les domaines des hornblendes pargasitiques ou édénitiques pour les gabbronorites (figure 3.44 *(b)* et *(d)*). La distinction amphiboles magmatiques - amphiboles d'altération n'est pas évidente pour ces deux familles lithologiques, néanmoins, on n'a pas noté de présence d'amphibole en quantité conséquente dans les pyroxénites et il est probable que l'ensemble des amphiboles mesurées dans les lames correspondant à cette famille proviennent de l'altération partielle des clinopyroxènes. Par contre, les gabbronorites peuvent contenir jusqu'à 20 % d'amphiboles brunes ou vertes, visiblement d'origine magmatique en lame mince, on peut donc raisonnablement supposer qu'une bonne part des analyses effectuées l'ont été sur des amphiboles d'origine magmatique mêmes si leurs compositions restent toujours faiblement alcalines et alumineuses.

Le Xmg des amphiboles évolue en fonction des types lithologiques de la même manière que le taux de forstérite des olivines ou que le Xmg des pyroxènes : les troctolites et les pyroxénites sont les familles lithologiques les plus magnésiennes et les gabbronorites sont les roches les plus ferriques, les gabbros à olivine se situent entre les deux. Les teneurs globales en sodium et potassium restent relativement faibles mais au-dessus des limites de détections dans la majeure partie des lames, par contre, les teneurs en nickel et manganèse

sont aux limites de détection de la microsonde et pour les quelques valeurs dépassant ces limites, les barres d'erreurs analytiques sont exceptionnellement fortes couvrant la moitié du champ de variation des compositions ; comme pour les olivines et les pyroxènes, on observe tout de même une augmentation globale de la teneur en manganèse avec la décroissance du Xmg. La figure 3.46 montre les évolutions des teneurs en titane, aluminium et chrome en fonction du Xmg, la distinction entre les amphiboles magmatiques et métamorphiques est à nouveau bien mise en évidence pour les familles des troctolites, des gabbros à olivine et pour les gabbros indifférenciés, les amphiboles d'altération présentant des compositions nettement appauvries en chrome et en aluminium. Par ailleurs, les tendances globales déjà observées sur les orthopyroxènes et surtout les clinopyroxènes se retrouvent ici :

- les pyroxénites sont globalement très pauvres en titane, en dessous de la limite de détection dans la grande majorité des lames, elles présentent des teneurs en aluminium très dispersées qui restent en moyenne plus basse que celles des autres familles lithologiques et enfin, leurs concentrations en chrome s'étendent sur l'ensemble de l'intervalle de compositions des amphiboles analysées, la majorité des échantillons se concentrent néanmoins vers les basses valeurs de chrome ;
- les amphiboles des gabbronorites présentent des concentrations en titane et en aluminium très dispersées mais qui restent globalement en dessous de celles mesurées pour les gabbros à olivine et les troctolites, la majeure partie des échantillons appartenant à cette famille lithologique sont au-dessous de la limite de détection de chrome, quelques-uns uns cependant ont des teneurs en chrome assez forte ; de la même façon que pour les clinopyroxènes, la pauvreté générale de ces faciès en oxydes ferro-titanés ainsi que leur position interstitielle lorsqu'ils sont présents est incompatible avec une cristallisation précoce de ces minéraux qui aurait entraîné un appauvrissement du liquide parent en titane ;
- les amphiboles des gabbros à olivine définissent l'intervalle de variation totale des compositions en titane, les mesures sont très dispersées dans cet intervalle et il ne semble pas y avoir de zone de basse ou forte concentration où se regrouperaient les échantillons de cette famille ; les compositions en chrome sont également très dispersées entre 0 et 0.25 (concentration en nombre d'atome dans la formule structurale) mais se réunissent légèrement autour de valeurs moyennes (0.10 - 0.15) tandis que les teneurs en aluminium se regroupent très franchement dans les fortes concentrations (1.5 - 2.5 si on fait abstraction des amphiboles d'altération) ;
- finalement les compositions des amphiboles contenues dans les troctolites se rapprochent de celles mesurées dans les gabbros à olivine, elles sont légèrement plus pauvres en titane, plus riches en chrome et en aluminium.

3.5 Synthèse - Conclusion

Les compositions déterminées à la microsonde des différentes phases minérales mettent donc en évidence les caractères chimiques les plus marqués de chaque famille lithologique,

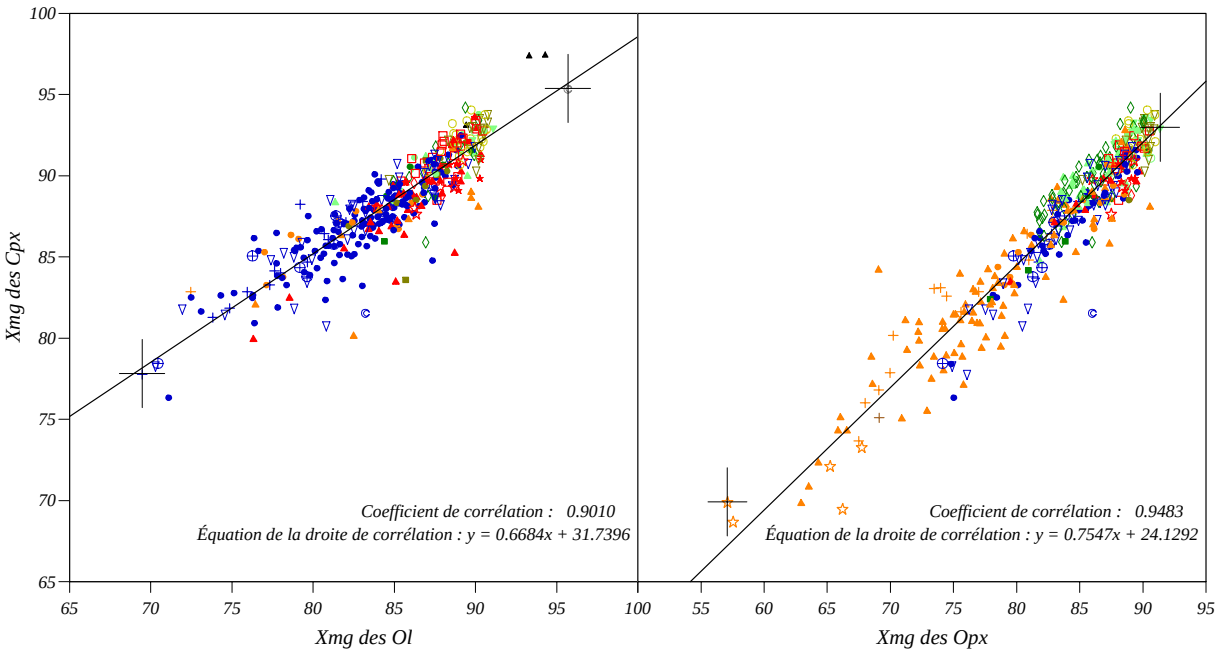


FIG. 3.47 – Graphique montrant les corrélations entre le Xmg des clinopyroxènes et la teneur en forstérite de l'olivine d'un côté, le Xmg des orthopyroxènes de l'autre côté. Le coefficient de corrélation est fort dans les deux cas (> 0.9), ce qui permettra par la suite de calculer un Xmg de clinopyroxène virtuel pour les échantillions ne contenant pas ce minéral. Chaque point représente la composition moyenne d'un échantillon.

les principales caractéristiques géochimiques par phase minérale et par type lithologique sont récapitulées dans le tableau 3.4. Les variations des différentes concentrations ne sont pas les mêmes d'un groupe à l'autre. Elles confirment globalement la classification établie au chapitre 2 sur des critères pétrographiques. Pour toutes les familles lithologiques, l'aluminium dans les orthopyroxènes est à peu près constant mais les autres caractères chimiques présentent des variations sensibles d'un type lithologique à un autre :

1. La famille des **troctolites** est clairement le groupe lithologique le plus primitif, il contient les minéraux ferro-magnésiens (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène) présentant les compositions les plus magnésiennes, les plus riches en nickel, chrome, aluminium et sodium et en même temps, les plus pauvres en manganèse.
2. La famille des **gabbros à olivine** est en moyenne plus différenciée, les compositions des ferro-magnésiens étant plus ferriques, moins nickélines, chromifères, alumineuses et sodiques mais plus riches en manganèse. Ce caractère plus différencié ne se retrouve pas dans les teneurs en anorthite des plagioclases globalement équivalentes à celles mesurées pour les troctolites.
3. Dans la famille des **gabbronorites**, les ferro-magnésiens présentent des Xmg très variables ; certains des échantillons appartenant à ce type lithologique pourraient se plaçer dans la suite des gabbros à olivine dans une série de différenciation ; leurs

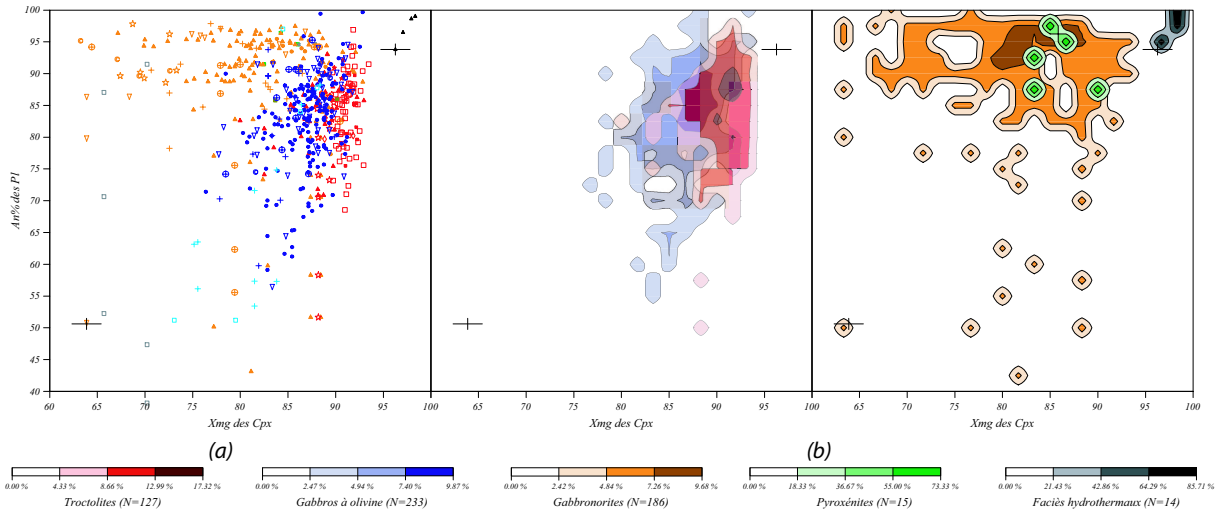


FIG. 3.48 – Graphique montrant l'évolution de la teneur en anorthite du plagioclase en fonction du Xmg du clinopyroxène. Pour les troctolites, norites et orthopyroxénites ne contenant pas de clinopyroxène, un Xmg de clinopyroxène virtuel a été calculé à partir du Xmg des olivines ou des orthopyroxènes (voir figure 3.47 pour les équations permettant ce calcul), *(a)* : chaque point représente la moyenne de composition pour un échantillon ; *(b)* : les nuages de densité ont été calculés sur l'ensemble des moyennes par échantillon.

compositions très déprimées en éléments mineurs (aluminium, titane et sodium) les distinguent cependant très nettement des roches de la série troctolite – gabbro à olivine. Les teneurs en anorthite anormalement hautes des plagioclases de cette famille lithologique peut être expliquée soit par la nature déprimée de leur magma parent, soit par ujne forte pression partielle d'eau dans le magma parent ; la pauvreté des roches de la famille des gabbronorites en amphiboles ou autre phase hydratée toutefois semble contredire cette seconde hypothèse.

4. Les rapports 100 $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ des ferro-magnésiens des **pyroxénites**, ainsi que la plupart des concentrations en mineurs (titane, sodium, manganèse et nickel) les rapprochent beaucoup des compositions des ferro-magnésiens contenus dans les faciès troctolitiques. Ils présentent cependant un caractère plus déprimé, surtout marqué par les faibles concentrations en aluminium et chrome mesurées dans les clinopyroxènes, qui les singularise. L'absence quasi-totale de plagioclase dans les roches de cette famille ne permet pas d'utiliser ce critère pour évaluer le rapport $\frac{Ca}{Na}$ du magma parent mais les profils de terres rares obtenus sur les clinopyroxènes sont ceux de clinopyroxènes ayant cristallisé à l'équilibre avec un liquide basaltique globalement appauvri en terres rares par rapport aux MORBs.

5. Enfin, les **diopsidites et gabbros métamorphiques** qui étaient apparus comme des roches particulièrement dissemblables des cumulats étudiés par ailleurs ont confirmé leur nature " exotique " par un chimisme tout à fait différent de celui observé dans les autres roches. Elles apparaissent ainsi constituées principalement

de diopsides purs parfois associés à des forstérites et/ou des anorthites ; leurs compositions sont donc exceptionnellement appauvries, tant en fer qu'en tous les éléments mineurs (sodium, aluminium, manganèse, chrome, titane...).

La figure 3.48 montre l'évolution de la teneur en anorthite des plagioclases en fonction du Xmg des clinopyroxènes ; tous les types lithologiques ne contenant pas de clinopyroxène (en particulier les troctolites, norites et certaines pyroxénites), le problème de la représentation de ces échantillons dans un tel diagramme s'est posé. Les échantillons contenant à la fois du clinopyroxène et de l'olivine ou à la fois du clinopyroxène et de l'orthopyroxène ne sont pas rares, sur la figure 3.47, on peut voir l'évolution du Xmg des clinopyroxènes en fonction de celui des olivines ou des orthopyroxènes. Ce diagramme présente plusieurs intérêts : en premier lieu, il montre une très forte corrélation entre les rapports $\frac{Mg}{Fe+Mg}$ des clinopyroxènes, des orthopyroxènes et des olivines ; à quelques points isolés près, la légère dispersion du nuage de points entre dans la barre d'erreur analytique. Ce résultat permettra par la suite de calculer des Xmg virtuels pour les échantillons ne contenant pas de clinopyroxène et de représenter ces échantillons sur un graphique tel que celui présenté en figure 3.48 en considérant le Xmg obtenu comme exact aux barres d'erreur analytiques près.

Ensuite, les quelques points se plaçant légèrement en dehors du nuage principal sur la figure 3.47 sont représentés par une gabbronorite, deux troctolites à clinopyroxène, un gabbro à olivine riche en opaques, une werhlite à plagioclase et les faciès hydrothermaux. Cela signifie que, tout comme pour les autres types lithologiques, les faciès d'imprégnation, harzburgites et dunites à plagioclase et/ou clinopyroxène, ainsi que les faciès contenant des clinopyroxènes pœcilitiques (troctolites à clinopyroxène entre autres) présentent des chimismes corrélés pour les olivines et les pyroxènes. Cela explique les fortes similitudes entre les troctolites à clinopyroxène et les gabbros à olivine, lesquels compte tenu de leur texture ont probablement cristallisé olivines et clinopyroxènes en équilibre. Dans le débat sur l'origine résiduelle ou cumulative des olivines sub-automorphes contenues dans les faciès d'imprégnation, c'est aussi un argument qui, associé à la faible divergence de la chimie générale des différentes phases minérales entre les troctolites et les imprégnations, fait pencher la balance du côté d'une origine plutôt cumulative. Il faut tout de même souligner que les harzburgites et les dunites imprégnées restent des roches très primitives et qu'un ré-équilibrage entre les olivines et les clinopyroxènes et plagioclases imprégnant a pu se faire, une telle hypothèse cependant reste peu probable du fait de l'automorphisme des olivines, de leur absence de déformation et surtout de leur taille et de l'absence de zonage cœur-bord. Le ré-équilibrage nécessite des conditions de température particulières, en effet, celle-ci doit rester suffisamment haute pour que la cinétique de migration ne devienne pas quasi-nulle ; de plus l'absence systématique de zonage indique que s'il y a eu ré-équilibrage, celui-ci est total, les tailles pluri-millimétriques couramment observées pour les olivines des imprégnations (figure 2.5) sont donc indicatives d'un temps de ré-équilibrage long c'est-à-dire d'une phase à haute température de longue durée au cour de la formation de ces roches. Or les textures de cumulats pœcilitiques observées dans toutes les péridotites imprégnées sont contradictoires avec ces conditions car à haute température,

Famille	Lithologie	Plagio.	Olivines			Orthopyroxènes			
		An %	*Fo %*	*MnO*	*NiO*	*Xmg*	*MnO*	Cr_2O_3	Al_20_3
Troctolites	Dunites à Plagioclase	$80-90$	$88-90$	$0.10-0.20$	$0.20-0.40$	$85-91$	$0.15-0.25$	$0.60-0.70$	$1.50-2.50$
	Dunites à Plagioclase et Pyroxène	$80-90$	$85-90$	$0.10-0.20$	$0.20-0.40$	$85-91$	$0.15-0.25$	$\cong 0.50$	$\cong 1.50$
	Harzburgites à Plagioclase	$80-90$	$86-91$	$0.10-0.20$	$0.20-0.40$	$85-91$	$0.15-0.25$	$0.50-0.70$	$1.50-2.00$
	Harzburgites à Plagioclase et Pyroxène	$80-95$	$86-91$	$0.10-0.20$	$0.20-0.40$	$85-91$	$0.15-0.25$	$0.50-0.90$	$1.50-2.00$
	Troctolites	$70-95$	$85-91$	$0.05-0.25$	$0.20-0.50$	$88-92$	$0.10-0.30$	$0.10-0.60$	$0.75-1.75$
	Troctolites à Clinopyroxène	$70-95$	$75-91$	$0.15-0.30$	$0.05-0.35$	$79-89$	$0.10-0.30$	$0.10-0.90$	$1.00-4.50$
Gabbros à olivine	Gabbros à Olivine	$50-95$	$70-90$	$0.10-0.40$	$0.00-0.40$	$70-90$	$0.10-0.30$	$0.10-0.40$	$1.00-2.00$
	Gabbros à Olivine et Amphibole	$60-90$	$69-82$	$0.25-0.50$	$0.10-0.30$	$80-85$	$0.20-0.30$	$\cong 0.10$	$1.00-1.50$
	Gabbros à Olivine riches en Opaques	$70-80$	$83-87$	$0.10-0.20$	$0.00-0.30$	$\cong 85$	$0.25-0.30$	$0.10-0.30$	$1.00-1.25$
	Gabbros à Olivine et Orthopyroxène	$60-95$	$70-91$	$0.10-0.45$	$0.00-0.50$	$75-90$	$0.10-0.45$	$0.00-0.70$	$1.00-2.50$
	Gabbros à Olivine, Orthopyroxène et Amphibole	$60-95$	$68-82$	$0.25-0.45$	$0.00-0.20$	$75-80$	$0.25-0.45$	$0.00-0.20$	$1.00-1.50$
Gabbros	Gabbros	$50-70$	–	–	–	$\cong 80$	$\cong 0.25$	0.00	$\cong 1.00$
	Gabbros à Amphibole	$0-65$	–	–	–	$\cong 68$	$\cong 0.55$	0.00	$\cong 1.00$
Gabbronorites	Gabbronorites à Olivine	$85-95$	$80-90$	$0.15-0.35$	$0.00-0.30$	$80-90$	$0.10-0.30$	$0.20-0.70$	$1.50-2.00$
	Gabbronorites	$30-98$	$75-90$	$0.10-0.30$	$0.15-0.50$	$65-90$	$0.10-0.50$	$0.00-0.60$	$0.50-2.00$
	Gabbronorites à Amphibole	$78-98$	–	–	–	$65-85$	$0.20-0.40$	$0.00-0.20$	$0.50-1.50$
	Gabbronorites riches en Opaques	$88-98$	–	–	–	$55-65$	$0.40-0.80$	$\cong 0.00$	$0.50-1.25$
	Norites	$50-95$	–	–	–	$60-85$	$0.10-0.50$	$0.00-0.15$	$0.75-2.00$
	Norites riches en Amphiboles	$50-95$	–	–	–	$55-75$	$0.20-0.60$	$\cong 0.00$	$1.00-2.00$
	Norites riches en Amphiboles et en Opaques	$30-95$	–	–	–	$50-60$	$0.40-0.80$	$\cong 0.00$	$0.75-1.50$
Pyroxénites	Webstérites à Plagioclase	$90-95$	–	–	–	$75-80$	$0.20-0.25$	$0.10-0.20$	$\cong 1.50$
	Webstérites	–	$85-90$	$0.05-0.20$	$0.30-0.50$	$80-90$	$0.05-0.30$	$0.10-0.50$	$0.75-2.25$
	Webstérites à Olivine	–	$85-90$	$0.10-0.30$	$0.10-0.30$	$85-91$	$0.00-0.15$	$0.30-0.50$	$1.00-2.00$
	Clinopyroxénites	–	$80-91$	$0.15-0.35$	$0.20-0.35$	$80-88$	$0.15-0.30$	$0.10-0.50$	$0.50-2.00$
	Clinopyroxénites à Olivine	–	$85-90$	$0.10-0.20$	$0.20-0.30$	$88-90$	$\cong 0.20$	$0.50-0.60$	$\cong 1.50$
	Orthopyroxénites	–	$85-90$	$0.10-0.15$	$0.40-0.60$	$88-92$	$0.05-0.20$	$0.40-0.90$	$0.25-2.50$
	Orthopyroxénites à Olivine	–	$\cong 90$	$0.15-0.25$	$0.40-0.50$	$\cong 90$	$\cong 0.10$	$0.60-0.90$	$\cong 2.00$
	Werhlites	–	$85-90$	$0.10-0.20$	$0.15-0.20$	$86-88$	$\cong 0.20$	$\cong 0.45$	$1.75-2.25$
	Werhlites à Plagioclase	$85-87$	$80-85$	$0.25-0.30$	$0.30-0.40$	–	–	–	–
	Rubanements de pyroxènes	–	$87-91$	$0.05-0.20$	$0.20-0.70$	$85-93$	$0.05-0.20$	$0.30-0.90$	$0.75-2.75$
Diopsidites et gabbros hydrothermaux		>95	$91-95$	<0.2	$0.30-0.50$	>92	<0.10	$0.70-0.80$	$\cong 1.50$
Amphibololites		–	$85-95$	$0.3-0.4$	$0.00-0.40$	$75-85$	$\cong 0.30$	$0.10-0.60$	$\cong 1.50$
Diabases		$5-90$	–	–	–	–	–	–	–
Granites	Diorites et Granodiorites	$2-95$	–	–	–	60	0.40	0.10	1.25
	Trondhjémites et Tonalites	$0-99$	–	–	–	–	–	–	–
	Plagioclasites	$0-99$	–	–	–	–	–	–	–

TAB. 3.4 – Tableau récapitulant les principaux caractères chimiques pour chaque phase minérale en fonction du type lithologique considéré. *Plagio. : plagioclases; An % : teneur en anorthite des plagioclases; Fo : teneur en forstérite des olivines; Wo % : teneur en wollastonite des clinopyroxènes;* $Xmg = 100\ \frac{Mg}{Mg+Fe}$ *;* $Xmg* = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$ *;* $(8-Si)$ *: aluminium dans le site tétraédrique dans les amphiboles;* $(Na+K)_A$ *: cations dans le site A dans les amphiboles. Les concentrations en* MnO*,* NiO*,* Cr_2O_3*,* Al_2O_3*,* TiO_2 *et* Na_2O *dans les olivines et pyroxènes sont données en pourcentages de poids d'oxydes; les concentrations en aluminium dans le site tétraédrique et en cations (*Na *et* K*) dans le site A dans les amphiboles sont données en nombre d'atomes dans la formule structurale.*

Famille	Lithologie	Clinopyroxènes						Amphiboles Magmatiques			
		Xmg	$Wo\ \%$	Cr_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	Na_2O	Xmg	Xmg^*	$8\text{-}Si$	$(Na+K)_A$
Troctolites	Dunites à Plagioclase	$\cong 92$	$\cong 48$	$0.60-0.80$	$2.50-2.90$	$\cong 0.70$	$\cong 0.35$	–	–	–	–
	Dunites à Plagioclase et Pyroxène	$87-91$	$34-48$	$0.80-1.40$	$2.50-2.50$	$0.10-0.25$	$0.20-0.40$	$80-90$	$0.90-1.00$	$1.60-1.75$	$0.40-0.65$
	Harzburgites à Plagioclase	$\cong 90$	$36-38$	$1.10-1.30$	$2.00-3.00$	$0.10-0.40$	$0.20-0.45$	–	–	–	–
	Harzburgites à Plagioclase et Pyroxène	$88-92$	$37-47$	$0.40-1.40$	$2.00-3.00$	$0.40-0.70$	$0.15-0.25$	–	–	–	–
	Troctolites	$88-93$	$34-49$	$0.60-1.00$	$2.00-3.00$	$0.10-0.40$	$0.10-0.40$	$80-90$	$0.90-1.00$	$1.30-1.80$	$0.30-0.90$
	Troctolites à Clinopyroxène	$80-90$	$32-50$	$0.60-1.40$	$2.00-4.00$	$0.05-0.40$	$0.15-0.40$	$80-90$	$0.90-0.98$	$1.40-2.00$	$0.45-0.75$
Gabbros à olivine	Gabbros à Olivine	$80-90$	$38-52$	$0.00-1.10$	$1.80-3.50$	$0.00-0.80$	$0.20-0.50$	$75-92$	$0.80-1.00$	$0.40-0.80$	$1.25-2.00$
	Gabbros à Olivine et Amphibole	$80-87$	$45-48$	$0.20-0.50$	$1.80-3.50$	$0.30-1.10$	$0.25-0.50$	$70-85$	$0.80-0.90$	$0.45-0.70$	$1.40-1.80$
	Gabbros à Olivine riches en Opaques	$80-85$	$42-48$	$0.20-1.00$	$2.00-3.00$	$0.05-1.00$	$\cong 0.50$	$\cong 85$	$0.85-0.90$	$0.45-0.60$	$1.50-1.80$
	Gabbros à Olivine et Orthopyroxène	$77-90$	$34-49$	$0.00-1.10$	$2.00-3.00$	$0.00-1.20$	$0.10-0.40$	$80-90$	$0.85-0.95$	$0.30-0.60$	$1.15-1.75$
	Gabbros à Olivine, Orthopyroxène et Amphibole	$77-87$	$46-48$	$0.05-0.80$	$2.00-3.00$	$0.15-0.75$	$0.30-0.45$	$75-85$	$0.75-0.90$	$0.50-0.70$	$1.50-1.80$
Gabbros	Gabbros	$72-85$	$42-48$	$0.05-0.40$	$1.00-4.00$	$0.05-0.50$	$0.10-0.30$	–	–	–	–
	Gabbros à Amphibole	$75-85$	$44-48$	$0.00-0.80$	$1.50-2.50$	$0.20-0.70$	$0.20-0.30$	$60-70$	$0.70-0.80$	$1.50-1.90$	$0.55-0.70$
Gabbronorites	Gabbronorites à Olivine	$80-90$	$34-48$	$0.40-0.80$	$2.00-3.00$	$0.15-0.40$	$0.10-0.20$	–	–	–	–
	Gabbronorites	$70-90$	$34-50$	$0.00-0.60$	$1.00-3.00$	$0.00-0.50$	$0.05-0.30$	$50-92$	$0.75-1.00$	$0.25-1.60$	$0.00-0.70$
	Gabbronorites à Amphibole	$75-85$	$46-48$	$0.00-0.40$	$0.50-2.50$	$0.00-0.40$	$0.10-0.30$	$50-85$	$0.70-0.98$	$0.50-1.75$	$0.10-0.60$
	Gabbronorites riches en Opaques	$\cong 90$	$42-46$	$\cong 0.40$	$0.50-2.00$	$0.10-0.20$	$0.05-0.20$	$30-65$	$0.50-0.70$	$1.00-1.10$	$0.05-0.30$
	Norites	–	–	–	–	–	–	$60-75$	$0.65-0.95$	$0.10-1.50$	$0.00-0.30$
	Norites riches en Amphiboles	–	–	–	–	–	–	$60-70$	$0.75-0.95$	$1.00-1.60$	$0.20-0.60$
	Norites riches en Amphiboles et en Opaques	–	–	–	–	–	–	$60-70$	$0.80-0.85$	$0.75-1.00$	$0.00-0.10$
Pyroxénites	Webstérites à Plagioclase	$83-85$	$45-47$	$0.05-0.25$	$2.00-2.50$	<0.10	$0.20-0.30$	–	–	–	–
	Webstérites	$85-93$	$34-49$	$0.00-1.00$	$0.50-2.50$	<0.15	<0.20	–	–	–	–
	Webstérites à Olivine	$87-90$	$42-50$	$0.20-1.40$	$2.00-2.50$	$0.25-0.35$	<0.10	–	–	–	–
	Clinopyroxénites	$87-93$	$33-50$	$0.10-1.10$	$0.50-2.50$	<0.30	<0.20	–	–	–	–
	Clinopyroxénites à Olivine	$90-93$	$46-49$	$0.60-1.40$	$1.75-2.75$	<0.30	$0.10-0.25$	–	–	–	–
	Orthopyroxénites	$90-93$	$40-48$	$0.50-1.00$	$1.00-2.75$	<0.10	<0.10	–	–	–	–
	Orthopyroxénites à Olivine	$90-93$	$49-51$	$1.00-1.40$	$3.50-4.00$	<0.10	<0.05	–	–	–	–
	Werhlites	$87-91$	$43-50$	$0.50-1.20$	$3.50-4.00$	$0.15-0.50$	$0.15-0.30$	–	–	–	–
	Werhlites à Plagioclase	$89-91$	$49-50$	$\cong 1.20$	$2.50-3.00$	$\cong 0.25$	$0.10-0.20$	–	–	–	–
	Rubanements de pyroxènes	$89-93$	$33-49$	$0.60-1.40$	$1.00-3.50$	<0.20	<0.20	–	–	–	–
Diopsidites et gabbros hydrothermaux		>93	$49-52$	<0.10	<0.75	<0.15	<0.10	$\cong 100$	>0.95	$0.00-1.50$	$0.00-0.70$
Amphibololites		–	–	–	–	–	–	$65-75$	$0.80-0.95$	$1.55-1.80$	$0.30-0.60$
Diabases		$75-85$	$40-42$	<0.60	$1.50-2.50$	$0.50-0.70$	$0.20-0.35$	$65-85$	$0.80-0.90$	$0.50-0.75$	$0.00-0.10$
Granites	Diorites et Granodiorites	$\cong 87$	$\cong 50$	$\cong 0.00$	<0.25	$\cong 0.00$	$\cong 0.10$	$25-80$	$0.55-1.00$	$0.30-1.75$	$0.00-0.70$
	Trondhjémites et Tonalites	–	–	–	–	–	–	$05-70$	$0.10-0.80$	$1.00-1.75$	$0.10-0.50$
	Plagioclasites	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

TAB. 3.4 (Suite)

si les éléments tels que le fer et le magnésium migrent, les dislocations migrent aussi et la roche acquiert alors une texture mosaïque typique d'un recuit telle que celle observée dans les troctolites de Maqsad. Dans les péridotites imprégnées, les textures de recuit sont très faiblement développées et sur des zones extrêmement restreintes des échantillons.

Certaines données géochimiques sont compatibles avec une lignée de différenciation commençant aux troctolites ou pyroxénites, se poursuivant avec les gabbros à olivine et se terminant avec les gabbronorites. Ainsi en est-il des rapports $100\ \frac{Mg}{Mg+Fe}$ des minéraux ferro-magnésiens qui décroissent depuis les troctolites-pyroxénites jusqu'aux gabbronorites, et ces observations sont compatibles avec l'apparition du clinopyroxène en phase cumulus dans les gabbros à olivine puis de l'orthopyroxène dans les gabbronorites. Déjà les troctolites à clinopyroxène forment un type lithologique un peu plus différencié que les troctolites au sens strict avec des Xmg de pyroxènes et des teneurs en forstérite des olivines en moyenne un peu plus faibles. Cependant d'autres données contredisent l'hypothèse d'une seule lignée : tout d'abord, c'est l'observation en lame mince d'orthopyroxènes subautomorphes à automorphes en phase précoce dans la plupart des lames de gabbronorite et de pyroxénite ; ensuite d'autres données géochimiques comme le titane, le sodium ou le rapport $100\ \frac{Ca}{Ca+Mg+Fe}$ (wollastonite) dans les clinopyroxènes font clairement apparaître deux tendances distinctes que l'on retrouve également sur un graphique représentant la

teneur en anorthite des plagioclases et fonction du Xmg des clinopyroxènes (voir figures 3.25, 3.30, 3.36, 3.42 et 3.48). Notamment, dans les familles des troctolites et des gabbros à olivine, le taux de titane dans les clinopyroxènes augmente globalement lorsque le Xmg diminue c'est-à-dire avec le taux de différenciation, pratiquement cela signifie qu'il est plus élevé dans les gabbros à olivine que dans les troctolites à clinopyroxène où il est plus haut que dans les troctolites pures ; l'observation de l'évolution des teneurs en sodium dans les clinopyroxènes amène aux mêmes conclusions. Dans une logique de différenciation d'un magma de type MORB, les gabbronorites suivent les gabbros à olivine dans la série, elles devraient par conséquent présenter à la fois un Xmg plus faible et un taux de titane plus élevé ou alors un taux de titane plus faible accompagnée d'un enrichissement modal en oxydes ferro-titanés et/ou en amphiboles ; les plagioclases de telles roches devraient par ailleurs présenter un taux d'anorthite plus faible. Or si le Xmg des clinopyroxènes dans les gabbronorites est bien globalement plus faible que celui des clinopyroxènes des gabbros à olivine, le titane reste toujours globalement très faible même en l'absence totale d'oxydes ferro-titanés et d'amphiboles. À l'inverse, les plagioclases des gabbronorites présentent toujours des teneurs en anorthite relativement élevées, en moyenne plus élevées que celles des plagioclases des gabbros à olivine. On retrouve ce caractère appauvri en sodium dans les clinopyroxènes des gabbronorites avec des teneurs en cet élément majoritairement plus faibles que dans les gabbros à olivine quelque soit par ailleurs le Xmg. La forte variabilité du Xmg des clinopyroxènes ajoutée à de faibles teneurs en titane dans ce même minéral et de fortes concentrations en calcium (que ce soit dans les clinopyroxènes ou dans les plagioclases, figures 3.30, 3.36 et 3.48) dessinent une évolution totalement différente de celle prévue pour la différenciation d'un magma tholéiitique (Lachize et al., 1996).

On aurait donc deux séries magmatiques distinctes cristallisant sous forme de filons dans le manteau : la première, une série tholéiitique classique, représentée par les groupes des troctolites et des gabbros à olivines a probablement cristallisé à partir d'un magma de type MORB ; la seconde présente des compositions chimiques plus déprimées en éléments mineurs et plus siliceuse, elle est représentée par les gabbronorites et sans doute une partie des pyroxénites. La plupart des gabbronorites se distinguent clairement des roches de la série tholéiitique par leur caractère un peu plus différencié ($Xmg < 85\,\%$) et très déprimé, par contre l'appartenance des pyroxénites à telle ou telle lignée est plus difficile à définir car ces dernières restent toujours très primitives et si leurs clinopyroxènes présentent un caractère déprimé, celui-ci n'est pas très différent de ce que l'on observe dans les troctolites. Du fait de l'absence de plagioclase dans les pyroxénites, les échantillons de cette famille ne sont pas représentés sur le graphique de la figure 3.48, il sont bien présents cependant sur la figure 3.30 et la variation de leurs teneurs en wollastonite ainsi que leurs Xmg élevés les rattacheraient plutôt à la série tholéiitique. Cette affinité chimique pourrait s'expliquer si les pyroxénites étaient issues de la cristallisation à une pression supérieure à 5 Kbar du magma de type MORB qui est à l'origine des troctolites et des gabbros à olivine, cependant, cette hypothèse est contradictoire avec les faibles concentrations en aluminium et en sodium mesurées dans les clinopyroxènes de cette famille lithologique ainsi qu'avec leur mode d'affleurement souvent sous forme de pegmatites non déformées.

En effet, les magmas MORB sont toujours suffisamment riches en aluminium pour cristalliser du plagioclase à basse pression mais à haute pression, ils cristallisent du clinopyroxène en phase cumulus tandis que le plagioclase ne se forme pas dans de telles conditions entraînant l'enrichissement du liquide en aluminium et donc des phases cristallisant à partir de ce magma pour un coefficient de partage de l'aluminium donné ; par ailleurs, le coefficient de partage de l'aluminium entre clinopyroxène et liquide évolue avec la pression de telle sorte que pour une concentration donnée en aluminium dans le liquide, le clinopyroxène admet d'avantage de cet élément dans sa structure quand la pression augmente (Stolper, 1980; Duda and Schmincke, 1985; Mahood and Backer, 1986). Ces deux arguments montrent donc que des clinopyroxènes cristallisant à haute pression à partir de liquides MORB devraient être particulièrement enrichis en aluminium, ils devraient dans tous les cas présenter des concentrations en cet élément plus fortes que les faciès issus du même liquide cristallisant du plagioclase et de l'olivine à basse pression et c'est précisément le contraire que l'on observe sur la figure 3.39. De plus, cette hypothèse n'expliquait pas non plus les appauvrissements extrêmes constatés pour le sodium et le titane. Par contre, ce caractère déprimé observé dans les clinopyroxènes des pyroxénites s'apparente à celui observé dans les gabbronorites, le léger enrichissement en titane et sodium et l'appauvrissement en chrome dans des gabbronorites par rapport aux pyroxénites s'expliquent assez bien par la différenciation d'un magma de composition plus siliceuse, de type quartzo-tholéiitique voire andésitique et déprimée en certains éléments mineurs (titane, sodium, manganèse), les premiers stades de différenciation étant à l'origine des pyroxénites et les stades suivant à l'origine des gabbronorites.

Le but de ce chapitre était essentiellement de présenter les données obtenues à la microsonde sur les échantillons récoltés, une analyse plus poussée de ces données ainsi qu'une comparaison avec d'autres données tirées de la littérature (chimie des gabbros crustaux omanais, chimie des basaltes omanais, chimie des gabbros océaniques) sera fournie dans le chapitre 4.

3.6 Répartition de caractéritiques filoniennes le long de la surface de l'ophiolite d'Oman

Sur l'ensemble des cartes présentées par la suite, la géologie de l'ophiolitique a été représentée de façon très simplifiée, la section mantellaire apparaissant en grisé tandis que la section crustale est représentée comme une unité indifférenciée par ses contours ; tous les contours géologiques tracés sur ces cartes ont été digitalisés à partir des cartes géologiques au 250 $000^{ème}$ du B.R.G.M., pour les filons, les échantillons prélevés après l'année 1997 ont été localisés sur le terrain grâce à un récepteur G.P.S. ; les échantillons plus anciens proviennent en totalité du massif de Suma'il, ils ont été localisés sur les photos aériennes de leur secteur et leur coordonnées recalculées à partir de points de référence relevés au G.P.S. et de l'échelle des photographies. Sur les cartes ainsi obtenues, certains échantillons se localisent dans des environnements crustaux et semblent avoir été prélevés

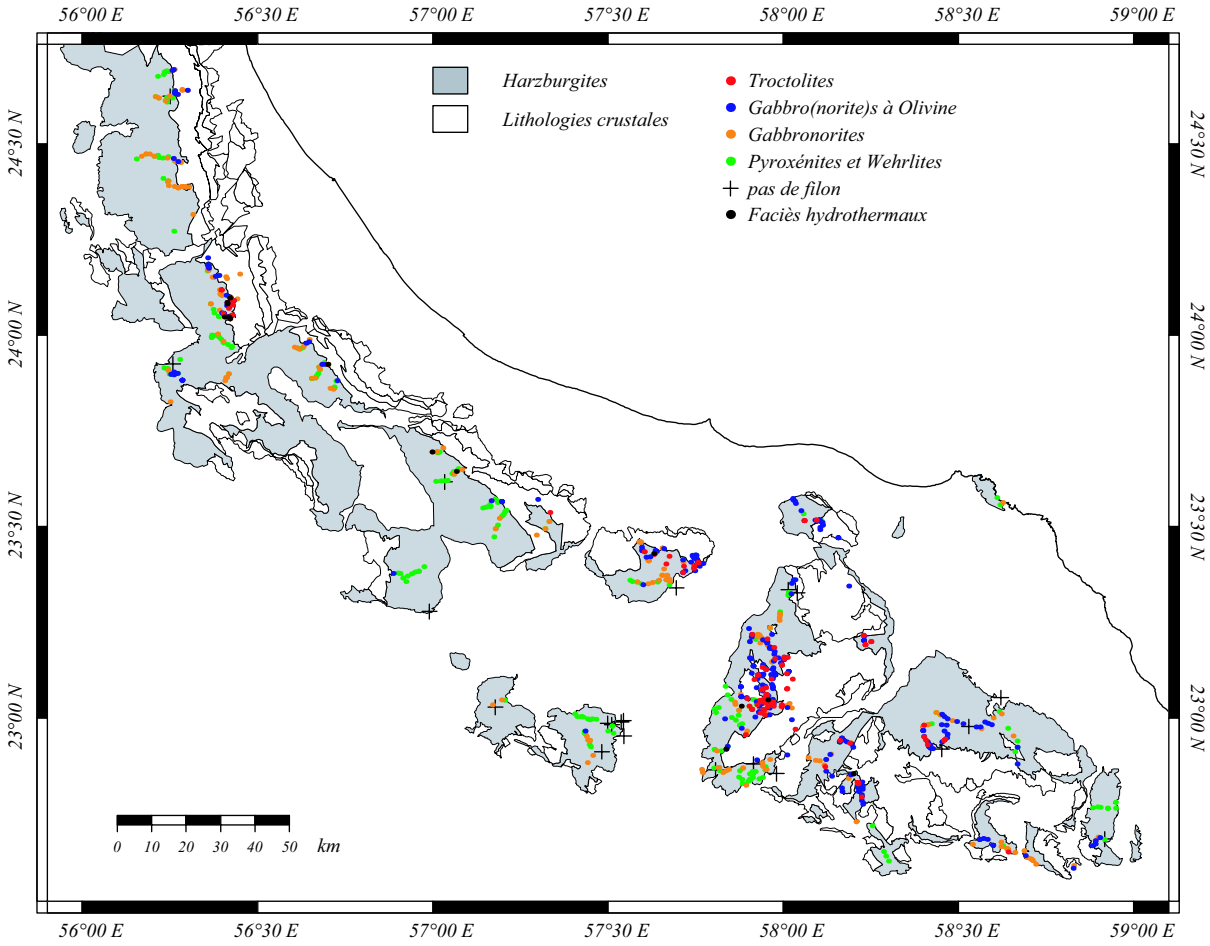


FIG. 3.49 – Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés tous les filons échantillonnés. En rouge, les faciès troctolitiques ; en bleu, les gabbros à olivine ; en orange, les gabbronorites et en vert, les pyroxénites. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

dans la croûte ; ce n'est pourtant pas le cas, la majorité de ces échantillons ayant été effectivement pris dans la section mantellaire mais celle-ci se localisait en fond de wadi sous la section crustale, laquelle affleurant sur les crêtes a été cartée comme lithologie dominante du secteur.

3.6.1 Répartition des caractères lithologiques

Comme il l'a déjà été remarqué sur le massif de Suma'il, les lithologies filoniennes ne se répartissent pas aléatoirement dans l'espace (figure 1.13), les cartes présentées en figures 3.49, 3.50, 3.51, 3.52, 3.53 et 3.54 montrent la façon dont ces faciès se distribuent sur la surface de l'ophiolite. Sur les cartes présentées en figures 3.55 et 3.56 les échantillons sont regroupés par grandes familles de faciès et les zones où ont été récoltées principalement

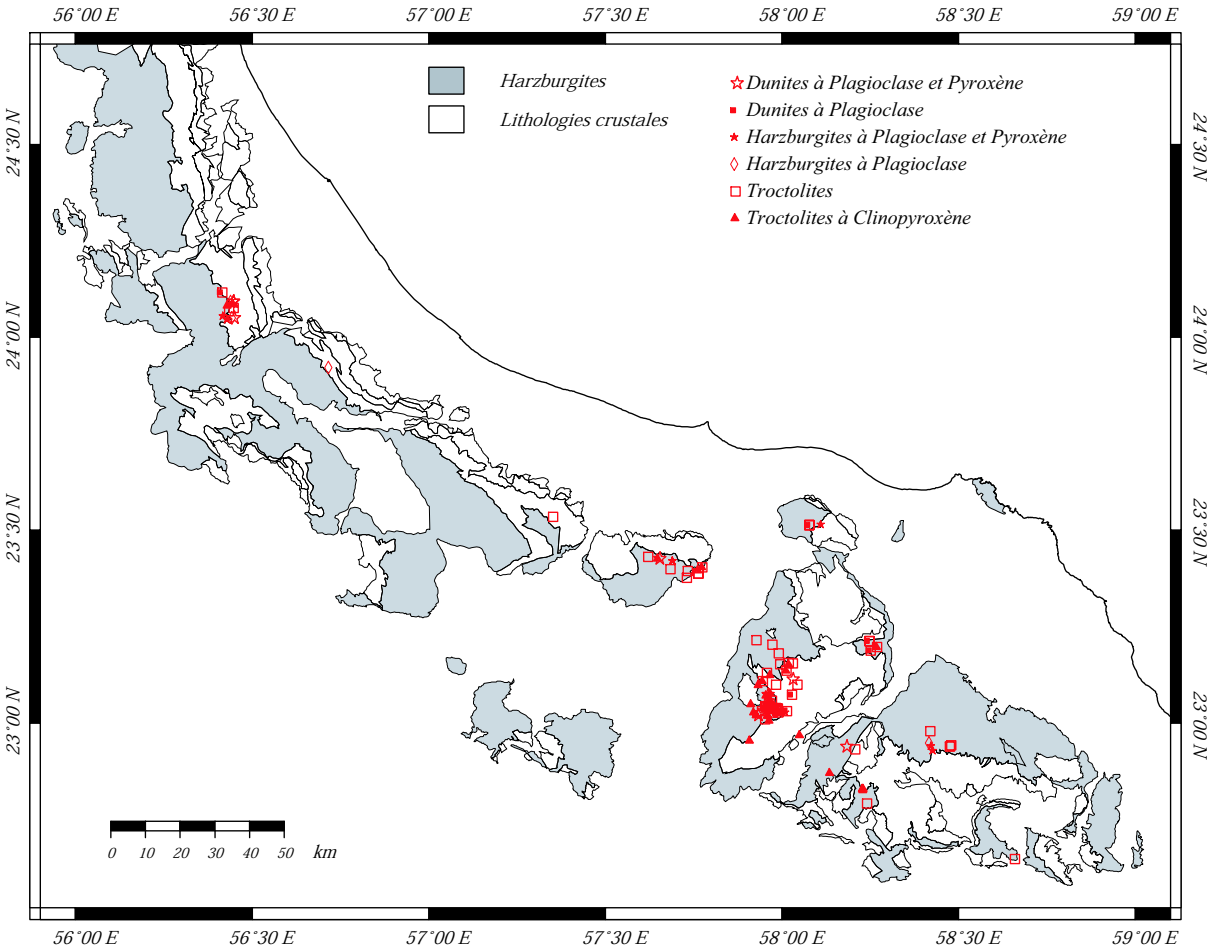


FIG. 3.50 – Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de troctolite : troctolites au sens strict ou à clinopyroxène et faciès d'imprégnation. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

les roches appartenant à chaque famille ont été surlignées par des hachures de couleurs différentes.

Les troctolites en particulier apparaissent dans des zones très localisées de l'ophiolite : en premier lieu au cœur du diapir de Maqsad, puis dans les prolongements nord-ouest et sud-est de la zone diapirique dans les massifs de Nakhl et Samad (voir figures 3.50 et A.6, A.10, A.11 dans l'annexe A) ; ensuite, ces lithologies se concentrent sur une petite surface du massif de Hilti au nord (figures 3.50, A.2 de l'annexe A) ; et finalement, elles apparaissent accessoirement dans certaines zones des massifs de Musibit, de Kahwad et du Wadi-Tayin. Plus particulièrement, les troctolites en " sill " présentant des textures de recuits n'apparaissent que dans le cœur du massif de Maqsad. L'abondance relative des filons de troctolites est plus forte au centre du diapir de Maqsad et dans le massif de Hilti que dans les autres zones et elles semblent relativement dispersées lorsqu'elles

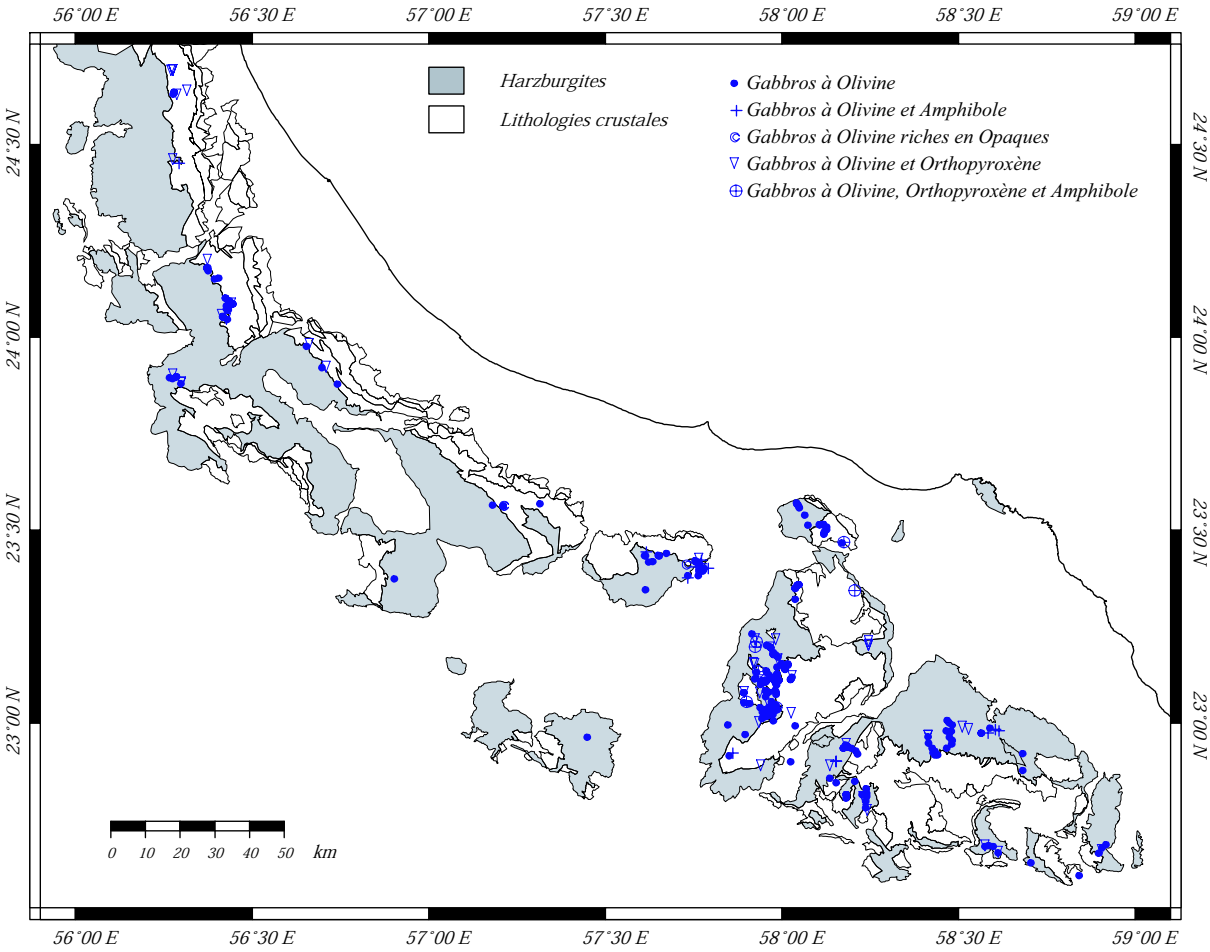


FIG. 3.51 – Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de gabbro à olivine : gabbros à olivine et gabbronorites à olivine dont l'orthopyroxène est tardif. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

sont éloignées du diapir. Un échantillon isolé a été récolté dans le massif de Sarami et cet échantillon mis à part, l'ensemble des régions où affleurent les troctolites ne couvrent pas plus de 10 % de la surface totale de l'ophiolite (figures 3.55 et 3.56*(a)*). Les cartes de répartition des lithologies (figures 3.50, 3.55 et 3.56) montrent qu'il existe de vastes zones, de quelques centaines de kilomètres d'où les troctolites sont totalement absentes montrant que les magmas chauds n'ont circulé que dans certaines zones particulières de l'ophiolite.

Les gabbros à olivine se localisent essentiellement dans des zones proches de celles où se trouvent les troctolites (figures 3.51, 3.55, 3.56*(a)* et cartes en annexe A), quelques points isolés apparaissent en bordure des massifs de Fizh, Haylayn et Ibra où aucune troctolite n'a été relevée. Néanmoins, la majeure partie de ces échantillons se situent dans les massifs de Hilti, Nakhl, Suma'il, Samad, Wadi-Tayin et Kahwad et apparaissent

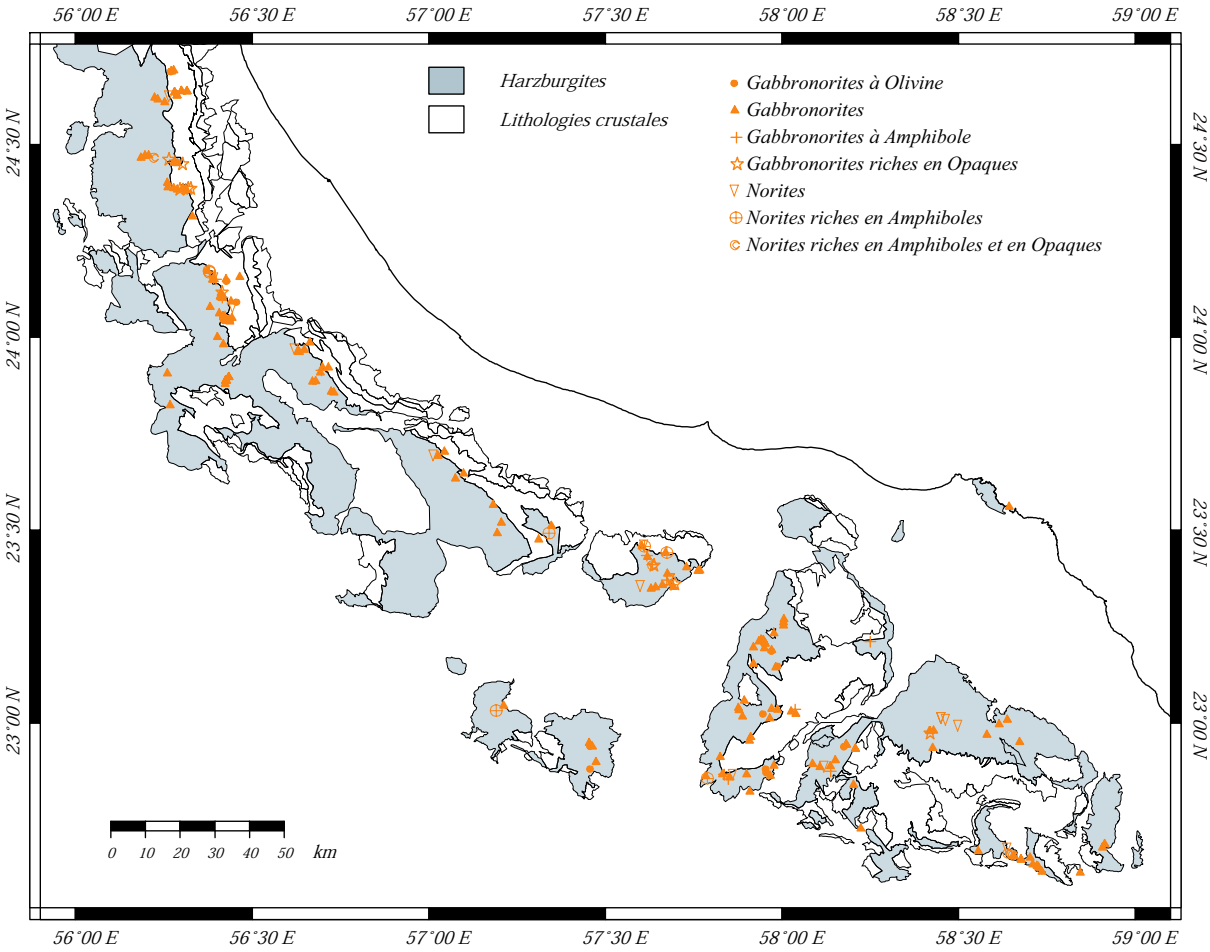


FIG. 3.52 – Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de gabbronorite : gabbronorites et norites. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

associées aux zones d'affleurement des troctolites. Les lithologies appartenant à la famille des gabbros à olivine se répartissent sur des domaines plus larges que ceux occupés par les échantillons de la famille des troctolites, l'ensemble des aires où elles affleurent couvre approximativement 15 % à 25 % de la surface de l'ophiolite.

Les gabbronorites apparaissent très dispersées sur la surface totale de l'ophiolite d'Oman, elles sont présentes dans tous les massifs et, sur les cartes des figures 3.52 et 3.56*(b)*, les zones d'où elles sont totalement absentes sont en fait celles où aucun échantillon n'a été prélevé. Dans le détail néanmoins, la densité de ces lithologies est très faible dans le cœur du diapir de Maqsad et dans les zones proches des régions riches en troctolites et gabbros à olivine, elle est par ailleurs particulièrement forte en périphérie de ces zones. Sur le terrain, elles apparaissent géographiquement associées aux pyroxénites et il n'est pas rare de trouver ces deux types lithologiques sur un même affleurement, ce résultat se confirme sur les cartes de l'Oman où les pyroxénites sont tout aussi dispersées que les gabbronorites

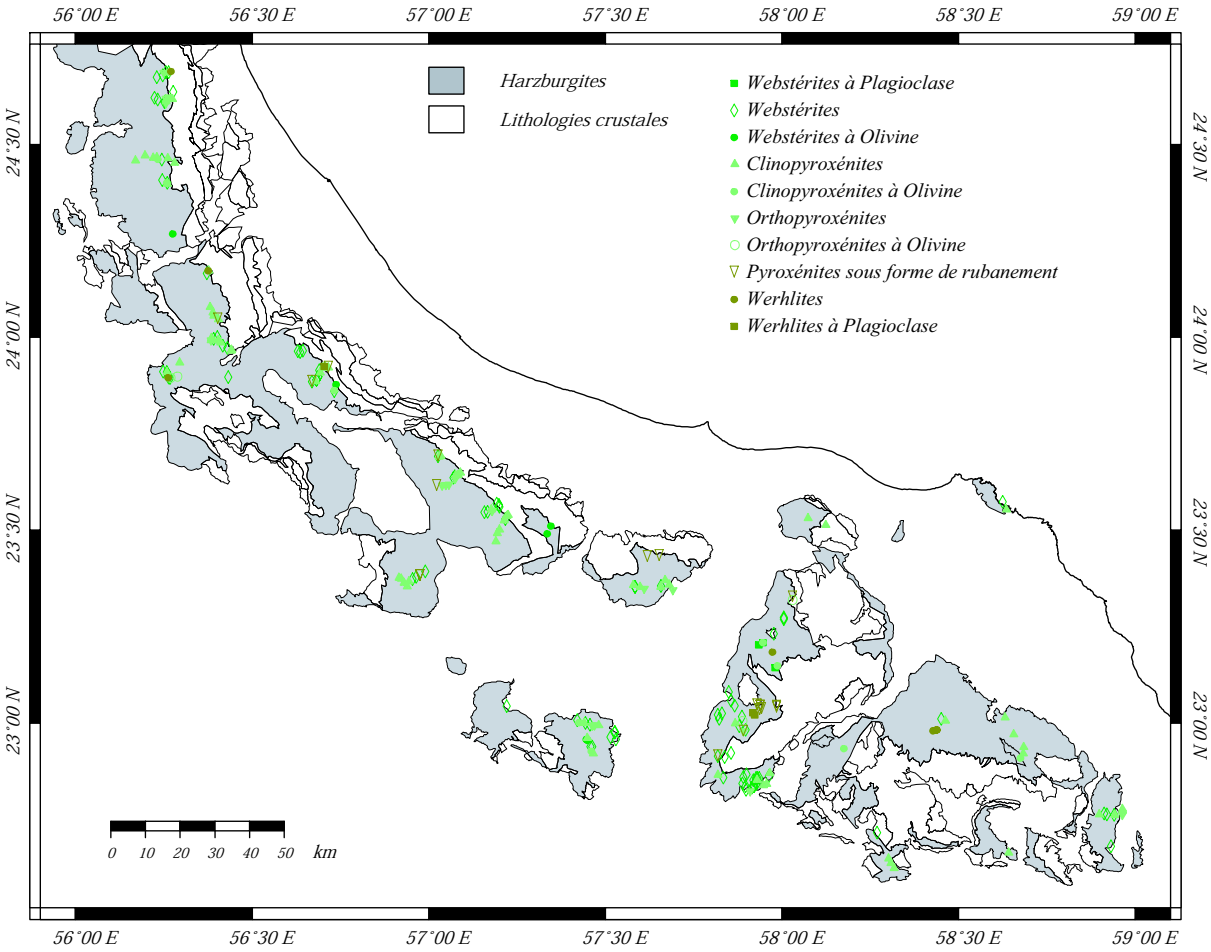


FIG. 3.53 – Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons de pyroxénite : clinopyroxénites, orthopyroxénites, webstérites et werhlites sous forme de filons ou de rubanement. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

et sont quasiment absentes de la zone diapirique de Maqsad ainsi que des autres zones à troctolite. Dans ces dernières régions, les rares pyroxénites échantillonnées affleurent sous forme de rubanement. En dehors de ces régions, la densité de pyroxénites apparaît globalement homogène sur l'Oman ce qui fait de ce type lithologique le type le plus couramment rencontré dans la section mantellaire de l'Oman. Les gabbronorites et pyroxénites sont si étroitement associées sur le terrain qu'il est difficile de séparer deux zones distinctes, une où les gabbronorites seraient la famille lithologique principale et l'autre où le faciès dominant serait les pyroxénites, dans quelques rares secteurs de faibles surfaces des pyroxénites uniquement ont été échantillonnées mais ces zones représentent moins de 10 % de la surface de l'ophiolite tandis que l'association gabbronorite – pyroxénite couvre au moins 50 % de cette surface.

La zone à troctolite et gabbro à olivine du diapir de Maqsad se prolonge donc bien

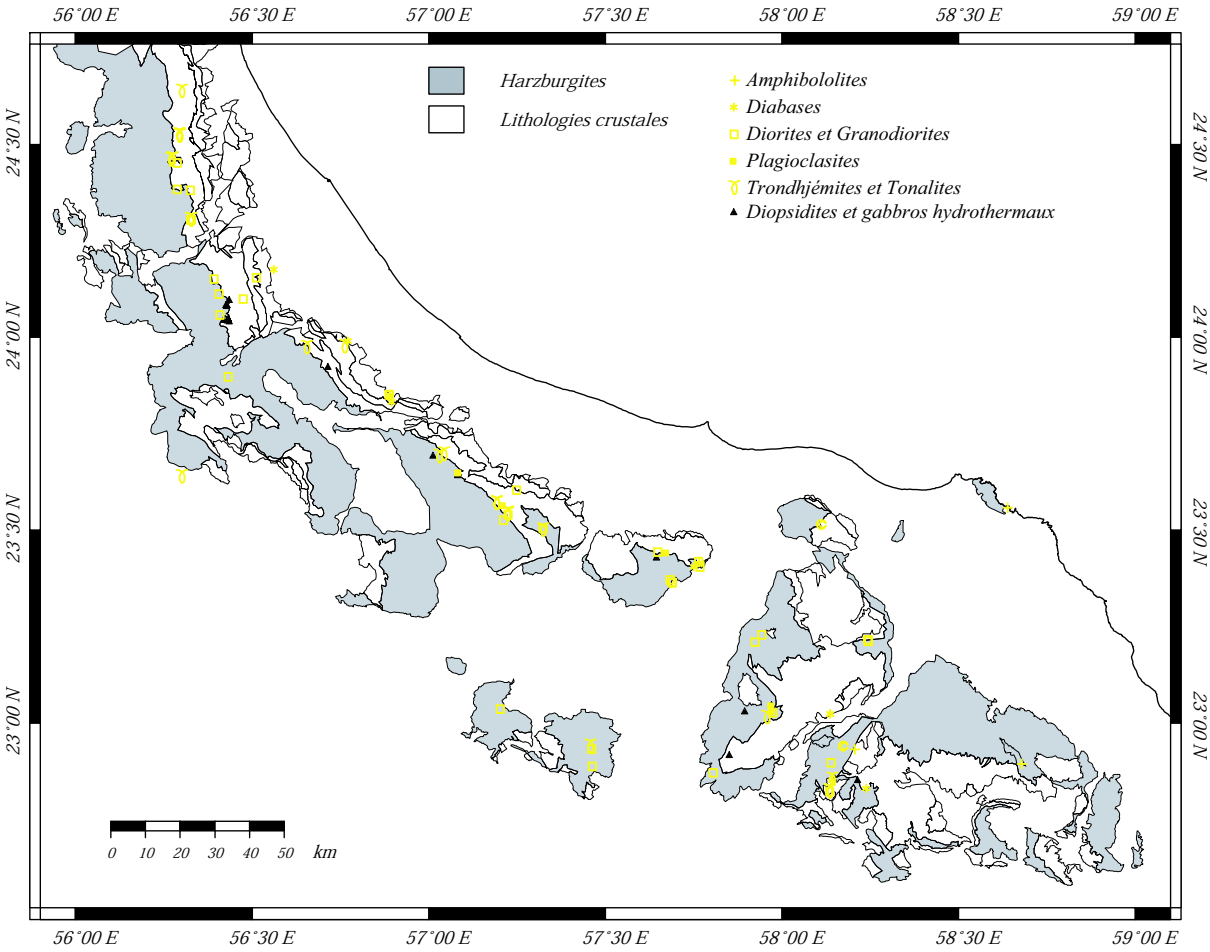


FIG. 3.54 – Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont placés les échantillons appartenant aux faciès les moins communs : amphibololites, diabases, diorites, granodiorites, plagioclasites, granits et faciès hydrothermaux. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

au nord-ouest et au sud-est du massif de Suma'il dans une direction parallèle à celle du complexe filonien ; l'ensemble des zones riches en troctolites autour de la région de Maqsad dessine ainsi une lentille d'orientation moyenne N 130 s'étendant sur une centaine de kilomètres, la disposition actuelle des filons reflète le développement d'un courant ascendant mantellaire à l'aplomb d'une zone de diapirisme. Les quelques échantillons récoltés dans les massifs de Musibit, Kahwad et Wadi-Tayin montrent également un alignement dans une direction parallèle qui pourrait être significatif d'un saut de dorsale ; dans le massif de Hilti, une répartition concentrique des filons similaire à celle observée dans la zone de Maqsad témoigne de la présence d'une zone d'alimentation en tholéiites à cet endroit, la faible extension latérale du domaine des troctolites de Hilti pourrait être liée à un faible développement du courant ascendant associé qui s'oppose à la " maturité " de celui étudié dans le massif de Suma'il. C'est aussi cette " jeunesse " (c'est-à-dire le faible

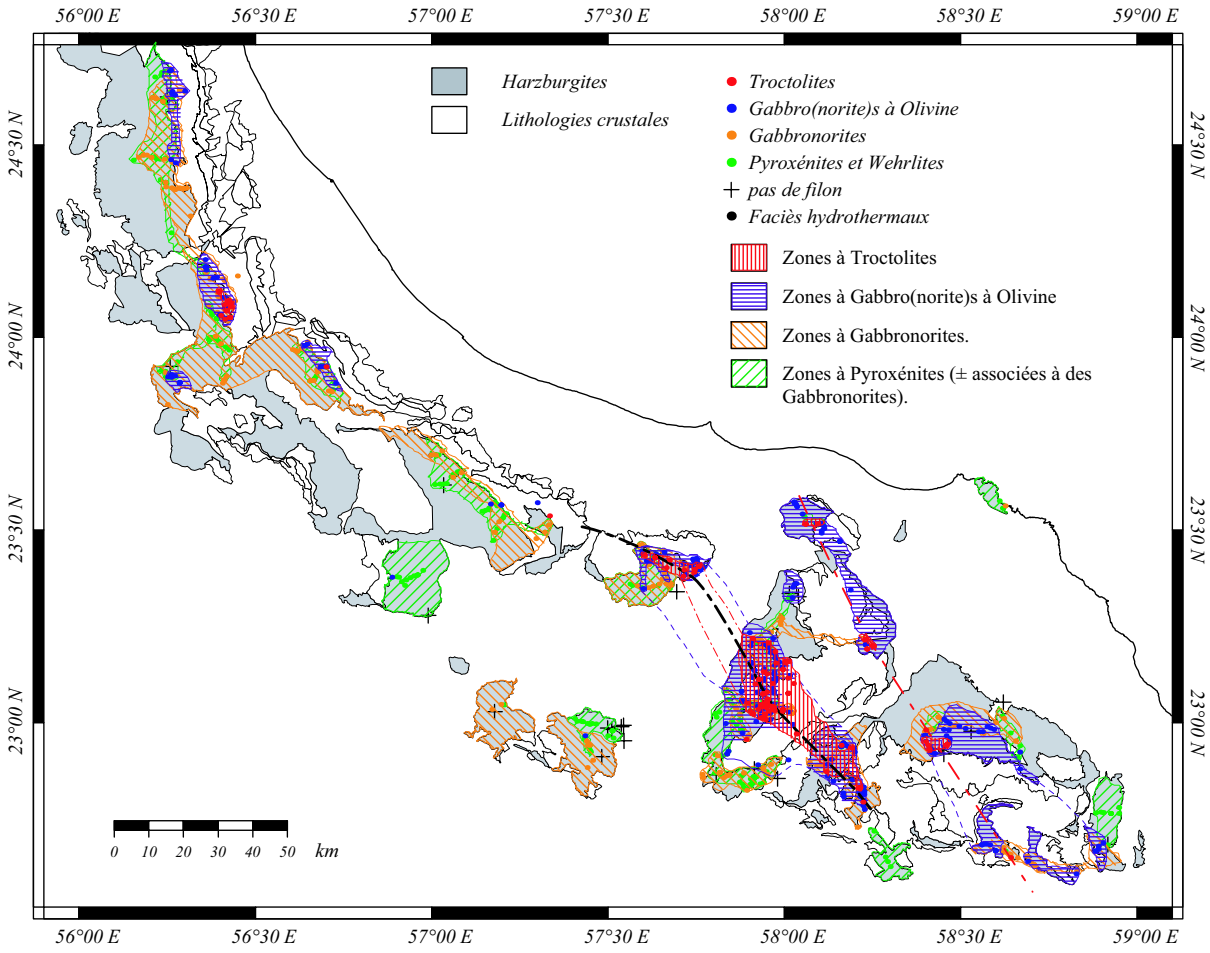


FIG. 3.55 – Carte géologique générale de l'ophiolite d'Oman où sont localisés les échantillons prélévés par famille de faciès, les zones où se concentrent les échantillons d'une famille lithologique donnée sont mises en évidence par des hachures de couleur (rouge pour la famille des troctolites ; bleu pour la famille des gabbros à olivine ; orange pour la famille des gabbronorites ; vert pour la famille des pyroxénites. Tous les échantillons sont reportés sur cette carte. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

développement du courant mantellaire sous le moho) qui peut être à l'origine de l'absence d'empreinte structurale claire d'un diapir dans le massif de Hilti. Globalement, la répartition géographique tend à confirmer les résultats déjà obtenus et la distinction déjà faite entre les deux séries magmatiques, les gabbros à olivine sont génétiquement associés aux troctolites tandis que les gabbronorites s'associent aux pyroxénites. Compte tenu de la surface couverte par la série gabbronorite – pyroxénite par rapport à celle occupée par les familles des troctolites et des gabbronorites, les harzburgites d'Oman sont essentiellement " parcourues " par des magmas de type quartzo-tholéiitiques à andésitiques.

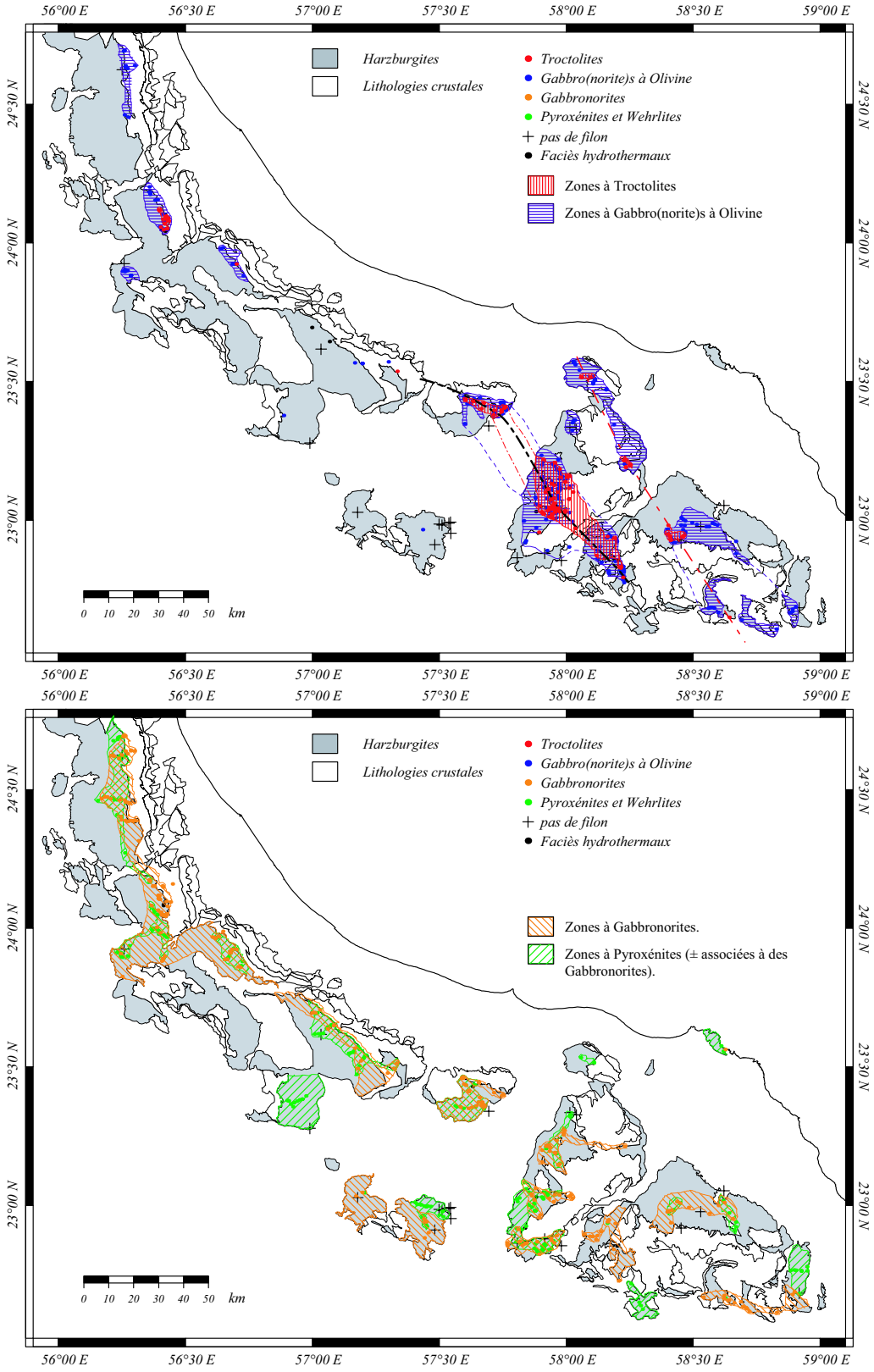


FIG. 3.56 – Cartes géologiques générale de l'ophiolite d'Oman où sont reportés les échantillons appartenant aux diverses familles lithologiques ainsi que les zones où ils se répartissent. Les contours géologiques dessinés ont été digitalisés à partir des cartes du B.R.G.M. au 250 000ème.

3.6.2 Répartition de quelques caractères géochimiques

Les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des teneurs en anorthite des plagioclases (voir cartes en annexe A) reflètent essentiellement les caractéristiques géochimiques décrites dans le chapitre 3. Les troctolites représentant globalement un type lithologique moins différencié que les gabbros à olivine, on retrouve vaguement la zonation des faciès précédemment observée dans les massifs de Suma'il et de Hilti (figures A.23 et A.15 *(a)* et *(b)*). Cette zonation cependant ne peut être confirmée sur la totalité de la surface de l'ophiolite, les Xmg des clinopyroxènes dans les pyroxénites étant en moyenne équivalents à ceux mesurés dans la majorité de troctolites au sens large, la représentation de la chimie des minéraux en carte ne peut être dissociée d'un découpage par type lithologique ; il apparaît bien que les gabbronorites forment un groupe sensiblement plus différencié que les autres types lithologiques.

Pour ce qui est de l'anorthite dans les plagioclases, on retrouve en carte le caractère très déprimé des gabbronorites et aucune zonation flagrante n'apparaît.

3.6.3 Répartition des caractères structuraux, comparaison avec d'autres données structurales telle l'orientation du complexe filonien

Malgré l'importance de l'échantillonnage réalisé au cours de mes trois ans de thèse, celui-ci est cependant trop dispersé pour permettre des regroupements nets dans chaque zone géographique. Compte tenu de la rotation des structures principales d'un massif à l'autre – en particulier en ce qui concerne l'orientation du complexe filonien (Smewing, 1980a; Pallister, 1981; Browning, 1982; Misseri, 1982; Rothery, 1983; Lippard et al., 1986; Ceuleneer, 1986; Reuber, 1988; Beurrier et al., 1989; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas et al., 2000a) – il est difficile d'imaginer que les orientations filoniennes mantellaires puissent présenter une homogénéité à l'échelle de l'ensemble de l'ophiolite ; à l'échelle d'une seule région cependant, la densité de mesures est souvent faible et une orientation dominante des filons est généralement difficile voire impossible à déterminer. Dans le massif de Hilti et dans une moindre mesure dans le massif de Nakhl, les orientations des faciès troctolitiques et des gabbros à olivine sont grosso-modo parallèles à celle du complexe filonien (voir figures 2.12, 2.28, A.2 et A.6) mais elles apparaissent bien plus aléatoires dans les autres secteurs et dans le massif de Suma'il notamment où la densité d'échantillonnage est la plus forte, elles semblent très aléatoires.

Des données structurales très complètes ont été acquises en particulier dans la région de Maqsad et les massifs alentour (Nicolas et al., 1994b; Ildefonse et al., 1993; Nicolas and Boudier, 1995; Jousselin et al., 1998; Nicolas et al., 2000b), la comparaison des quelques données mesurées ici avec les cartes structurales établies par les auteurs montrent des trajectoires semblables indiquant dans l'ensemble une bonne cohérence entre les trajectoires filoniennes cartées au cours des travaux précédents et la présente étude ; dans les zones à

troctolites des massifs de Suma'il et Nakhl, les orientations des filons semblent se superposer grossièrement aux structures mantellaires. Un découplage entre les orientations des familles des troctolites et des gabbros à olivine d'une part et les familles des pyroxénites et des gabbronorites d'autre part apparaît en particulier sur les cartes du massif de Nakhl où les filons de gabbronorite et de pyroxénite apparaissent approximativement parallèles aux filons de troctolite et gabbro à olivine (Nicolas et al., 1988b, figure A.6*(b)*). Les deux séries magmatiques distinguées dans les manteau sont probablement liées à des contextes dynamiques mantellaires différents, une dynamique " lithosphérique " pour les gabbronorites et pyroxénites qui s'oppose à une dynamique " asthénosphérique " pour les familles des troctolites et gabbros à olivine (voir chapitre 4.1) ; le cloisonnement chimique et géographique des deux séries indiques qu'elles se sont sans doute mises en place dans des contextes géodynamiques différents. Les trajectoires filoniennes ainsi que les structures du manteau ont été interprétées en champs de contrainte instantané, malgré les deux dynamiques différentes, les cartes montrant les contraintes obtenues par cette méthode indiquent un champ continu depuis les zones à troctolites aux régions où affleurent les pyroxénites et gabbronorites (Ildefonse et al., 1993; Nicolas et al., 1994b; Nicolas and Boudier, 1995; Nicolas et al., 2000b). Ce point sera discuté plus avant dans l'article présenté en annexe B.

Chapitre 4

Discussion sur la pétrogénèse des filons mantelliques d'Oman : implications pour l'ophiolite

Le futur empereur Ming des Jin, âgé de quatre ans, était assis sur les genoux de son père quand un messager arriva de la ville de Chang'An. Le père demande à son fils : « À ton avis, lequel est le plus éloigné : Chang'An ou le soleil ? »

– C'est le soleil, répond le jeune prince sans hésiter, a-t-on jamais vu quelqu'un revenir du soleil ?

L'empereur, heureux de la réponse de son fils le félicite. Le lendemain, au cour d'un banquet, il repense à la réponse de son fils et à sa fierté, il interroge à nouveau l'enfant : « lequel est le plus éloigné : Chang'An ou le soleil ? »

– C'est Chang'An, répond cette fois-ci le jeune empereur, le soleil est plus proche de nous.

Le père pâlit, les convives se taisent, gênés.

– Pourquoi me donnes-tu une réponse différente de celle d'hier ? Demande l'empereur à son fils.

– Quand on lève les yeux, on voit le soleil mais on ne voit pas Chang'An.

– Conte Chinois.

Une conclusion au premier ordre de l'étude pétrographique et géochimique est d'avoir identifié au moins deux séries magmatiques majeures parmi la population de filons recoupant les harzburgites d'Oman, l'une tholéiitique formée par les troctolites, gabbros à olivine, une faible part des gabbronorites et peut être quelques pyroxénites ; la seconde, représentée par la majeure partie des gabbronorites et des pyroxénites. Ces dernières roches présentent plusieurs particularités qui vont de leur richesse modale en orthopyroxènes à leurs compositions très déprimées en éléments incompatibles, montrant qu'elles sont issues de magmas plus siliceux que les MORBs. les rapports isotopiques du strontium (εSr) déterminés sur quelques échantillons de la région de Maqsad montrent de plus que l'eau de mer a joué un rôle important dans l'histoire de ces roches (Benoit et al., 1996; Benoit, 1997; Benoit et al., 1999). Ces deux séries occupent dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman des espaces géographiques séparés montrant une large dominance de la série siliceuse sur la série tholéiitique.

4.1 Caractérisation des magmas parents

Au cours des trente dernières années, de nombreux travaux expérimentaux sur la genèse des basaltes océaniques ont été réalisés (Gast, 1968; Miyashiro et al., 1970; Presnall et al., 1978; Presnall et al., 1979; Green et al., 1979; Stolper, 1980; Bryan, 1983; Grove and Bryan, 1983; Grove and Baker, 1984; Elthon, 1984; Sack et al., 1987; Fujii, 1989; Grove and Juster, 1989; Elthon, 1991; Grove et al., 1992; Elthon, 1993; Yang et al., 1996; Sugawara, 2000, etc...). Ces travaux ont montré qu'à une pression inférieure à 5 $Kbar$ et à des températures comprises entre 1200°C et 1300°C (figures 4.1, 4.2), un MORB moyen cristallise de l'olivine ou du plagioclase et de l'olivine dans des proportions de 75 % plagioclase et 25 % Olivine (Presnall et al., 1978; Green et al., 1979; Presnall et al., 1979; Bryan, 1983; Grove and Bryan, 1983; Grove and Baker, 1984; Hess, 1989; Elthon, 1991; Yang et al., 1996), ensuite, l'augite se joint à la séquence de cristallisation et on obtient l'assemblage 60 % plagioclase + 25 % clinopyroxène + 15 % olivine. Finalement, lorsque la différenciation se poursuit, l'olivine réagit avec le liquide et un assemblage minéralogique formé de 30 % plagioclase + 20 % clinopyroxène + 50 % Orthopyroxène se forme ; cette réaction explique pourquoi l'orthopyroxène apparaît en faible quantité dans les gabbros à olivine et orthopyroxène et la rareté des faciès à olivine et orthopyroxène simultanés. Cette donnée expérimentale, séquence de cristallisation plagioclase – olivine – clinopyroxène – orthopyroxène, et ces proportions minéralogiques déterminées expérimentalement, (Grove and Baker, 1984; Grove and Juster, 1989), rendent bien compte des observations faites sur les lames minces des échantillons appartenant aux familles des troctolites et des gabbros à olivine ; par ailleurs, les compositions des différentes phases constitutives de ces roches sont également en accord avec ce type de données expérimentales. Voici donc une proposition relativement simple pour expliquer l'origine des familles des troctolites et de gabbros à olivine. Le magma parent des gabbros à olivine et des troctolites peut donc être un liquide de type MORB, une idée de la composition d'un tel liquide est proposée en tableau 4.1 mais, compte tenu de la variabilité chimique des échantillons mantelliques, il est

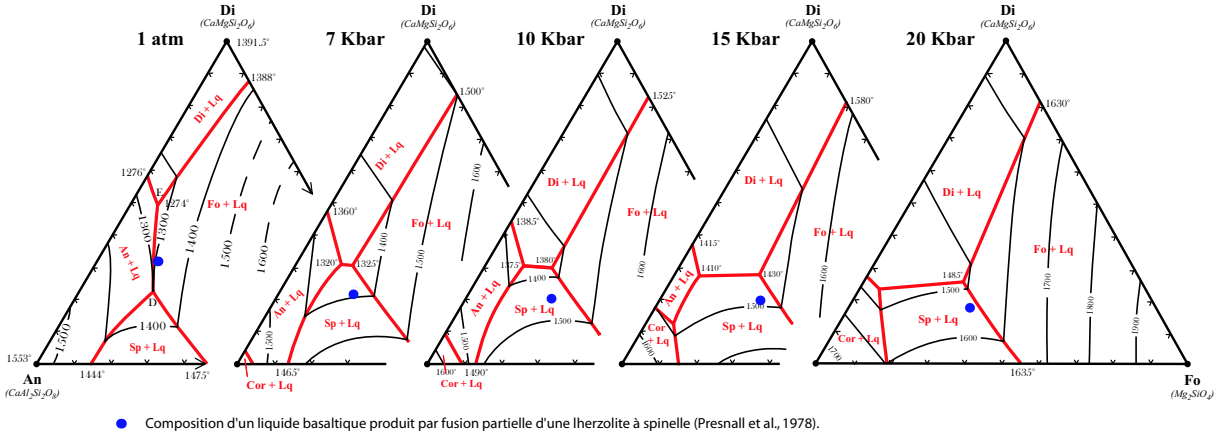


FIG. 4.1 – Diagrammes dans le système Anorthite (An) – Forstérite (Fo) – Diopside (Di) représentant l'évolution des relations de phases quand la pression augmente de 1 atm à 20 *Kbar* (modifié d'après Osborn and Tait, 1952; Presnall et al., 1978). Le point bleu représente la composition d'un liquide basaltique produit par la fusion partielle d'une lherzolite à spinelle (Presnall et al., 1978), à 1 atm, cette composition tombe quasiment sur le cotectique An – Fo à 1300°C. *Sp : Spinelle; Cor : Corindon; Lq : Liquide.*

certain que plusieurs liquides chimiquement différents – même si apparentés – sont à l'origine de chacune de ces roches. L'ensemble des données pétrographiques et géochimiques permet de valider cette hypothèse. Les liquides à l'équilibre avec les minéraux constitutifs des échantillons des familles des troctolites et des gabbros à olivine sont chimiquement proches d'un MORB faiblement différencié (voir chapitre 4.3). La présence de plagioclases en phase liquidus dans la plupart des échantillons montre qu'ils ont cristallisé à des pressions inférieures à 5 *Kbar*, connaissant les diagrammes des MORBs, la composition des phases va permettre de donner une idée approximative de la température de début de cristallisation.

Les textures observées sont très souvent des textures magmatiques (adcumulat et mésocumulat), la plupart des troctolites cependant présentent des textures métamorphiques de recuit, textures en mosaïque que l'on retrouve ponctuellement dans certaines troctolites à clinopyroxène et quelques gabbros à olivine sur des surfaces restreintes de ces échantillons. La recristallisation est liée à une réorganisation des joints de grains depuis une forme ondulante telle que celle observée dans les textures d'adcumulat jusqu'à la forme plane telle que celle observée dans les lames recristallisées, elle fait intervenir un certain nombre de phénomènes complexes dont la migration des atomes dans un réseau cristallographique et la migration de dislocations (Spry, 1969; Seifert and VerPloeg, 1977). Les contacts plans entre minéraux résultent d'une minimisation de la taille des contacts entre grains entraînant la minimisation de l'énergie de surface. L'état de recristallisation d'un échantillon dépend de la température, du temps et de l'assemblage minéralogique de la roche d'origine. Les échantillons totalement recristallisés (comme l'échantillon 90 *OG* 27*c*, figures 2.11 et 2.16) résultent donc d'une exposition à des températures relativement

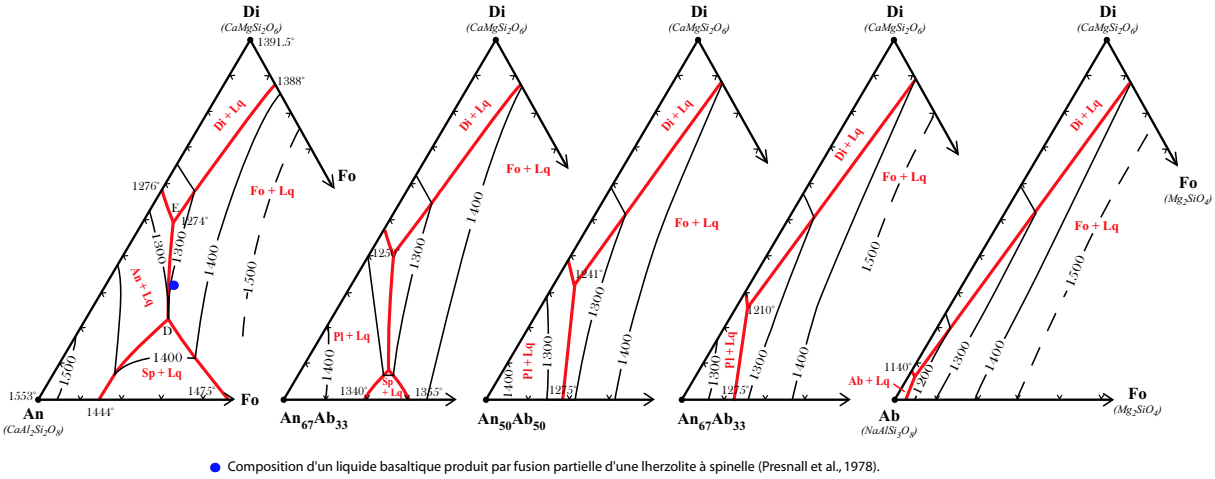


FIG. 4.2 – Diagrammes dans le système Plagioclase (Pl) – Forstérite (Fo) – Diopside (Di) montrant l'évolution des relations de phases avec la composition du plagioclase lorsque celui-ci passe du pôle Anorthite (An) au pôle Albite (Ab). *Sp : Spinelle ; Lq : Liquide* (extrait de Biggar and Humphries, 1981).

élevées pendant une durée suffisamment longue pour permettre la réorganisation de tous les minéraux.

La température de cristallisation varie en fonction de la pression et de la composition du liquide (figures 4.1 et 4.2) ; pour les MORBs, les nombreux travaux expérimentaux ont permi de contraindre relativement bien les températures des liquides en fonction des phases qui cristallisent (Green et al., 1979; Grove and Bryan, 1983; Grove and Baker, 1984; Bender et al., 1984; Kennedy et al., 1990; Ghiorso and Sack, 1995). L'assemblage plagioclase – olivine commence à cristalliser à basse pression dans un liquide de type MORB naturel entre 1205°C et 1220°C en fonction de la composition du liquide, ensuite l'appartition du clinopyroxène se fait à 1190°C, l'apparition de l'orthopyroxène à 1170°C, et enfin, les oxydes ferro-titané cristallisent à des températures inférieures à 1110°C. Ces températures sont suceptibles de varier légèrement avec la pression mais elles restent dans des fourchettes très serrées. Les textures de recuit des troctolites signifient que, suite à leur cristallisation, elles ont dû rester à une température sub-solidus pendant une durée assez longue, c'est-à-dire que leur refroidissement a dû être lent. Cela est cohérent avec l'observation de fréquentes épontes dunitiques autour des filons de troctolites, l'encaissant et le liquide dans le filon présentent des températures suffisamment élevées et suffisamment proches pour permettre la fusion incongruente de l'orthopyroxène de la harzburgite encaissante. Par contre, dans les gabbros à olivine, la présence de clinopyroxène cumulatif indique une température de cristallisation inférieure à 1190°C, les textures de cumulat (adcumulat et mésocumulat) observées dans la majorité de ces échantillons et la rareté des zones recristallisées montrent que le refroidissement à été ensuite plus rapide que dans le cas des troctolites. La rareté des phénomènes d'épontes dans l'encaissant autour de ces filons montre que les harzburgites dans lesquelles ont cristallisé ces lithologies étaient

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Xmg
MORB	49.40	1.42	15.35	9.80	0.19	7.87	11.77	2.61	0.13	58.85
Andésite	56.00	0.71	15.39	10.36	0.18	4.28	9.67	2.18	0.64	42.41
Rhyolite	63.42	0.64	16.01	4.91	0.10	2.48	5.10	3.57	2.08	47.31

TAB. 4.1 – Composition moyenne des MORBs calculée d'après les 20 285 données de la Ridge Data-base (http ://earthref.org/GERM/) et des compositions typiques d'une andésite et d'une rhyolite (Miyashiro, 1974).

sensiblement plus froides que les liquides circulant, cela bloquant les réactions de fusion incongruente de l'orthopyroxène ; mais les phénomènes d'épontes internes tel les croissances harrisitiques sont également exceptionnels, signifiant que l'encaissant et le liquide restent malgré tout proches de l'équilibre thermique.

La chimie des olivines, clinopyroxènes et plagioclases des troctolites et gabbros à olivine (au sens large) confirment cette différence de température entre ces deux types lithologiques, le rapport $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ des minéraux ferro-magnésiens, le titane dans les clinopyroxènes et l'anorthite des plagioclases montrant une évolution dans ce sens : les troctolites proviennent d'un liquide plus chaud (c'est-à-dire moins différencié) que les gabbros à olivine. Cependant, la différence de température reste en moyenne très faible, quelques dizaines de degrés tout au plus ; la cristallisation de l'assemblage plagioclase – olivine se faisant au-dessus de 1190°C et l'apparition d'oxydes ferro-titanés en phase cumulus (non observée dans les cumulats mantelliques) se faisant vers 1100°C – 1110°C (Grove and Bryan, 1983; Kennedy et al., 1990). La zonation des faciès filoniens se surimposant à la zone diapirique de Maqsad est donc bien liée à une zonation thermique de ce diapir, mais la zonation des textures (mosaïques dans les troctolites, adcumulats – mésocumulats dans les gabbros à olivine) est également indicative d'un taux de refroidissement plus lent au cœur du diapir qu'en sa périphérie.

Le cas des gabbronorites et des pyroxénites est plus ambigu, certaines des échantillons peuvent présenter une recristallisation très poussée et d'autres des textures magmatiques sans trace de recuit. On observe également des déformations à froid assez poussées avec mylonitisation de certains échantillons. Néanmoins, la majorité des lames présentent des textures d'adcumulat indiquant, comme dans le cas des gabbros à olivine, un refroidissement relativement rapide. Les cristallisations harrisitiques aux épontes sont courantes montrant une injection dans un environement relativement froid par rapport au liquide. La séquence de cristallisation est différente : l'orthopyroxène est la première phase à cristalliser. Les travaux expérimentaux ayant montré qu'au-delà d'une pression de 12 kbars (Presnall et al., 1978; Green et al., 1979; Elthon, 1993, figure 4.1), le clinopyroxène devenait la première phase à cristalliser, il a souvent été proposé que les pyroxénites soient le résultat de la cristallisation d'un MORB en profondeur (Brown, 1982; Boudier et al., 1983; Lippard et al., 1986; Nicolas, 1989). Cependant, le fait de trouver des filons non déformés de pyroxénite immédiatement sous le moho dans certaines zones de l'Oman (comme, par exemple, dans les massifs de Haylayn et Fizh, voir figures 2.78, 2.79, 2.80, 2.81 et 2.82) et que l'orthopyroxène – et non le clinopyroxène – soit la phase précoce de ces roches

contredit cette hypothèse ; de plus, la cristallisation à haute pression d'un liquide de type MORB n'entraîne pas l'extrême appauvrissement en incompatibles observé dans les pyroxénites et gabbronorites, si la composition minéralogique des pyroxénites peut donc être au premier ordre expliquée par cette hypothèse, celle-ci ne justifie ni la séquence de cristallisation ni le chimisme des minéraux. Les teneurs en aluminium des clinopyroxènes dans ce type de roches, relativement à celles observées pour les troctolites et les gabbros à olivine par contre sont des arguments contre cette hypothèse, pour un magma donné en effet les clinopyroxènes de haute pression sont plus riches en aluminium que ceux ayant cristallisé à basse pression, or nous savons que les troctolites et gabbros à olivine ont cristallisé à basse pression et leur clinopyroxènes sont plus riches en aluminium que ceux des pyroxénites.

La composition du magma à l'origine des pyroxénites et gabbronorites était donc réellement différente de celle d'un MORB. Les plagioclases des gabbronorites présentent des teneurs en anorthite très élevées (90 % à 100 % pour la majorité d'entre elles). Expérimentalement il y a deux façons d'obtenir des plagioclases si calciques : la première est la cristallisation d'un magma MORB hydraté (Housh and Luhr, 1991, solution exclue ici pour les raisons sus-dites) ; et la seconde est la cristallisation d'un magma andésitique (Grove and Bryan, 1983, voir un exemple de composition dans le tableau 4.1) de composition plus siliceuse, déprimée en sodium et moins magnésienne. Dans le cas qui nous intéresse, nous avons déjà vu que la magma parent des roches de la série pyroxénite – gabbronorite ne pouvait être un magma de type MORB ; de plus, la rareté des phases hydratées telles les amphiboles dans ces lithologies ne corrobore pas l'hypothèse d'un magma parent hydraté ; par contre, dans un magma andésitique, la teneur en silice est telle que le coefficient de partage sodium – calcium entre le liquide et le plagioclase ($\mathcal{K}_{D_{Pl-liq}}^{Na/Ca}$) permet la cristallisation de plagioclases très riches en calcium. De plus les expériences de Miyashiro (1974) et de Grove (1984) sur des liquides de ce type (54 % SiO_2 et 4 % MgO) ont montré qu'à partir d'un tel magma la séquence de cristallisation suivante se produisait : orthopyroxène – augite – plagioclase. Un magma parent de type andésitique déprimé en incompatibles semble donc un bon candidat pour les gabbronorites. Par contre, le problème reste entier en ce qui concerne les pyroxénites, elles représentent une lithologie particulièrement appauvrie en incompatibles ne pouvant être totalement expliquée par la cristallisation d'un magma de type andésitique comme les échantillons de la famille des gabbronorites. Elles doivent cristalliser à partir d'un magma chimiquement différent, déprimé en incompatibles, tel celui donnant les gabbronorites, mais aussi largement appauvri en aluminium pour expliquer à la fois la pauvreté exceptionnelle des pyroxènes en cet élément mais aussi l'absence de plagioclase. Certains auteurs ont proposé des magmas parents de type boninitiques pour ces roches, les boninites ne présentent cependant pas des compositions aussi déprimées en titane, sodium et surtout en aluminium, certaines boninites (Danyushevky et al., 1997) pouvant cristalliser des plagioclases ; les compositions boninitiques sont souvent moins silieuses et la présence d'olivine est fréquente dans la plupart des séries boninitiques (Crawford, 1989; Kerrich et al., 1998) tandis que ce minéral reste rare dans les pyroxénites d'Oman. Il existe cependant une grande variété de boninite et ces différences n'excluent pas totalement l'hypothèse d'un magma parent

boninitque, nous verrons plus tard que les profils de terres rares des liquides à l'équilibre avec ces faciès sont peu semblables aux signatures des boninites, la modicité du nombre de données en ce qui concerne les éléments traces pour les échantillons appartenant à la série gabbronorite – pyroxénite toutefois ne permet pas de tirer des conclusions définitives et un gros travail d'analyse reste encore à faire.

La recristallisation dans ces roches présente un aspect différent de celle observée dans les troctolites, elle affecte en premier lieu les joints de grains où se forment de petits cristaux plus ou moins hexagonaux, le cœur du cristal n'est touché qu'ensuite ; dans le cas d'anciennes pegmatites, on observe souvent des cœurs reliques déformés de gros cristaux dans une matrice de petits cristaux recristallisés. Cela montre que, contrairement aux troctolites où la recristallisation semble statique, elle est associée dans ces roches à une déformation cisaillante à température relativement basse. La mise en place des gabbronorites et des pyroxénites semble donc liée à une dynamique lithosphérique, comme l'attestent les différentes observations (écart de températures entre l'encaissant et le liquide, mise en place dans des fractures, épontes mylonitiques, croissance harrisitiques, textures déformées " à froid "...), en cela, elles s'opposent encore une fois aux troctolites et gabbros à olivine mis en place dans un environnement asthénosphérique (chaud). À la série gabbronorite – pyroxénite peuvent aussi se rattacher certaines lithologies très différenciées telles des granodiorites et des plagiogranites apparaissant en bordure des massifs dans des zones de fractures (Amri, 1995).

Étant donné la forte dominance de la série pyroxénite – gabbronorite parmi les filons mantelliques, il semble que l'hypothèse d'un environnement d'arrière arc soit justifiée pour l'ophiolite d'Oman (Gealey, 1977; Pearce et al., 1981; Alabaster et al., 1982b; Alabaster, 1982), cependant cette hypothèse ne peut justifier le fait que la majorité des gabbros de la section plutonique crustale d'Oman soit chimiquement semblables aux gabbros océaniques classiques en équilibre avec des liquides de type MORB. Si la section crustale de l'ophiolite d'Oman n'a pas été jusqu'alors l'objet d'une étude pétrologique systématique, il n'en reste pas moins que les gabbros crustaux omanais étudiés présentent majoritairement de fortes affinités chimiques avec des gabbros tholéiitiques (Ernewein, 1987; Browning, 1982, voir figures 4.3 et 4.4). Par ailleurs même les roches issues de la série andésitique ne présentent pas de signature d'arc franche pour les éléments traces (Benoit, 1997; Benoit et al., 1999).

4.2 Comparaison avec les données sur la croûte gabbroïque : implications pour l'ophiolite de Suma'il

Les gabbros de la section plutonique crustale ont été assez bien étudiés dans les massifs de Hilti, Sarami, Haylayn et Nakhl par Paul Browning (1982), Michelle Ernewein (1987), Monique Lachize (1996), MacLeod et Yaouancq (2000) ; à cela s'ajoutent les quelques données dispersées le long de l'ophiolite acquises par notre équipe (Amri, 1995, Ceuleneer, communication personnelle, voir chapitre 2.8). Les données fournies par ces auteurs montrent qu'un trend tholéiitique semblable à celui formé par les familles des troctolites

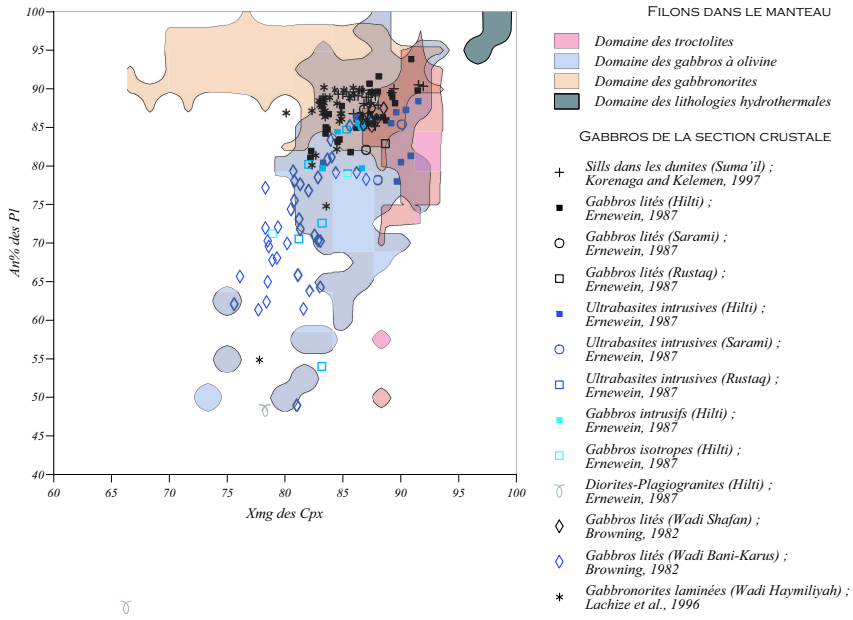


FIG. 4.3 – Teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des Xmg des clinopyroxènes pour les cumulats de la section crustale d'Oman. Les domaines définis par les différentes familles de cumulats intra-mantelliques apparaissent en fond.

et des gabbros à olivine dans les lithologies filoniennes domine l'évolution des gabbros crustaux (figures 4.3 et 4.4) ; parmi les échantillons analysés, seules les gabbronorites laminées du wadi Haymiliyah (massif de Haylayn) décrites par Monique Lachize (1993, 1996) se détachent un peu de ce trend et présentent quelques affinités avec une série calco-alcaline (figure 4.3). Elles présentent par ailleurs un certain nombre de points communs avec les gabbronorites filoniennes dont la cristallisation précoce de l'orthopyroxène, bien qu'elles ne soient ni aussi différenciées ni aussi déprimées en éléments incompatibles que ces dernières. Sur la figure 4.4 par contre, la distinction entre les gabbros du wadi Haymiliyah et les autres gabbros crustaux n'existe quasiment plus, l'ensemble des échantillons crustaux représentés ici dessinent un trend tholéiitique semblable à celui donné par les gabbros à olivine mantellaires. Certains auteurs ont publié des données acquises sur les gabbros crustaux des massifs de Fizh (Smewing, 1981; Lippard et al., 1986) ou du Wadi-Tayin mais ces données donnent les compositions des roches totales et ne sont donc pas comparables aux compositions chimiques de minéraux présentées ici.

4.2.1 Comparaison avec les gabbros de la section crustale omanaise

En grande majorité les gabbros crustaux se placent dans une séquence de différenciation tholéiitique classique, combinant la diminution du Xmg, de l'anorthite des plagioclases et l'augmentation de la teneur en titane des clinopyroxènes ; excepté dans ces termes les

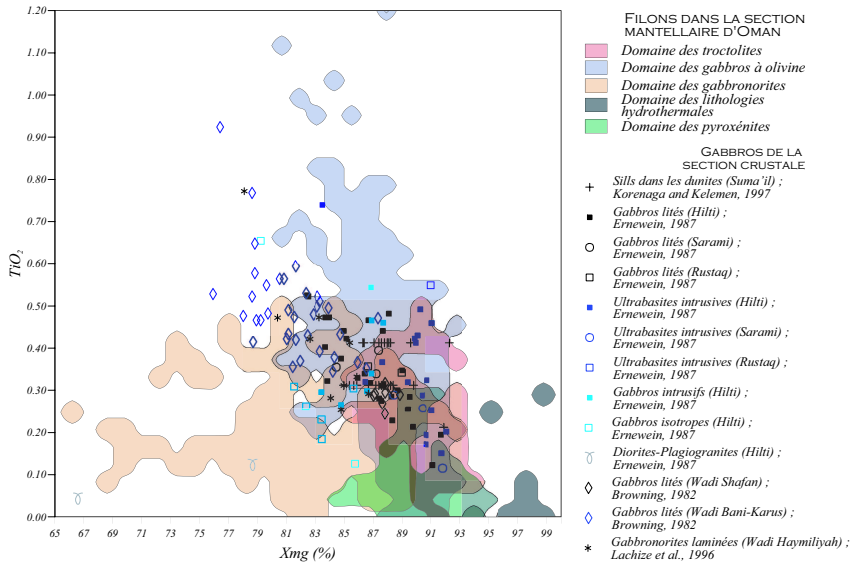


FIG. 4.4 – Teneurs en titane en fonction du Xmg des clinopyroxènes des gabbros crustaux de l'ophiolite d'Oman ; les domaines définis par les cumulats intra-mantelliques sont représentées en fond.

plus différenciés, les échantillons crustaux restent globalement dans un domaine largement couvert par la famille des gabbros à olivine mantelliques. La tendance suivie par les gabbros filoniens n'est cependant pas tout à fait la même que celle des gabbros crustaux, il semble que la diminution des teneurs en anorthite des plagioclases ainsi que l'augmentation de la teneur en titane des clinopyroxènes se fasse pour une moindre variation du Xmg des clinopyroxènes pour les filons mantelliques que pour les gabbros crustaux ; les ultrabasites et gabbros intrusifs des massifs de Hilti et Sarami (Ernewein, 1987) montrent les évolutions les plus proches de celles que l'on rencontre avec les filons mantelliques. Les troctolites et gabbros à olivine mantelliques restent dans l'ensemble des lithologies faiblement différenciées, les grandes variations des teneurs en titane des clinopyroxènes et en anorthite des plagioclases à Xmg à peu près égal ne peuvent être attribuées à la seule cristallisation fractionnée, elles illustrent la complexité des processus se déroulant dans le manteau. Quelle que soit son origine (fusion fractionnée, hétérogénéité de source, réaction magma-roche...), cette variabilité illustre la faible efficacité des mécanismes de mélange au sein du manteau ; cela est également souligné par la nette distinction observée entre les deux séries troctolites – gabbros à olivine et pyroxénites – gabbronorites, si un mélange entre les deux types de magma existe dans une certaine mesure, la rareté de points intermédiaires entre les deux tendances souligne le cloisonnement entre eux.

Il existe donc à la fois une séparation géographique et chimique claire entre les deux séries de cumulats observées et la thermique semble avoir joué un rôle important dans ce phénomène, en effet, les cumulats " chauds " (troctolites et gabbros à olivine au sens large) n'ont cristallisé et, donc, circulé que dans des zones précises de remontée diapirique du manteau et ne se sont pas injectés largement alentours tandis que les cumulats " froids "

(pyroxénites et gabbronorites) ont circulé dans tout le manteau à l'exclusion des zones diapiriques. le faible recouvrement entre les zones géographiques contenant la série troctolites – gabbros à olivine d'une part et la série gabbronorites – pyroxénites d'autre part avait déjà été indirectement constaté au cours des campagnes de terrain où aucun affleurement présentant en même temps des filons appartenant aux deux séries n'a été observé. Par ailleurs, les figures de recoupement sont très rares sur le terrain et dans l'immense majorité des cas, elles concernent deux filons de pyroxénites (figure 2.80) plus rarement deux filons de gabbronorites et les relations entre les gabbronorites ou les pyroxénites avec les gabbros à olivine ou les troctolites n'ont jamais été observées ; il est donc impossible de dater avec certitude une famille de filon par rapport à l'autre. Néanmoins, étant donné la séparation géographique des deux séries, il est le plus probable qu'elles soient toutes deux contemporaines et générées dans des zones distinctes ; ou alors, dans un contexte de diapirisme asthénosphérique à l'aplomb d'une dorsale, que les filons " froids " de gabbronorite et de pyroxénite soient légèrement antérieurs aux filons de troctolite et gabbro à olivine, comme suggéré sur la figure 1.14.

Les familles des gabbronorites et pyroxénites, si largement représentée sous forme de filons dans le manteau, semblent curieusement absentes parmi les cumulats crustaux. Un biais d'échantillonnage existe parmi les cumulats crustaux ; en effet, la grande majorité des échantillons reportées ici ont été prélevés dans des zones où affleurent de belles séquences de gabbros lités et qui ont donc été préférenciellement choisies par les auteurs pour faire leurs études. En fait aucune étude pétrologique totalement systématique des gabbros crustaux omanais n'a réellement été faite et il existe de vastes régions où la section crustale affleurante se présente sous forme d'une succession de gabbros lités et d'intrusions tardives pour lesquelles aucune donnée géochimique n'existe. Une telle étude, si elle était réalisée montrerait peut-être une plus grande cohérence entre les cumulats crustaux et les cumulats intra-mantelliques. Cela ne semble pourtant pas à prioris évident car le biais d'échantillonnage précité n'explique pas l'absence des faciès de gabbronorites et de pyroxénites dans la section crustale étudiée, les régions de Sarami et Haylayn étant justement des zones géographiques où les filons du manteau appartiennent en quasi-totalité à ces deux familles (figures 3.52, 3.53 et 3.56*(b)*). Si on extrapole les observations réalisées dans le massif de Suma'il au massif de Hilti où se présente une petite zone riche troctolite (figures 3.50, 3.56*(a)* et A.2), il est probable qu'une zone de flux mantellaire ascendant se localise à l'aplomb de la zone précitée. Dans le massif de Hilti (Ernewein, 1987, figures 3.50, 3.51 et 3.56*(a)*) comme dans les massifs de Haylayn et de Sarami, la section crustale est dominée par des gabbros dont le chimisme est proche de celui des gabbros à olivine et troctolites du manteau ; si l'on considère que les filons sont des conduits fossilisés dans lesquels ont circulé les magmas injectés dans la croûte, on peut en déduire que le drainage magmatique dans le manteau est focalisé en certains points de faible extension tandis que la plus grande partie du manteau draine de très faibles quantités de magmas – que l'on retrouve rarement voire pas du tout dans la croûte sus-jacente – sans doute plus froids comme l'attestent les textures et le chimisme des cumulats observés, et de toute façon de composition déprimée en éléments mineurs et traces.

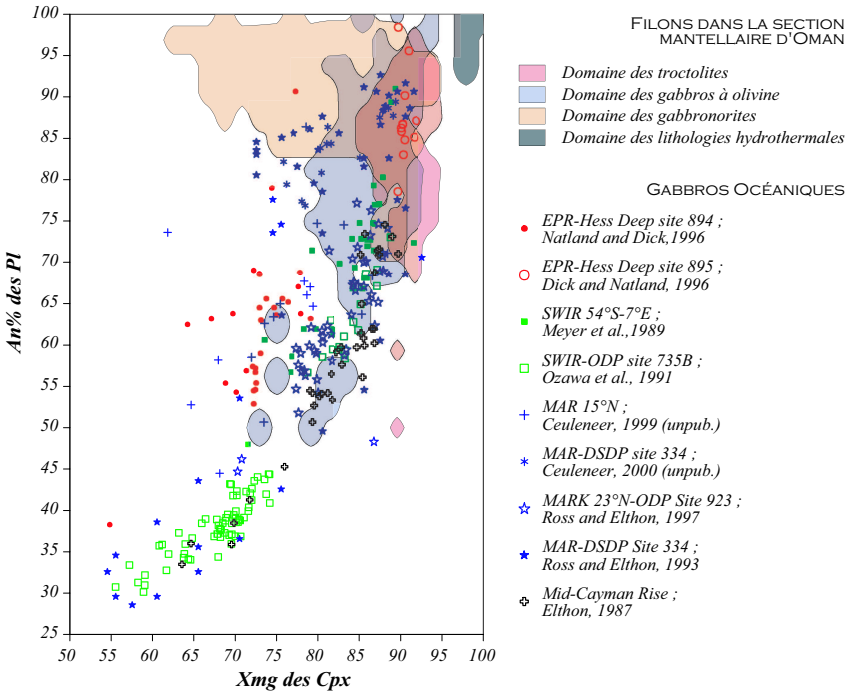


FIG. 4.5 – Teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des Xmg des clinopyroxènes pour les gabbros océaniques ; les domaines de chimie des lithologies filoniennes d'Oman apparaisent en fond.

Les chambres magmatiques, considérées comme bien développées dans le cas de la dorsale fossile omanaise du fait de l'épaisseur de la section plutonique crustale et de l'état de différenciation des basaltes (Alabaster et al., 1982b; Ernewein, 1987; Juteau et al., 1988b; Juteau et al., 1988a; Nicolas, 1989), se mettent en place dans des lieux parfois éloignés des zones de grande circulation magmatique ; c'est le cas par exemple dans le massif de Haylayn où la section plutonique crustale épaisse témoigne d'une chambre magmatique probablement importante mais le désaccord net entre les chimismes des gabbros crustaux et des cumulats mantelliques montre que cette chambre n'était certainement pas alimentée par les conduits se situant directement à l'aplomb de cette zone.

Par ailleurs, la quasi-totalité de la gamme chimique représentée par les gabbros de la croûte est retrouvée dans les cumulats du manteau, les chambres magmatiques jouent donc un rôle certainement important qui expliquerait l'extrême différenciation des basaltes d'Oman (Alabaster et al., 1982b, Benoit, communication personnelle) mais elles ne sont pas nécessairement responsables de la variabilité chimique des gabbros crustaux, l'essentiel du fractionnement pouvant être déjà acquis avant extraction du manteau.

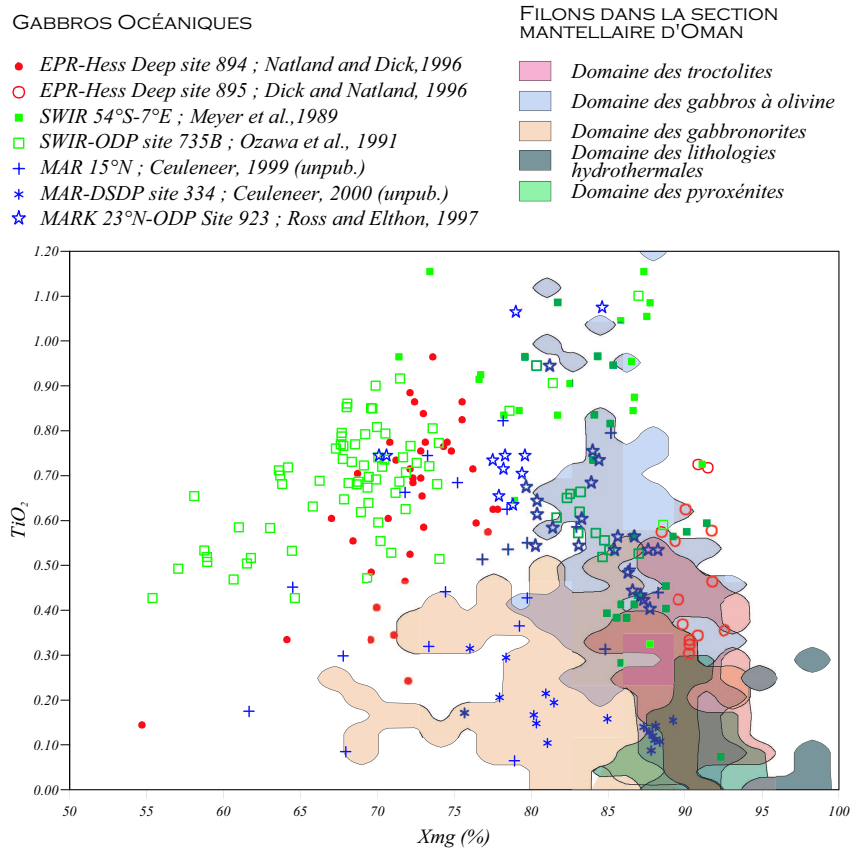


FIG. 4.6 – Teneur en titane des clinopyroxènes en fonction de leurs Xmg pour les gabbros océaniques ; les domaines de chimie des lihtologies filoniennes d'Oman apparaisent en fond.

4.2.2 Comparaison avec les gabbros océaniques crustaux

La croûte océanique profonde n'est pas aisée à étudier, les gabbros océaniques se localisant généralement sous une couche plus ou moins épaisse de basaltes et sédiments, il est malaisé de prévoir les sites où ils seront échantillonnés ainsi que les types de gabbros récoltés et leur position dans la section plutonique. Quelques sites seulement sont bien documentés, comme le site ODP-735B sur la dorsale sud-ouest indienne (Robinson et al., 1989; Meyer et al., 1989; Dick et al., 1999), la zone $MARK$ (Cannat et al., 1989; Ross and Elthon, 1997) ou le site du Hess Deep (Gillis et al., 1993). Les figures 4.5 et 4.6 montrent les évolutions des teneurs en titane des clinopyroxènes et en anorthite des plagioclases en fonction du Xmg des clinopyroxènes, les échantillons de gabbros océaniques y sont représentés en fonction de leur situation mondiale, les zones où se localisent les échantillons crustaux y sont soulignées par des contours en fonction de leur type lithologique. Aucun de tous les sites océaniques bien documentés ne contient des roches présentant à la fois des plagioclases aussi déprimée en sodium et des clinopyroxènes aussi déprimé en titane que les échantillons appartenant à la série pyroxénite – gabbronorite mantellique d'Oman.

Seul les gabbros du site $DSDP-334$ de la dorsale médio-Atlantique et quelques point échantillonnés sur la ride est pacifique (Hess-Deep) présentent des compositions déprimées se rapprochant un peu du type " gabbronorite omanais ", tous les autres sites se plaçant la long de la tendance définie par les gabbros à olivine et troctolites mantelliques d'Oman ; la différenciation de certains cumulats océaniques de certains sites (le site $ODP-735B$ et une partie des échantillons du site $DSDP-334$) est néanmoins bien plus poussée que celle des cumulats mantellaires d'Oman.

Deux tendances sont nettement visibles dans le site $DSDP-334$, les échantillons les plus différenciés se situent dans la queue du trend global mais les moins différenciés présentent des teneurs anormalement faibles en sodium et en titane (figures 4.5 et 4.6). Les plagioclases provenant de ce site ne sont pas aussi déprimés en sodium mais les clinopyroxènes présentent un chimisme tout à fait similaire à celui observé pour les clinopyroxènes de la série pyroxénite – gabbronorite du manteau d'Oman. Les gabbros du site $DSDP-334$ ont été interprétés comme péridotite résiduelle imprégnée plutôt que comme cumulats réels (Girardeau and Francheteau, 1993), leurs origine est aujourd'hui toujours controversée. Dans tous les cas, ces quelques échantillons à chimie déprimée représentent une minorité par rapport à l'ensemble des sites connus et le désaccord entre les cumulats crustaux et cumulats océaniques reste réelle ; il est difficile d'imaginer que si une série déprimée en éléments mineurs et traces dominait les cumulats océaniques elle n'ait quasiment pas été retrouvée dans les sites les mieux documentés, même si un biais est introduit par les méthodes d'échantillonnage aux dorsales.

4.3 Calcul des Xmg et An % des liquides à l'équilibre : comparaison avec le chimisme des M.O.R.B. et implications pétrologiques

Le calcul de liquides à l'équilibre à partir des compositions en éléments majeurs de cumulats est un exercice ardu et ce malgré le grand nombre de données fournies par la géochimie expérimentales (Roeder and Emslie, 1970; Drake, 1975; Langmuir and Hanson, 1981; Grove and Bryan, 1983; Nielsen and Dungan, 1983; Grove and Baker, 1984; Tormey et al., 1987; Nielsen et al., 1988; Grove and Juster, 1989; Ulmer, 1989; Kennedy et al., 1990; Grove et al., 1992; Beattie, 1993; Ghiorso and Sack, 1995; Panjasawatwong et al., 1995; Yang et al., 1996; Putirka, 1999). En effet, les éléments majeurs forment la structure même des minéraux et il est impossible de traiter les teneurs en éléments indépendamment les unes des autres. Par ailleurs, les systèmes magmatiques sont extrêmement complexes et de nombreux paramètres entrent en jeu dans la composition des phases, la composition du liquide – bien évidemment – joue un rôle primordial mais la température, la pression, la fugacité d'oxygène, le degré d'hydratation du magma et la nature de la (ou des) phase(s) liquidus sont également des paramètres capitaux à prendre en compte dans la détermination des coefficients de partage des éléments. Les systèmes basaltiques sont

étudiés depuis fort longtemps dans des conditions expérimentales aussi variables que possible, à travers ces travaux expérimentaux, les coefficients de partage des éléments en traces ont été relativement bien contraints (McIntire, 1963; Nakamura, 1974; Benoit, 1997, et références incluses) mais le problème reste très complexe en ce qui concerne les majeurs.

Des modèles tenant comptes de la plupart des paramètres en jeu ont été faits pour tenter de prévoir les compositions des minéraux cristallisant à partir d'un liquide basaltique donné (Nielsen et al., 1988; Grove et al., 1992; Ghiorso and Sack, 1995; Putirka, 1999, et références incluses), mais le problème inverse consistant à recalculer des liquides à l'équilibre à partir des compositions de cumulats est bien plus rarement abordé. Sont à peu près bien connus les coefficients de distribution fer-magnésium liquide-cristal ($\mathcal{K}_{D_{xtal-liq}}^{Fe/Mg}$) pour l'olivine et l'orthopyroxène et le coefficient de partage liquide-clinopyroxène pour le titane ; le rapport $\frac{Mg}{Fe+Mg}$ dans le clinopyroxène dépendant du taux de calcium, le $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg}$ est moins bien contraint pour ce minéral ; en ce qui concerne les plagioclases, quelques modèles ont été proposés pour tenter de contraindre un coefficient de distribution pour le rapport $\frac{Ca}{Ca+Na}$ ($\mathcal{K}_{D_{Pl-liq}}^{Ca/Na}$) mais ce paramètre reste finalement bien connu seulement pour les solutions binaires Albite – Anorthite et reste très variable pour les systèmes basaltiques naturels.

Compte tenu des textures observées en lame mince (adcumulat dans la grande majorité des cas), on s'en tiendra ici à l'hypothèse que les différentes phases solides ont cristallisées à l'équilibre avec le liquide et qu'il y a eu peu d'échanges d'éléments chimiques entre les phases après cristallisation. En effet, dans un cristal solide, les lacunes migrent " plus vite " que les éléments chimiques, fer et magnésium notamment ; en cas de refroidissement extrêmement lent, on a donc un ré-équilibrage des joints de grains tout autant qu'un ré-équilibrage chimique. Si le refroidissement du cumulat avait donc été suffisamment lent pour permettre des échanges fer – magnésium entre les cristaux, on observerait des textures mosaïques comme celles courantes dans les troctolites. Dans le cas des troctolites à texture de recuit plus particulièrement, le seul minéral ferro-magnésien à avoir cristallisé à partir du liquide est l'olivine, qui a parfois réagit avec le plagioclase pour former une couronne de pyroxène. Pour ces roches donc, le rapport $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ des pyroxènes est déterminé par les échanges fer – magnésium entre olivine et pyroxène mais les pyroxènes n'étant pas dans ce cas des cristaux magmatiques mais des cristaux métamorphiques, on ne calculera pas de liquide à l'équilibre avec les pyroxènes pour les troctolites à texture mosaïque.

4.3.1 Méthodes de calcul et résultats obtenus

Calcul du Xmg du liquide à l'équilibre grâce aux minéraux ferro-magnésiens des cumulats mantelliques

$$Xmg^{phase} = \frac{\mathcal{X}_{Mg}^{phase}}{\mathcal{X}_{Mg}^{phase} + \mathcal{X}_{Fe}^{phase}} \tag{4.1}$$

(Roeder and Emslie, 1970)
$$\mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg} = \frac{\mathcal{X}_{Fe}^{Ol}}{X_{Fe}^{liq}} \frac{\mathcal{X}_{Mg}^{liq}}{\mathcal{X}_{Mg}^{Ol}} \quad (4.2)$$

Où $\mathcal{X}_{élément}^{phase}$ est la concentration de l'élément concerné (en l'occurrence fer ou magnésium) dans la phase concernée (liquide ou olivine) et Xmg^{phase}, le rapport $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ de la phase concernée.

$$Donc\ \mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg} = \frac{\mathcal{X}_{Fe}^{Ol}}{\mathcal{X}_{Fe}^{liq}} \frac{Xmg^{liq}\ \ (\mathcal{X}_{Mg}^{liq} + \mathcal{X}_{Fe}^{liq})}{Xmg^{Ol}\ \ (\mathcal{X}_{Mg}^{Ol} + \mathcal{X}_{Fe}^{Ol})} \quad (4.3)$$

$$Or\ \frac{\mathcal{X}_{Fe}^{phase}}{\mathcal{X}_{Mg}^{phase} + \mathcal{X}_{Fe}^{phase}} = 1 - Xmg^{phase} \quad (4.4)$$

$$\Longrightarrow \mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg} = \frac{1 - Xmg^{Ol}}{Xmg^{Ol}} \frac{Xmg^{liq}}{1 - Xmg^{liq}} \quad (4.5)$$

$$\Longrightarrow Xmg^{liq} = \frac{\mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg}\ Xmg^{Ol}}{1 + Xmg^{Ol}\ (\mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg} - 1)} \quad (4.6)$$

Plusieurs travaux expérimentaux ont permis de contraindre le $\mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg}$ vers 0.30 ± 0.03 (Roeder and Emslie, 1970; Grove and Bryan, 1983; Grove et al., 1992; Kennedy et al., 1990; Langmuir et al., 1992; Beattie, 1993), la plupart des expériences sur liquides de type MORB aboutissent à des résultats relativement similaires et prouvent que ce paramètre est relativement indépendant de la température. Ulmer (1989) a proposé une dépendance en pression ($\mathcal{P}$, en $Kbar$) :

$$\log_{10}[\mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg}] = -0.5214\,(\pm 0.0023) + 0.00323\ \mathcal{P} \quad (4.7)$$

Néanmoins, dans la gamme de pression qui concerne les cumulats intra-mantelliques d'Oman – $\ll 10\,kbar$, le plagioclase apparaissant en phase cumulus (Presnall et al., 1978; Yang et al., 1996) – le $\mathcal{K}_{D\ Ol-liq}^{Fe/Mg}$ varie de 0.29 à 0.32, c'est-à-dire qu'il reste dans la barre d'erreur expérimentale. Le calcul des liquides à l'équilibre avec les olivines en utilisant plusieurs valeurs du $\mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg}$ entre 0.29 et 0.32 montre que la variation maximale reste très faible, de l'ordre de 1.5 % pour le Xmg du liquide à l'équilibre, on peut donc considérer que le $\mathcal{K}_{D_{Ol-liq}}^{Fe/Mg}$ est constant pour l'intervalle de pression considéré et une valeur de 0.3 sera prise pour calculer le Xmg des liquides.

Des formules du même type que celles présentées avec les équations 4.1 et 4.2 peuvent être utilisées pour calculer un Xmg du liquide à l'équilibre avec les orthopyroxènes grâce au $\mathcal{K}_{D_{Opx-liq}}^{Fe/Mg}$; les orthopyroxènes n'étant que faiblement calciques, ils se comportent au cours de leur cristallisation de façon semblable aux olivines (Nielsen et al., 1988; Grove and Juster, 1989; Beattie, 1993) :

$$Xmg^{liq} = \frac{\mathcal{K}_{D_{Opx-liq}}^{Fe/Mg}\ Xmg^{Opx}}{1 + Xmg^{Opx}\ (\mathcal{K}_{D_{Opx-liq}}^{Fe/Mg} - 1)} \quad (4.8)$$

Les études expérimentales prédisent une dépendance en pression et température des coefficients de distribution pour les différents éléments, cependant, le $\mathcal{K}_{D_{Opx-liq}}^{Fe/Mg}$ reste globalement constant dans une gamme de pression de 0.001 $Kbar$ à 3 $Kbar$ et de température de 1000°C à 1400°C, une valeur de 0.248 ± 0.039 (Beattie, 1993) sera utilisée. Les Xmg des liquides à l'équilibre avec les olivines et les orthopyroxènes ont été calculés séparément selon la méthode précédemment décrite, les résultats sont présentés en figure 4.7 et sont remarquablement homogènes. La corrélation entre les Xmg^{liq} calculés à partir de l'olivine d'une part et de l'orthopyroxène d'autre part est très forte et les points s'alignent le long d'une droite extrêmement proche de la première bissectrice. Ces résultats valident la méthode de calcul et montrent que les orthopyroxènes et les olivines sont à l'équilibre avec le liquide à partir duquel ils ont cristallisé.

En ce qui concerne les clinopyroxènes, le calcul du Xmg du liquide à l'équilibre est un peu plus complexe du fait que les concentrations en fer et magnésium dans ces minéraux dépendent également de la teneur en calcium ; plusieurs méthodes de calcul tenant compte des concentrations en calcium et silicium du liquide ont été proposées pour calculer le Xmg des clinopyroxènes (Putirka, 1999), mais nous n'avons accès à aucun de ces deux paramètres dans la présente étude. Grove et Bryan (1983) ont déterminé à basse pression (1 atm) un $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg}$ constant proche d'une valeur de 0.23 sur les basaltes de la zone $FAMOUS$; sur les basaltes alcalins de Papouasie – Nouvelle Guinée, Kennedy et al. (1990) trouvent des valeurs relativement proches, le $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg}$ variant de 0.19 à 0.24 avec une moyenne à 0.21 ; Grove et Kinzler (1992) ont montré une dépendance en pression et température des compositions des clinopyroxènes cristallisant à partir de magmas MORB, ils ont cependant déterminé un $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg}$ grosso-modo constant vers 0.27. Le Xmg du liquide à l'équilibre avec les clinopyroxènes a ici été calculé en utilisant respectivement des valeurs de $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg}$ de 0.21 – 0.23 puis 0.27, les résultats obtenus sont relativement variables. Sur la figure 4.7, les Xmg des liquides à l'équilibre avec l'olivine ont été représentés en fonction des valeurs obtenues pour $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg} = 0.21$, valeur qui donne les Xmg pour les liquides à l'équilibre les plus proches de celles obtenues sur olivines et orthopyroxènes ; la corrélation est assez bonne avec un coefficient de corrélation proche de 0.9 mais les valeurs du Xmg du liquide à l'équilibre ne sont pas équivalentes pour les olivines et les clinopyroxènes ; la pente de la droite de corrélation est encore assez proche de 1 mais l'ordonnée à l'origine de 7.89 montre que, lorsqu'il est calculé à partir de la composition des clinopyroxènes, le Xmg du liquide à l'équilibre est sousestimé de presque 8 %.

Les coefficients de distribution fer – magnésium entre la phase solide et la phase liquide sont mieux contraints pour l'olivine et l'orthopyroxène que pour les clinopyroxènes ; la divergence observée entre les Xmg des liquides à l'équilibre lorsqu'ils sont calculés à partir des compositions des olivines et des orthopyroxènes ou bien des clinopyroxènes pourrait s'expliquer par une dépendance en pression et température du $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg}$ plus forte que pour les coefficients de distribution fer – magnésium de l'olivine et de l'orthopyroxène, cependant la valeur obtenue par Grove et Kinzler (1992) à plus haute pression augmente encore la divergence observée. Il est probable que le $\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg}$ soit très dépendant de la

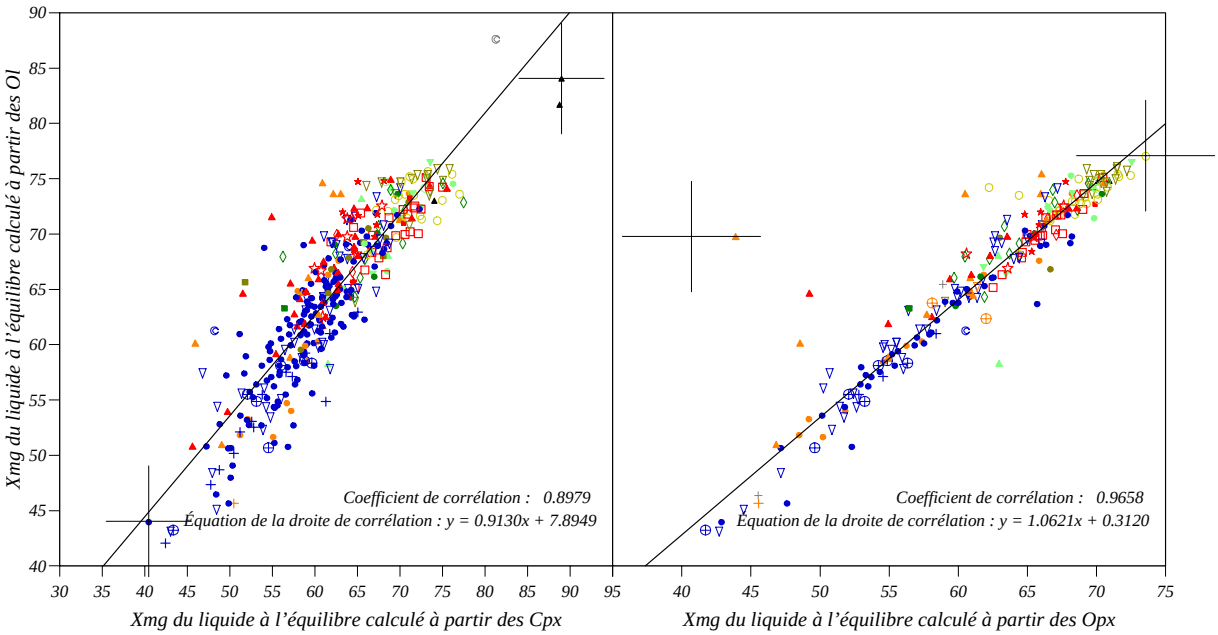


FIG. 4.7 – Graphique montrant les corrélations entre le Xmg des liquides à l'équilibre avec les olivines et le Xmg des liquides à l'équilibre avec les orthopyroxènes d'un côté, le Xmg des liquides à l'équilibre avec les clinopyroxènes de l'autre côté. La droite de corrélation et le coefficient de corrélation ont été calculés par la méthode des moindre carrés, le coefficient de corrélation est fort dans les deux cas et le Xmg du liquide à l'équilibre est pratiquement identique lorsqu'il est calculé à partir des olivines ou à partir des orthopyroxènes. Une légère dérive existe entre les calculs avec les olivines et les calculs avec les clinopyroxènes, elle peut être " corrigée " grâce à la corrélation observée.

composition du liquide et en particulier de ses teneurs en calcium et silicium, paramètres inconnus dans cette étude ; il est de toute façon assez mal contraint, voilà pourquoi les Xmg des liquides à l'équilibre seront calculés en priorité à partir des Xmg des olivines et des orthopyroxènes. La quasi-totalité des échantillons a ainsi été traités, pour les autres qui ne contiennent ni olivine ni orthopyroxène, le Xmg des liquides à l'équilibre est calculé en utilisant les équations 4.9 et 4.10 en première approximation.

$$\mathcal{K}_{D_{Cpx-liq}}^{Fe/Mg} = 0.21 \tag{4.9}$$

$$Xmg_{Ol_c}^{liq} = 0.9130\ Xmg_{Cpx_c}^{liq} + 7.8949 \tag{4.10}$$

Où $Xmg_{Ol_c}^{liq}$ est le Xmg du liquide à l'équilibre avec les olivines et $Xmg_{Cpx_c}^{liq}$ est le Xmg du liquide calculé à partir des Xmg des clinopyroxènes.

Le titane dans les clinopyroxènes

Le titane n'est pas l'un des éléments constitutifs principal du clinopyroxène, il se comporte comme une trace vis à vis de ce minéral entrant dans sa structure à des concentra-

tions proportionnelles à celles du liquide. Un coefficient de partage clinopyroxène – liquide pour le titane ($\mathcal{D}_{Ti}^{Cpx/liq}$) de 0.23 ($\pm$ 0.03) à basse pression a été proposé par Grove et Bryan (1983), Putirka (1999) a réalisé une étude expérimentale plus complète sur clinopyroxènes dans des gammes de pression variant de 0.001 $Kbar$ à 100 $Kbar$, il a montré une relative indépendance du paramètre $\mathcal{D}_{Ti}^{Cpx/liq}$ par rapport à la pression, à la température et à de faibles variations de compositions du liquide, la valeur proposée (0.47 ± 0.28) est sensiblement différente de celle obtenue par Grove et Bryan (1983) et la barre d'incertitude est relativement forte.

$$\mathcal{D}_{Ti}^{Cpx/liq} = \frac{\mathcal{X}_{Ti}^{Cpx}}{\mathcal{X}_{Ti}^{liq}} \tag{4.11}$$

La variation pour le $\mathcal{X}_{Ti}^{liq}$ est assez forte selon le $\mathcal{D}_{Ti}^{Cpx/liq}$ choisi, elle n'est néanmoins pas suffisante pour changer les conclusions que l'on peut tirer de ce calcul et qui seront développées dans la partie suivante. L'étude de Putirka (1999) présente l'avantage d'être dévolue aux clinopyroxènes uniquement et d'être récente, un $\mathcal{D}_{Ti}^{Cpx/liq}$ de l'ordre de 0.4 sera donc utilisé pour le calcul de la teneur en titane du liquide à l'équilibre.

En ce qui concerne les plagioclases

La cristallisation du plagioclase dans un liquide basaltique est un phénomène extrêmement complexe et très mal contraint, des études comme celles de Drake (1975), de Langmuir (1981) ou de Panjasawatwong et al. (1995) se sont penchées sur ce problème et elles ont surtout réussi à confirmer la complexité des relations entre le plagioclase et le liquide. En effet, la teneur en anorthite du plagioclase varie fortement en fonction de nombreux paramètres assez mal contraints dans cette étude tels la pression et la température bien-sûr, mais la fugacité d'oxygène et le degré d'hydratation du magma sont également des paramètres très importants entrant en jeu dans la cristallisation du plagioclase. La composition totale du liquide même ajoute tout autant de contrainte, l'An % du plagioclase à l'équilibre avec le liquide ne dépend pas seulement du rapport $\frac{Ca}{Ca+Na}$ du liquide mais aussi du rapport $\frac{Al}{Al+Si}$. Un des modèles les plus simples proposés pour prédire la composition des plagioclases en équilibre avec un liquide basaltique a été fourni par Panjasawatwong et al. (1995) avec l'équation suivante :

$$An\,\%^{Pl} = -\frac{63\,970}{\mathcal{T}} - 164.10 - 2\,575.3\,\frac{\mathcal{P}}{\mathcal{T}} + 41.836\,\ln\left(\frac{\mathcal{X}_{Ca}^{liq}}{\mathcal{X}_{Ca}^{liq}+\mathcal{X}_{Na}^{liq}}\right) + 33.434\,\ln\left(\frac{\mathcal{X}_{Al}^{liq}}{\mathcal{X}_{Al}^{liq}+\mathcal{X}_{Si}^{liq}}\right) \tag{4.12}$$

Où $\mathcal{T}$ est la température en $^\circ K$ et $\mathcal{P}$ est la pression en $Kbar$.

Ce modèle est inapplicable ici du fait que l'on n'a pas accès à la majorité des paramètres en jeu, d'autres études ne s'intéressent qu'au système binaire Albite-Anorthite (Drake, 1975; Langmuir and Hanson, 1981), système très simplifié qui permet de contraindre assez bien les coefficients de partage plagioclase – liquide du sodium, du calcium, de l'aluminium

et du silicium et, par conséquent, les coefficients de distribution calcium – sodium et aluminium – silicium entre le plagioclase et le liquide à l'équilibre. Dans le cas qui nous intéresse, cette approximation est cependant peu satisfaisante, du fait de la complexité observée des roches, nous sommes très éloignés du système binaire Albite – Anorthite, les études sur ce système binaires permettent cependant de montrer que la teneur en anorthite du plagioclase en équilibre avec un liquide donné est indissociable des concentrations en silicium ou en aluminium du liquide en question. En effet, la réaction chimique d'échange régissant l'équilibre liquide – plagioclase fait intervenir le composant SiO_2 du liquide lorsqu'on associe l'aluminium au calcium et au sodium dans les composants $CaAl_2O_4$ et $NaAlO_2$ (Nielsen and Dungan, 1983; Grove et al., 1992, équations 4.13 et 4.14).

$$\mathcal{X}^{Pl}_{NaAlSi_3O_8} + \mathcal{X}^{liq}_{CaAl_2O_4} \Longleftrightarrow \mathcal{X}^{Pl}_{CaAl_2Si_2O_8} + \mathcal{X}^{liq}_{SiO_2} + \mathcal{X}^{liq}_{NaAlO_2} \tag{4.13}$$

$$\text{c'est-à-dire } \mathcal{X}^{Pl}_{Ab} + \mathcal{X}^{liq}_{CaAl_2O_4} \Longleftrightarrow \mathcal{X}^{Pl}_{An} + \mathcal{X}^{liq}_{SiO_2} + \mathcal{X}^{liq}_{NaAlO_2} \tag{4.14}$$

$$\mathcal{K}^{Ca/Na}_{D_{Pl-liq}} = \frac{\mathcal{X}^{Pl}_{An}\ \mathcal{X}^{liq}_{SiO_2}\ \mathcal{X}^{liq}_{NaAlO_2}}{\mathcal{X}^{Pl}_{Ab}\ \mathcal{X}^{liq}_{CaAl_2O_4}} \tag{4.15}$$

$$\ln \mathcal{K}^{Ca/Na}_{D_{Pl-liq}} = 11.1068 - 0.0338\,\mathcal{P} - 4.4719\,(1 - \mathcal{X}^{liq}_{NaAlO_2})^2 - 6.9707\,(1 - \mathcal{X}^{liq}_{KalO_2})^2 \tag{4.16}$$

Où $\mathcal{P}$ est la pression en $Kbar$.

$$\mathcal{X}^{Pl}_{An} = \frac{\mathcal{X}^{liq}_{CaAl_2O_4}\ e^{\mathcal{K}^{Ca/Na}_{D_{Pl-liq}}}}{\mathcal{X}^{liq}_{NaAlO_2}\ \mathcal{X}^{liq}_{SiO_2} + \mathcal{X}^{liq}_{CaAl_2O_4}\ e^{\mathcal{K}^{Ca/Na}_{D_{Pl-liq}}}} \tag{4.17}$$

Le coefficient de distribution calcium – sodium entre le liquide et le plagioclase est alors donné par l'équation 4.15 (Grove et al., 1992), certains travaux ont permis de déterminer ce coefficient en fonction des conditions de températures et de pression. Mais même lorsque l'on parvient à obtenir un $\mathcal{K}^{Ca/Na}_{D_{Pl-liq}}$, les approximations pour calculer le rapport $\frac{Ca}{Ca+Na}$ du liquide à l'équilibre avec les plagioclases sont très fortes si l'on veut s'affranchir des teneurs en silicium et en aluminium et les résultats obtenus sont extrêmement variables selon la méthode de calcul choisie. Finalement, le but de ce calcul étant de comparer les compositions des liquides à l'équilibre avec les cumulats mantelliques avec les compositions des basaltes océaniques connus, il a été bien plus simple de calculer la composition du plagioclase à l'équilibre avec les verres basaltiques en utilisant la formule de Grove (1992) donnée en équation 4.17. Plusieurs calculs de composition pour les plagioclases à l'équilibre avec les MORBs ont été faits à différentes pressions entre 0.001 $Kbar$ et 5 $Kbar$, le $\mathcal{K}^{Ca/Na}_{D_{Pl-liq}}$ varie de 1.47 pour les pressions les plus faibles à 1.24 pour 5 $Kbar$. Cette variation du $\mathcal{K}^{Ca/Na}_{D_{Pl-liq}}$ entraîne une augmentation de la teneur en anorthite du plagioclase à l'équilibre de 4 % au maximum (0.5 % au minimum) lorsque la pression passe de 0.001 $Kbar$ à 5 $Kbar$; or la formule de Grove (1992, équation 4.17) ne permet qu'une précision de 5 % au minimum dans pour l'anorthite du plagioclase à l'équilibre et cette légère dérive ne change pas les graphiques obtenus pour les valeurs calculées ainsi que les conclusions tirées de ces observations.

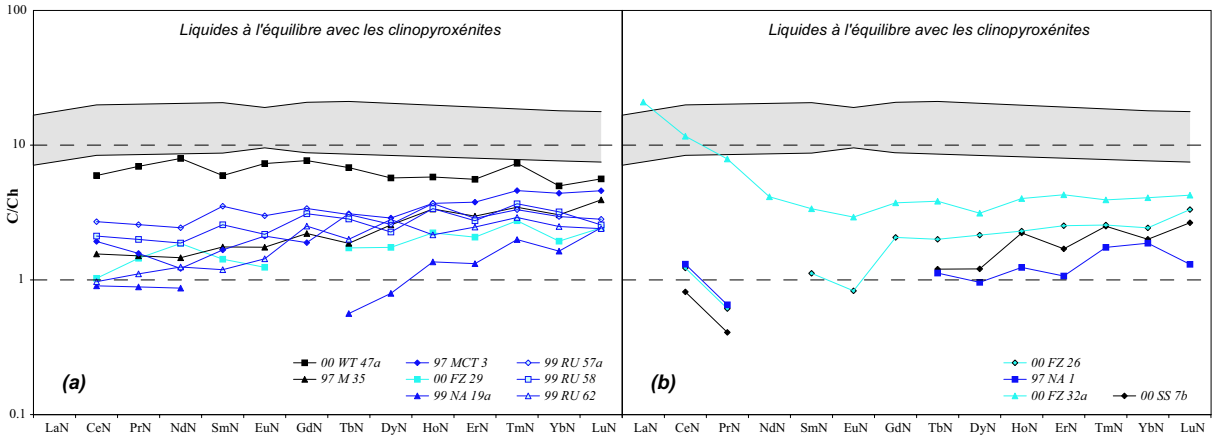


FIG. 4.8 – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les liquides à l'équilibre avec douze échantillons de clinopyroxénites. Le domaine des N-MORBs est rappelé en grisé.

4.3.2 Caractéristiques chimiques des liquides à l'équilibre

Dans un premier temps, les caractéristiques chimiques des liquides à l'équilibre avec les différentes phases minérales ont été reportées sur certaines cartes de l'annexe A (figures A.27 à A.39), comme pour les caractères géochimiques des minéraux aucune zonation flagrante n'est observée, on retrouve d'avantage une zonation par type lithologique que par caractères chimiques.

Les concentrations en terres rares des liquides à l'équilibre avec les dix-sept pyroxénites analysées ont été les plus faciles à calculer (voir Benoit, 1997 pour les détails du calcul et les références utilisées) ; compte tenu de la mauvaise qualité des données obtenues sur les orthopyroxénites et sur les rubanements, seuls les liquides à l'équilibre avec les clinopyroxénites ont été calculés en supposant la roche formée uniquement de clinopyroxènes, cette hypothèse n'est pas absurde du fait de la rareté d'autres phases éventuelles observées en lame mince et, les orthopyroxènes étant très pauvres en éléments trace, on peut considérer que les teneurs analysées sont dues uniquement au clinopyroxène. Les concentrations en terres rares pour les liquides à l'équilibre avec les clinopyroxénites sont représentées sur la figure 4.8 sous forme de spectres normalisés aux chondrites (Nakamura, 1974; Anders and Grevesse, 1989). Sur les douze clinopyroxénites analysées, neuf présentent des spectres de terres rares relativement plats, assez semblables à ceux connus pour la plupart des MORBs si ce n'est que leurs concentrations en terres rares apparaissent nettement faibles que celles des MORBs, l'échantillon 00 WT 47a apparaît le moins pauvre de tous, presque en équilibre avec un liquide type MORB. Du fait de leurs faibles concentrations en terres rares légères, les spectres des liquides à l'équilibre pour les échantillons 00 FZ 26, 97 NA 1 et 00 SS 7b sont plus difficiles à décrire, il est possible qu'ils soient appauvris en terres rares intermédiaires à légères et qu'ils présentent un enrichissement pour les terres rares les plus légères, mais cela est difficile à confirmer,

surtout parce que les concentrations en terres rares légères restent toujours très faibles et que le lanthane notamment est systématiquement au-dessous des limites de détection. Quant-au liquide à l'équilibre avec l'échantillon 00 FZ 32a, il présente un spectre tout à fait particulier très nettement enrichi en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes.

Les clinopyroxénites sont donc majoritairement en équilibre avec des liquides de type MORB mais plus pauvres en terres rares que les MORBs " normaux " ; trois échantillons pourraient provenir du manteau ou bien être de type boninitique, présentant des spectres appauvris en terres rares intermédiaires et peut-être enrichis en légères, mais cela reste à confirmer par des analyses plus fines de ces roches ; enfin, seul le liquide à l'équilibre avec l'échantillon 00 FZ 32a présente un spectre semblable à celui d'un magma d'arc, fortement enrichi en terres rares légères, il est cependant globalement appauvri en éléments traces par rapport à la moyenne des volcanites d'arc.

4.3.3 Comparaison des liquides à l'équilibre calculés avec les basaltes océaniques

Le Xmg des liquides à l'équilibre avec le cumulats filoniens à été calculé selon la méthode précédemment décrite, les résultats obtenus sont présentés avec les Xmg connus pour les basaltes océaniques (20 285 données sur les océans du monde entier, voir http ://earthref.org/GERM/) sous forme d'histogrammes sur la figure 4.9. Les troctolites à clinopyroxène présentant davantage d'affinités pétrographiques et géochimiques avec les gabbros à olivine, elles sont présentées avec les gabbros à olivine sur cette figure. Il apparaît que le liquide à l'équilibre avec les troctolites et les gabbros à olivine était en moyenne plus primitif qu'un verre de MORB, le spectre des troctolites montre un pic très marqué pour les valeurs de Xmg de liquide à l'équilibre comprises entre 70 % et 72 % ; le pic pour les liquides à l'équilibre avec les gabbros à olivine est moins marqué et il se situe entre 64 % et 66 % tandis que les valeurs les plus courantes pour les MORBs se trouvent entre 58 % et 60 %. Par ailleurs, la valeur maximale de Xmg mesurée sur un MORB est de 74 % mais moins de 500 valeurs (sur 20 285) dépassent les 65 %. La valeur le plus fréquente du Xmg pour le liquide en équilibre avec la famille des gabbronorites se situe entre 48 % et 50 %, les liquides à l'équilibre avec les pyroxénites forment un pic large axé sur des valeurs de Xmg comprises entre 68 % et 70 %. Les valeurs de titane calculées montrent que les pyroxénites sont en équilibre avec un liquide extrêmement appauvri en cet élément, c'est aussi le cas, mais dans une moindre mesure de la famille des gabbronorites ; en ce qui concerne les familles des gabbros à olivine et des troctolites (ici représentées par les troctolites à clinopyroxène), leurs liquides à l'équilibre respectifs présentent des teneurs en titane tout à fait semblables confirmant l'affinité géochimique des gabbros à olivine et des troctolites à clinopyroxène, ils sont en moyenne légèrement appauvris en titane par rapport aux liquides MORBs. Cette tendance légèrement appauvrie est confirmée sur la figure 4.13 où les plagioclases en équilibre avec les MORBs présentent des teneurs en anorthite légèrement inférieures à celles des gabbros à olivine et de troctolites.

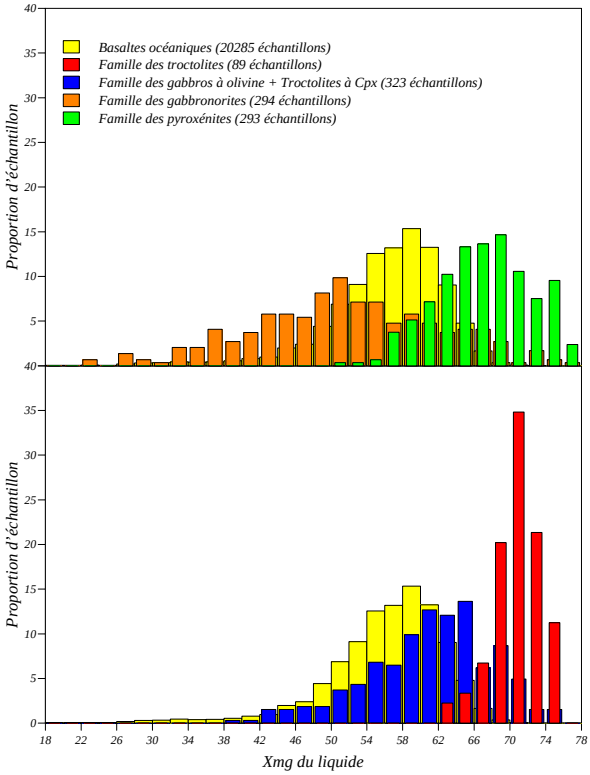


FIG. 4.9 – Histogrammes comparant les Xmg obtenus pour les liquides à l'équilibre avec les différentes familles lithologiques filoniennes et les données connues pour 20 285 MORBs. Les troctolites à clinopyroxène sont représentée dans la famille des gabbros à olivine.

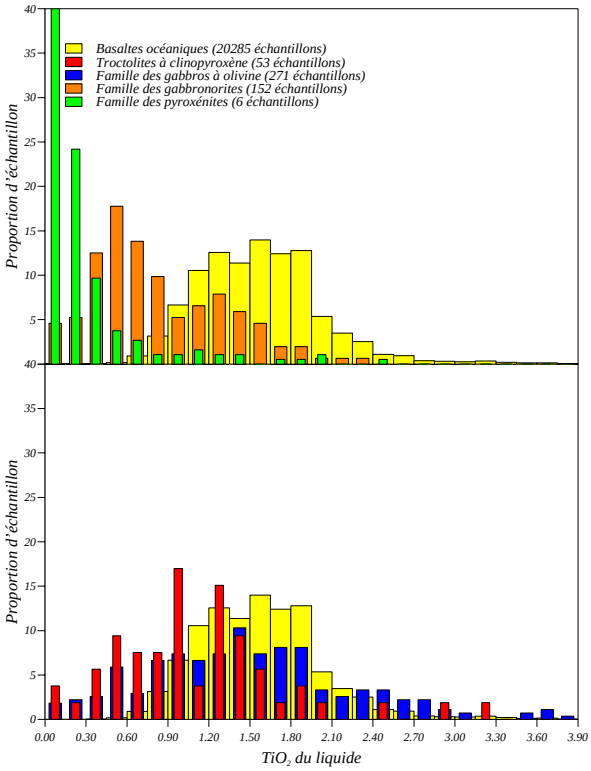


FIG. 4.10 – Histogrammes comparant les teneurs en titane des liquides à l'équilibre avec les clinopyroxènes des roches filoniennes (Putirka, 1999) et les teneurs en titane des 20 285 MORBs. Les clinopyroxènes coronitiques des troctolites au sens strict n'ont pas été représentés ici.

Compte tenu de leurs chimisme " exotique ", il était déjà clair que les gabbronorites et pyroxénites ne s'apparentent pas du tout aux magmas de type MORB, cela se confirme sur les figures 4.9, 4.10, 4.11 et 4.13, où l'on observe que les liquides à l'équilibre avec les gabbronorites sont en moyenne plus différenciés et plus déprimés en titane et sodium que les MORBs émis en surface tandis que les liquides à l'équilibre avec les pyroxénites, bien que plus " primitifs " (c'est-à-dire avec un Xmg plus fort) sont bien trop déprimés en titane pour envisager un ré-équilibrage ultérieur avec un liquide de type MORB. Les chimismes observés pour les roches des familles des gabbronorites et des pyroxénites pourraient découler de la cristallisation précoce d'oxydes ferro-titanés en présence d'eau plus ou moins abondante dans un liquide de type MORB. Cependant, la quasi-absence de ces oxydes tant dans les gabbronorites que dans les pyroxénites ainsi que la rareté des phases hydratées telles les amphiboles rend cette solution peu probable et fait pencher la balance en la faveur d'un liquide parent relativement anhydre et pauvre en éléments incompatibles.

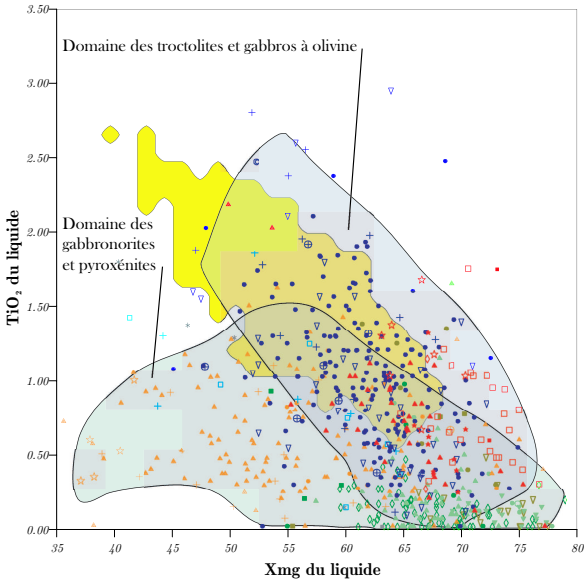


FIG. 4.11 – Graphique représentant les teneurs en titane des liquides à l'équilibre avec les différents types de lithologies en fonction de leur Xmg ; la zone en jaune montre le domaine des MORBs, la légende utilisée est la même que pour les autres graphiques et est donnée dans le tableau 2.3.

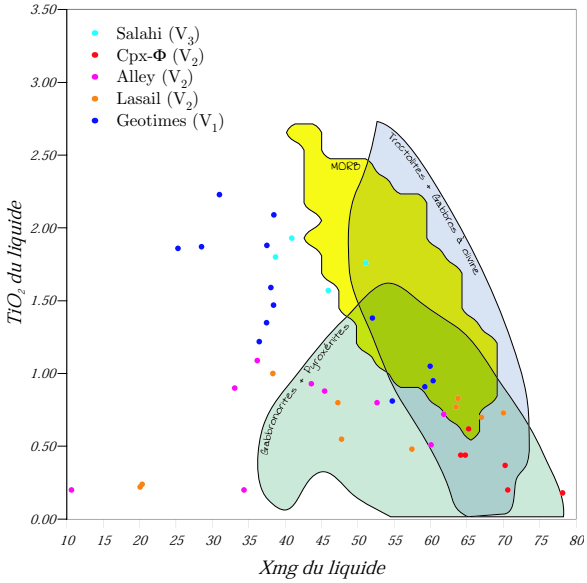


FIG. 4.12 – Concentrations en titane en fonction du Xmg de quelques basaltes d'Oman (Lippard et al., 1986). La zone en jaune montre le domaine des MORBs ; en bleu est représenté le domaine de la série de filons troctolite – gabbro à olivine ; en vert, le domaine de la série gabbronorite – pyroxénite.

La figure 4.12 montre quelques données acquises sur les basaltes omanais (Lippard et al., 1986) en comparaison des données MORB et des liquides à l'équilibre avec les filons mantellaires. Il apparaît que les basaltes sont globalement plus différenciés que les MORBs et que les liquides à l'équilibre avec les troctolites ou les gabbros à olivines. Quelques échantillons de le l'unité " clinopyroxène-phyrique " sont à la fois primitifs et pauvres en titane, ils présentent de plus la particularité d'être riches en clinopyroxènes et possèdent donc peut-être une parenté avec les filons de la famille des pyroxénites. La frontière chimique entre les échantillons des basaltes de l'unité V1 et ceux de l'unité V2 n'est pas très nette mais les basaltes V2 sont globalement plus pauvres en titane que les basaltes V1, ils se placent globalement dans le domaine des liquides à l'équilibre avec la série gabbronorites – pyroxénites indiquant un possible lien co-génétique. Cependant, les basaltes se placent dans leur ensemble dans un nuage intermédiaire entre ceux des deux séries de filons indiquant qu'ils sont possiblement le résultat d'un mélange entre les deux types de magma. On verra par la suite que la série troctolites – gabbros à olivine peut être relativement bien comprise mais les données acquises au cour de ce travail de thèse ne sont pas suffisantes pour vraiment bien contraindre l'origine des gabbronorites et pyroxénites. Les quelques données sur éléments traces connues (Benoit, 1997, voir figures 3.43 et 4.8) ne confirment pas réellement l'hypothèse qu'elles sont issues de magmas

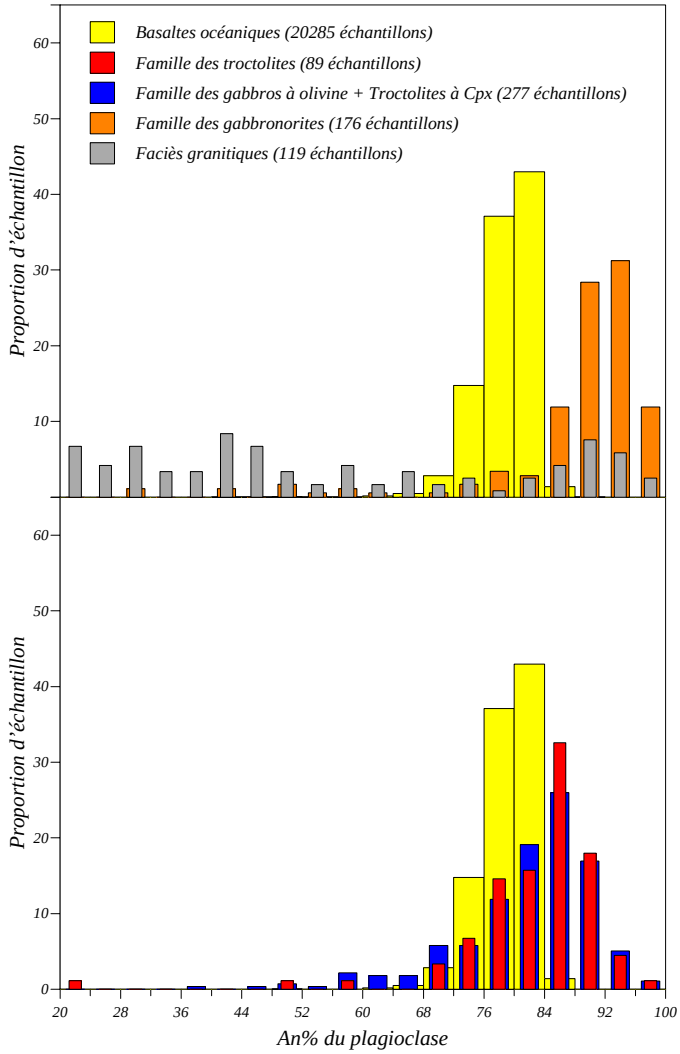


FIG. 4.13 – Histogrammes comparant les teneurs en anorthite des plagioclases des différentes roches filoniennes avec les teneurs en anorthite théoriques des plagioclases qui seraient à l'équilibre avec les MORBs.

d'arc. L'hypothèse émise par Mathieu Benoit (1997) pour expliquer ces faciès particuliers est celle de la fusion d'une lithosphère qui aurait précédemment été hydratée par hydrothermalisme lors de la remontée d'un diapir asthénosphérique à travers cette lithosphère (voir figures 1.14 et 4.14). Le réchauffement provoqué par le diapir peut alors entraîner la fusion partielle d'un manteau relativement riche en eau. Les mécanismes d'hydratation d'un manteau si profond sont cependant tout à fait obscurs mais les isotopes du strontium indiquent que l'eau de mer a joué un rôle prépondérant dans la genèse des gabbronorites à orthopyroxènes précoces et des pyroxénites. Par ailleurs, l'ubiquité des filons de gabbronorites et pyroxénites sur la surface de l'ophiolite d'Oman reste difficile à expliquer dans le cadre de cette hypothèse car même très loin des zones chaudes (Suma'il

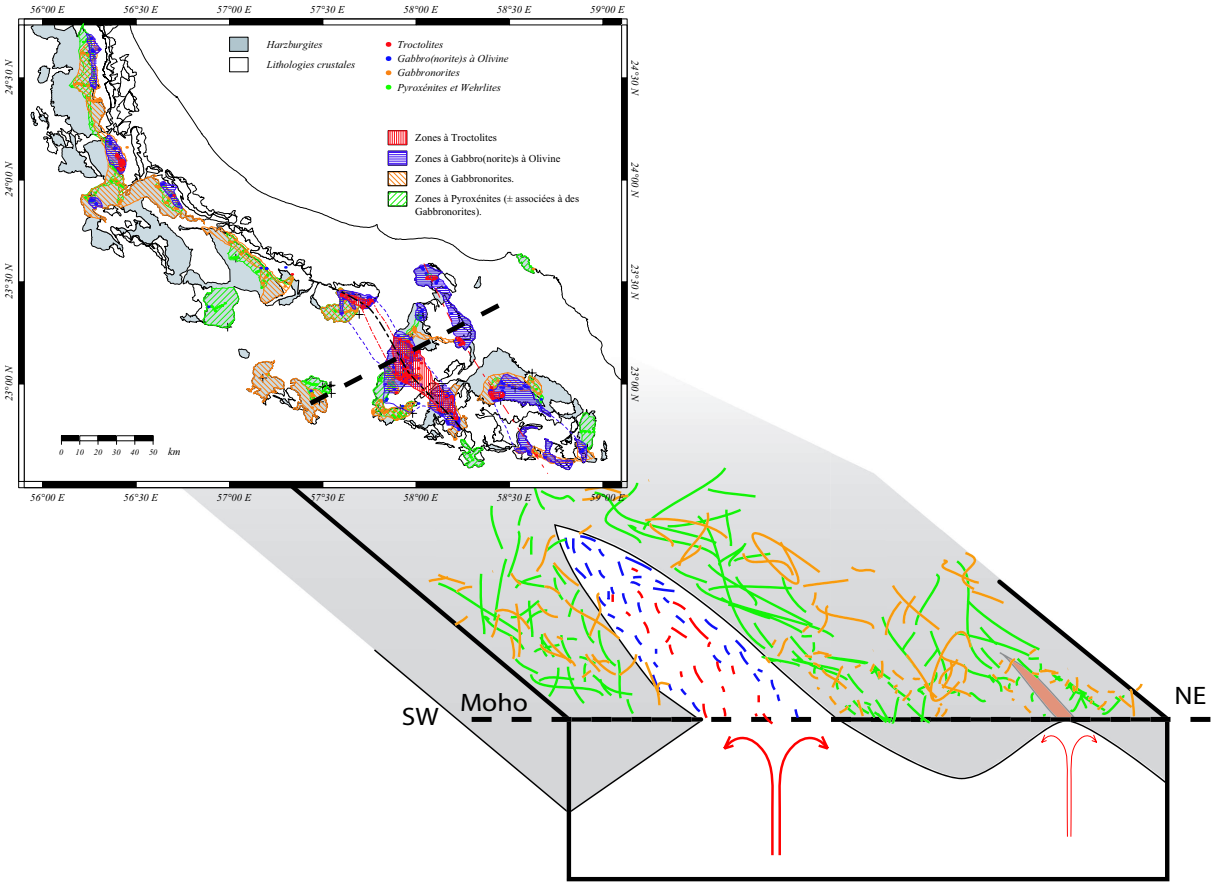


FIG. 4.14 – Coupe schématique à travers les massifs de Suma'il et Musibit montrant l'évolution possible d'un diapir du manteau. En gris (sur la coupe) est représentée la lithosphère ; en blanc, l'asthénosphère. Ce schéma résume le processus proposé en figure 1.14, le massif de Suma'il représenterait un stade développé du diapir (étape *(c)* dans la figure 1.14) tandis que les massifs de Hilti et la bande parallèle de Kahwad, Musibit et Wadi-Tayin correspondraient à un stade plus précoce (étape *(b)* dans la figure 1.14)

et Hilti), ils restent très abondants. Il faudrait alors supposer un réchauffement global de la lithosphère, sachant qu'une migration de ces magmas sur de très grandes distances (la centaine de kilomètres séparant la zone à troctolite de Hilti du nord du massif de Fizh) reste très peu probable du fait de leur température relativement basse et de leur relative richesse en silice. Ce réchauffement pourrait tout à fait n'être pas uniforme et provenir par exemple de " diapirs " non visibles sous la lithosphère (stade **(a)** de la figure 1.14).

D'un autre côté, la série gabbro à olivine – troctolite suit grosso-modo le même trend que les MORBs ave un léger décalage vers les liquides plus primitifs (Xmg plus élevé et TiO_2 plus faible, figure 4.11). La suite de la discussion se basera donc essentiellement sur une comparaison entre les liquides à l'équilibre avec la série troctolite – gabbro à olivine omanaise et les données connues sur 20 285 basaltes océaniques (source de ces

données : Ridge Data-Base, http ://earthref.org/GERM/) pour essayer de trouver un lien éventuel entre les basaltes échantillonnés aux dorsales et ce que l'on peut déduire sur les liquides ayant circulé dans le manteau à partir de l'étude des filons d'Oman. L'idéal pour comprendre le mieux possible les phénomènes géochimiques se produisant aux dorsales serait de disposer d'importantes données sur les filons dans les péridotites abyssales et de pouvoir les comparer aux gabbros crustaux directement sus-jacents ; or seules quelques données ont été acquises sur des filons mantelliques sous les océans, Quelques-unes dans les péridotites de la zone de fracture Kane (dorsale médio-Atlantique) et de la ride est-pacifique (Dick and Natland, 1996; Cannat et al., 1997). Compte tenu du fait que les familles des troctolites et des gabbros à olivine omanais présentent de nombreuses affinités géochimiques avec les cumulats océaniques les plus primitifs (figures 4.5 et 4.6), il ne semble pas absurde d'utiliser les filons de l'ophiolite d'Oman pour tenter d'appréhender les phénomènes mantelliques à l'aplomb des dorsales ; on supposera donc par la suite les filons d'Oman représentatifs des phénomènes profonds aux centre d'expansion océaniques. Par mesure de commodité, les liquides à l'équilibre avec les roches appartenant à la famille filonienne des gabbros à olivine en Oman seront simplement nommés " liquides mantelliques différenciés ", et les liquides à l'équilibre avec les filons troctolitiques seront désignés par " liquides mantelliques primitifs ".

Il n'y a dans le manteau Oman qu'une minorité de cumulats en équilibre avec les liquides de type MORB échantillonnés aux dorsales, cependant, les liquides mantelliques restent suffisamment proches de ces derniers pour que l'on puisse imaginer une parenté entre les deux types de magmas, les cumulats crustaux représentant la " différence " entre eux. Les liquides extraits du manteau puis de la croûte océanique aux dorsales (à savoir les verres basaltiques récoltés) étant plus différenciés que les liquides qui circulent dans le manteau, la différenciation en chambre magmatique dans la croûte n'est pas négligeable ; mais, si l'on considère les pics de plus grande fréquence d'apparition du Xmg pour chaque liquide considéré (figure 4.9 ; $Xmg = 58 - 60$ % pour les MORBs, $64 - 66$ % pour les liquides mantelliques différenciés et $70 - 72$ % pour les liquides mantelliques primitifs), les processus mantellaires sont responsables d'une large part du phénomène de différenciation total – résultat que l'on retrouve en observant les teneurs en anorthite des plagioclases, les valeurs les plus fréquentes de trouvant entre 80 % et 83 % pour les plagioclases en équilibre avec les MORBs, entre 83 % et 86 % pour les plagioclases de la famille des gabbros à olivine et entre 86 % et 90 % pour la famille des troctolites. La quasi-absence de recouvrement entre la fourchette de composition couverte par les Xmg des liquides mantelliques primitifs et le domaine des MORBs montre que les magmas les plus primitifs produits par fusion partielle du manteau aux dorsales ne sont jamais directement extraits mais subissent une différenciation plus ou moins poussée avant d'arriver en surface. Par contre, les termes les plus différenciés observés parmi les MORBs n'apparaissent jamais dans le manteau. Les positions respectives des histogrammes représentant les Xmg des MORBs et des liquides mantelliques primitifs sur la figure 4.9 sont remarquables car elles donnent l'impression que, en quelque sorte, les MORBs commencent là où s'arrêtent les troctolites (c'est-à-dire là où les clionpyroxènes commencent à cristalliser) ; les processus d'extraction ne sont donc pas suffisamment efficaces pour permettre l'émission du liquide

en surface sitôt après la fusion de la source, un phénomène de cristallisation fractionnée plus ou moins poussé, c'est-à-dire la mise en place de filons, se produit nécessairement avant qu'il y ait une extraction efficace. Ce phénomène entraîne une différenciation et un refroidissement du liquide qui l'amène dans le champ des gabbros à olivine ; ensuite seulement le liquide peut être émis en surface. Le magma, quand il commence à se placer dans des structures de migration, est donc très proche du cotectique olivine-plagioclase et la cristallisation fractionnée de ces phases minérales se déclenche en même temps que la migration.

Conclusion

À travers tout le pays, Nasr Eddin Hodja passait pour un grand savant et un saint homme. Un homme qui avait passé sa vie dans l'étude jalousait un peu la réputation de Nasr Eddin qui lui semblait un peu usurpée, aussi il décida de mettre le Hodja à l'épreuve et, pour ce faire, lui expédia une liste de quarante questions dont l'énoncé à lui seul suppose déjà de grandes connaissances. Dans une lettre d'accompagnement, il priait Nasr Eddin de répondre à chacune des questions et de lui envoyer les réponses quand le temps lui semblerait bon.

Nasr Eddin lut la liste et en guise de réponse à la première question, il écrivit « je ne sais pas », pour la seconde question, il écrivit « je ne sais pas » et ainsi de suite jusqu'à la quarantième, il rédigea soigneusement un « je ne sais pas » pour réponse à chaque question sans aucune exception. Sa femme qui passait par-là, le regarda faire puis se moqua de lui :

– Nasr Eddin, quel idiot tu fais ! Tu viens de perdre bêtement ton temps, n'aurais-tu pas pu lui écrire un seul « je ne connais la réponse à aucune question » au lieu de ces quarante « je ne sais pas » ?

– Femme, tu es une ingrate ! S'exclama Nasr Eddin, tu ne vois donc pas que cet homme s'est donné toute la peine du monde pour m'exposer l'importance de sa science en me formulant ces quarante questions ? Donc moi, par politesse, je me dois bien en retour de rédiger toutes mes réponses pour lui étaler la totalité de mon ignorance !

– D'après une fable Turque (Maunoury, 1990).

Ce travail est essentiellement basé sur un échantillonnage aussi exhaustif que possible des filons dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman et leur analyse pétrographique et microsonde ; le bilan au premier ordre de cette thèse est d'avoir fait l'inventaire actuellement le plus complet sur les filons du manteau à une échelle d'environ 400 km. Une des premières conclusion est qu'au moins deux types de magma distincts ont circulé dans le manteau ; le premier type de magma présente des caractères pétrographiques et chimiques semblables à ceux d'un basalte tholéiitique de dorsale océanique.

La seconde série n'est pas attribuable à cette " filiation " tholéiitique ; l'apparition précoce de l'orthopyroxène dans la séquence de cristallisation fractionnée, la rareté de l'olivine et le chimisme des phases déprimé en incompatibles requièrent un magma parent à la fois plus riche en silice – peut-être de type plus andésitique – et pauvre en incompatibles – indice d'une source mantellaire sans doute déprimée lors d'un premier événement de fusion partielle. Un tel magma peut provenir de la refusion d'une lithosphère déprimée à l'axe d'une dorsale, fusion résultant de l'effet combiné de l'altération hydrothermale de cette lithosphère et de son réchauffement lié à la mise en place d'un diapir mantellique à faible profondeur comme l'ont suggéré Benoit et al. (1999). Les mécanismes précis de pénétration de l'eau de mer dans la lithosphère et d'altération des roches reste obscur et doit être précisé par des travaux complémentaires. L'existence d'une série à chimisme déprimé en éléments incompatibles, s'opposant à une série tholéiitique classique, mise en évidence dans un massif particulier de l'ophiolite a donc été généralisée et les extensions géographiques de ces deux séries ont pu être contraintes ici : la répartition géographique des filons le long de l'ensemble de l'ophiolite montre une large dominance des faciès de la série déprimée sur les faciès tholéiitiques ; le massif de Maqsad, où affleurent une grande majorité de filons de type tholéiitique, est en contrasteavec le reste de l'Oman.

Cette observation montre un désaccord entre les cumulats mantelliques et crustaux d'Oman, les lithologies de types tholéiitiques étant les plus abondantes dans la croûte (malgré la présence fréquente de gabbronorites contenant parfois des orthopyroxènes précoces, la chimie de ces gabbronorites restant malgré tout plus proche de celle de la série MORB que de celle de la série déprimée). Dans l'hypothèse où l'ophiolite d'Oman se serait mise en place dans un contexte d'arc, on pourrait envisager une variation temporelle de la composition des magmas au fur et à mesure que l'eau en provenance de la plaque subductée imprègne le manteau sus-jacent. La quasi-absence de recouvrement entre les zones géographiques où se mettent en place la série troctolite – gabbro à olivine d'une part et gabbronorite – pyroxénite d'autre part amène à exclure cette hypothèse car si seul le temps séparait la mise en place des deux séries de magma, la séparation géographique ne serait pas si nette. Tout au plus, dans un cadre dynamique d'ouverture peut-on envisager que la série déprimée se soit mise en place avant la série tholéiitique, cette dernière ne cristallisant dans le manteau que lorsqu'un diapir asthénosphérique perce la lithosphère déjà recoupée de filons de gabbronorite et pyroxénite.

Comme il l'a déjà été dit dans le chapitre 4, les compositions en éléments traces des quelques échantillons de la séries déprimée analysés ne permet pas de confirmer que ce sont des magmas d'arc. Néanmoins, elles ne permettent pas non plus vraiment d'infirmer cette hypothèse. En vérité, les données ici acquises ne sont pas suffisantes pour réellement trancher entre les différentes hypothèses qui tentent de préciser le contexte géodynamique de mise en place de l'ophiolite. La série gabbronorite – pyroxénite suppose – qu'elle soit issue soit de la fusion d'une lithosphère hydratée (en contexte de ride médio-océanique), soit de la fusion d'un manteau " froid " consécutivement à la libération d'eau par une plaque subductée (en contexte

d'arrière arc) – la présente plus ou moins abondante de fluides ; en supposant d'un contexte d'arc, l'origine de ces fluides est relativement bien connue, par contre, dans le cadre d'une dorsale médio-océanique, les mécanismes hydrothermaux pouvant amener des fluides à telle profondeur sont totalement obscurs, peut être même impossibles, de nombreux travaux pour préciser ce genre de mécanismes restent à faire dans ce domaine. Cependant, les oppositions entre les cumulats mantelliques et crustaux, le contraste chimique et géographique net existant entre les deux séries ainsi que l'hétérogénéité chimique rencontrée au sein d'une même famille lithologique soulignent plusieurs points intéressants concernant le fonctionnement des dorsales. En premier lieu, l'épaisseur de la section plutonique crustale en Oman montre que de grandes quantités de magma alimentant la croûte sont drainées sous les dorsales ; l'essentiel de ce drainage se produit en des points focalisés du manteau et la croûte est alimentée par les zones – dans lesquelles les cumulats de type tholéiitique ont cristallisé – couvrant une surface relativement faible du manteau sous-jacent à la dorsale. La focalisation est telle qu'elle conduit parfois à des situations extrême où il semble n'y avoir aucune relation, à l'échelle d'un massif (massif de Haylayn), entre les magmas ayant cristallisé dans la croûte et ceux ayant circulé dans le manteau immédiatement sous-jacent ; l'existence de telles situations montre l'importance des transport latéraux de magmas dans la croûte associés à la focalisation dans le manteau, les magmas émis en un point du manteau pouvant cristalliser à plusieurs kilomètres de son point d'émission. À l'opposé, les magmas de type andésitiques, rares dans la croûte, sont certainement très difficilement extrait et ont tendance à cristalliser " sur place ", dans le manteau. La plus grande quantité de magma émise aux dorsales n'est drainée que par une faible part du manteau, cela ainsi que la quasi-absence de mélange entre les magmas tholéiitiques et andésitiques soulignent l'efficacité des processus d'extraction dans les " points de focalisation ", les magmas, même en grande quantité, circulant essentiellement dans les conduits où ont cristallisés les troctolites et gabbros à olivine.

Le calcul des compositions en éléments majeurs des liquides à l'équilibre reste très difficile, les modèles sont complexes et concernent surtout la prévision des phases minérales en équilibre avec le liquide expérimental. Le calcul du Xmg du liquide à l'équilibre avec les minéraux ferromagnésiens est cependant possible ; le titane ayant un comportement proche d'un élément trace, il est possible de recalculer les teneurs en titane du liquide à l'équilibre avec les clinopyroxènes. La comparaison des compositions calculées des liquides à l'équilibre avec les cumulats mantelliques et les MORBs montre plusieurs résultats intéressants pour l'interprétation de la genèse des liquides basaltiques ; en particulier, les liquides les plus primitifs ne se retrouvent pas dans les basaltes de dorsales, montrant que les processus de cristallisation fractionnée débutent dès que les liquides commencent à se rassembler dans des structures de migration.

L'interprétation de la répartition des zones de diapirisme (zones à filons " tholéiitiques ") à l'échelle de quelques centaines de kilomètres de dorsale ainsi que l'effet de la segmentation sur le diapirisme reste relativement hasardeux du fait des déformations subies par la paléodorsale omanaise au cours de sont détachement et de l'obduction. Néanmoins, compte tenu de la continuité existant entre les massifs de Suma'il, Samad et Nakhl, on peut imaginer que cette ride fossile n'a pas été significativement disloquée lors de sa mise en place finale sur la marge arabe et que les échelles globales des différentes structures ont été conservées – à l'opposé, des rotations très importantes ont pu avoir lieu lors de la " mort " de la dorsale au début de l'obduction : des données paléomagnétiques montrant des rotations précoces importantes (¿ 100° pendant l'activité volcanique) et des variations d'orientations de l'ordre de 90° dans le complexe filonnien du massif de Suma'il impliquent soit une géométrie axiale très complexe pour

la dorsale au cour de son fonctionnement ou bien un remaniement très poussé de la dorsale en début d'obduction (MacLeod and Rothery, 1992; Perrin et al., 1994; Nicolas et al., 2000a). La répartition des filons le long de l'ophiolite montre donc deux zones chaudes majeures, l'une très développée dans le massif de Suma'il et l'autre de moindre importance dans le massif de Hilti ; ces deux zones sont distantes d'environ 200 km.

Au début de cette étude, les filons dans le massif de Suma'il étaient relativement bien connus mais aucun " inventaire " aussi exhaustif n'avait été réalisé. L'ensemble des données obtenues a permis d'appréhender un peu mieux un certain nombre de phénomènes liés à la circulation magmatique sous les dorsales mais des analyses restent à faire pour préciser certains points toujours obscurs. En particulier le problème posé par les pyroxénites reste complexe : les quelques compositions en éléments trace mesurées montrent des liquides à l'équilibre de type MORB déprimé mais la position précoce de l'orthopyroxène dans la séquence de cristallisation ainsi que les compositions déprimées en éléments incompatibles contredit cette hypothèse ; par contre, ces dernières observations ainsi que l'étroite association géographique des pyroxénites avec les gabbronorites semblent les rattacher au liqude de composition andésitique à l'origine de celles-ci, sachant que cela n'explique ni l'absence du plagioclase ni la pauvreté des pyroxènes en aluminium. Étant donné le grand nombre d'échantillons traité dans ce travail, des faciès un peu " exotiques " ont été mis à l'écart dans un premier temps, c'est le cas des faciès hydrothermaux décrits à la fin du chapitre 2 dont je n'ai pas reparlé par la suite. Leur chimie tout à fait exceptionnelle en fait cependant des échantillons très intéressants probablement témoins d'intéractions entre le magmatisme et l'hydrothermalisme au sein du manteau.

Finalement, malgré l'exceptionnelle préservation des structures de cette ophiolite, le problème du cadre géodynamique de l'Oman se pose toujours et il apparaît nécessaire de valider le modèle omanais par des observations in-situ au niveau des dorsales océaniques actives et surtout au niveau des bassins d'arrière-arc. L'échantillonnage des dorsales océaniques, de par leurs situations, reste très complexe techniquement et le mode d'échantillonnage lui-même ne permet pas de contraindre très précisément un environnement pour les échantillons océaniques, c'est ce qui explique en partie que seuls quelques sites soient bien documentés en ce qui concernent les gabbros océaniques et que l'échantillonnage soit quasiment nul pour ce qui est des filons dans les péridotites. Un grand nombre de péridotites a cependant été échantillonné dans les océans, résultats de nombreuses campagnes en mer, et tout un travail reste encore à faire sur ceux qui contiennent des filons.

Annexes

Annexe A

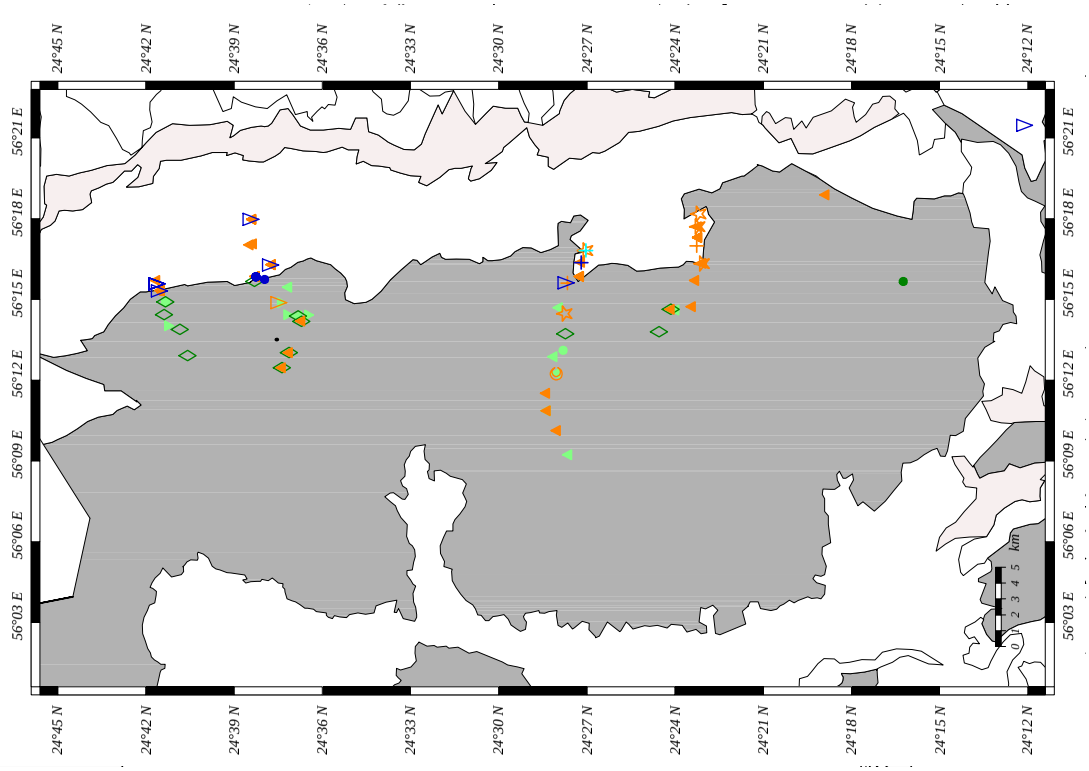
Cartes représentant la répartition des faciès lithologiques des filons mantellaires en Oman

* La légende pour l'ensemble des figures de cette partie se trouve en page 241.

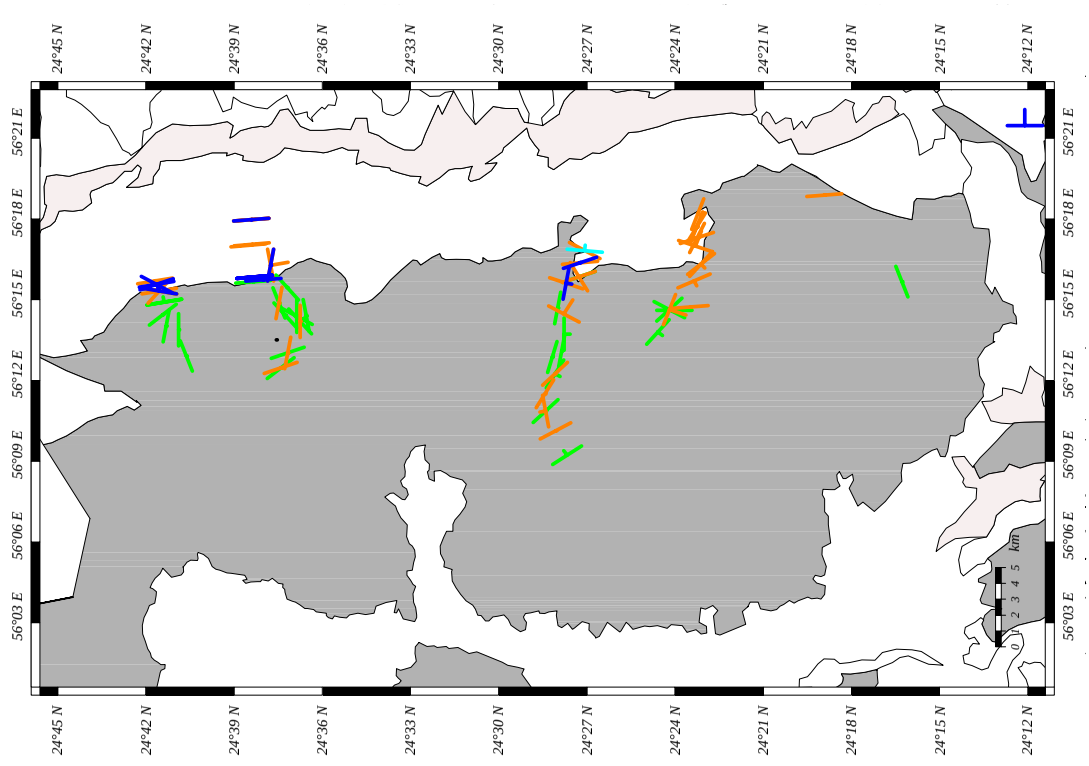
À l'époque de la création, Mwùpüp'à et son épouse Mwùpüma s'étaient donné pour tâche de bâtir la terre. Ils la voulaient lisse et parfaite, or tandis que Mwùpüp'à ne cessait de jacasser et de rêver un monde encore plus beau que celui qu'il construisait de sorte que ses progrès étaient infimes, Mwùpüma se contentait de travailler et sa besogne avançait à grands pas. Sept années s'écoulèrent au bout desquelles la terre n'était toujours pas terminée, survint un messager porteur de nouvelles de leur famille : « Mourante est ta mère, dit-il à Mwùpüma, tu dois retourner la voir sans plus tarder ! »

Dans son émoi, Mwùpüma abandonna sa tâche là où elle en était et suivit le messager dans les mondes célestes ; en attendant son épouse, Mwùpüp'à interrompit son bavardage et contempla leur œuvre. Force lui fut de reconnaître que la tâche de Mwùpüma était infiniment plus avancée que la sienne, de dépit, il en arracha des mottes de terre qu'il jeta dans les neuf directions. C'est ainsi que les montagnes furent crées et qu'aujourd'hui la terre est formée de creux et de bosses.

– D'après un mythe Lissou (Dessaint and Ngwâma, 1994).

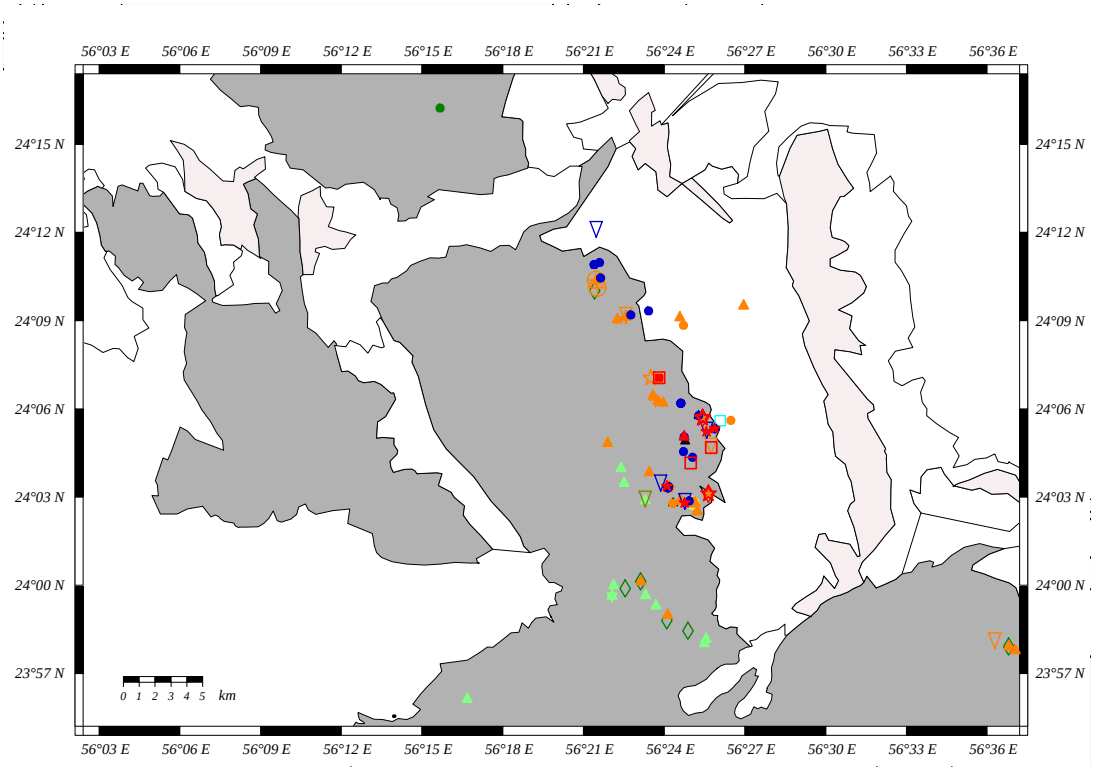


(a) Détail des lithologies

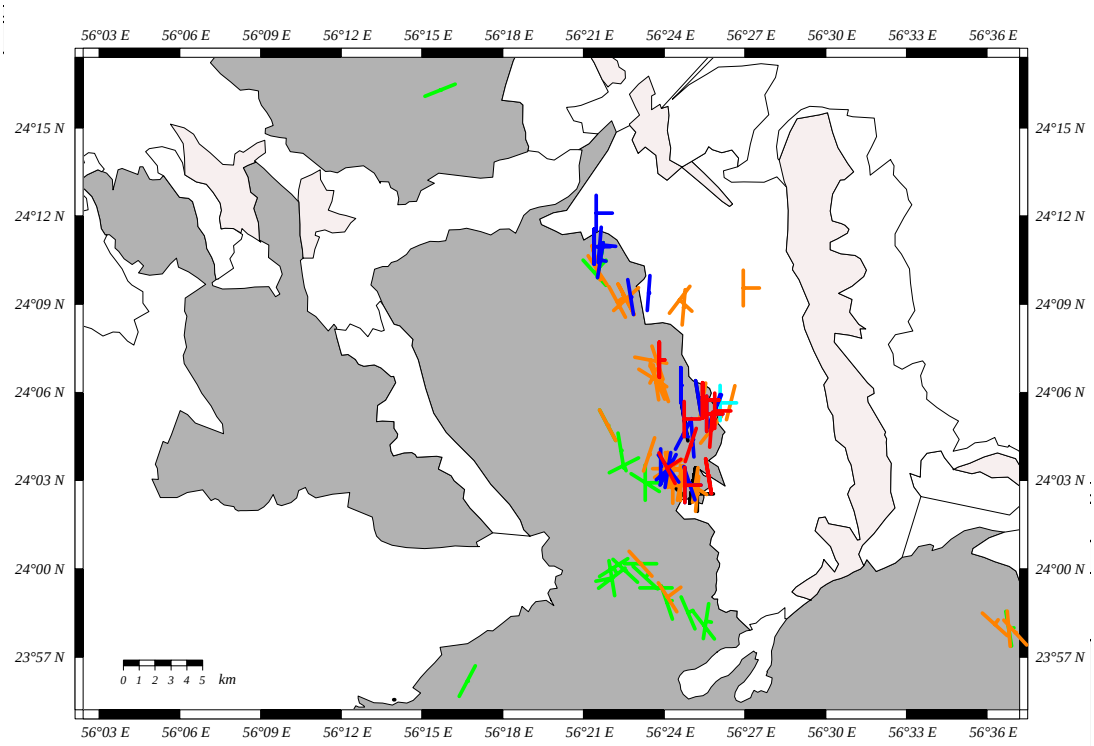


(b) Orientation des filons

FIG. A.1 – Cartes géologiques du massif de Fizh montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

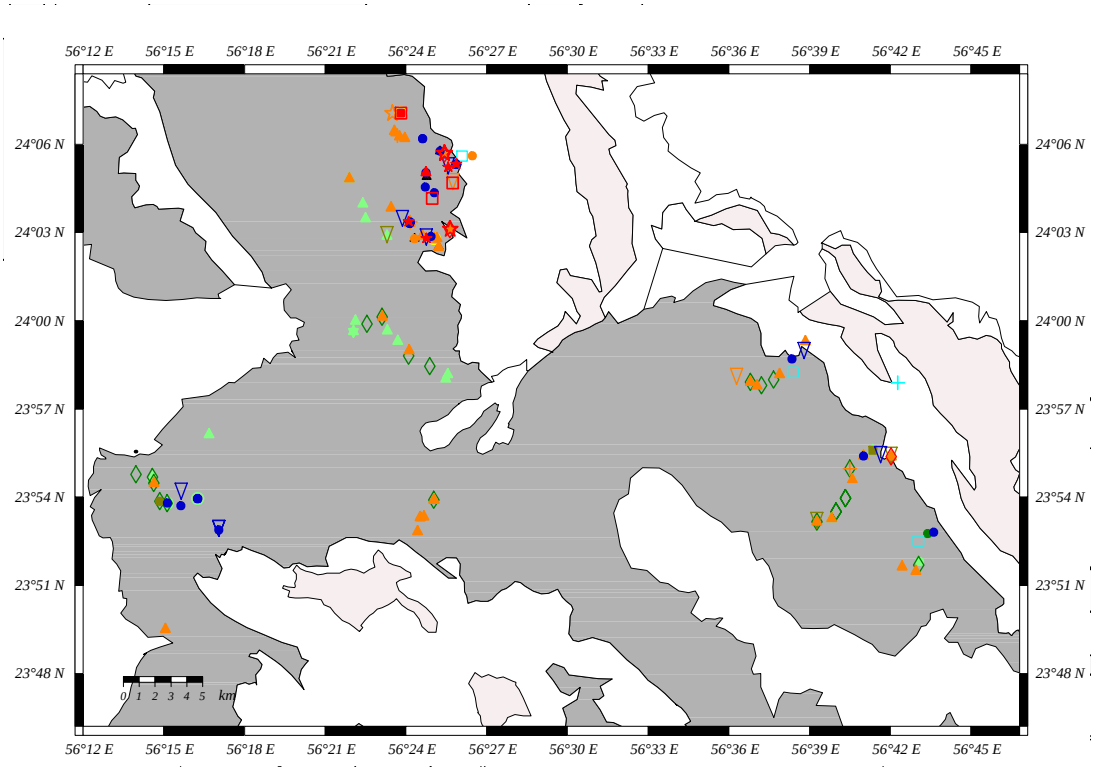


(a) Détail des lithologies

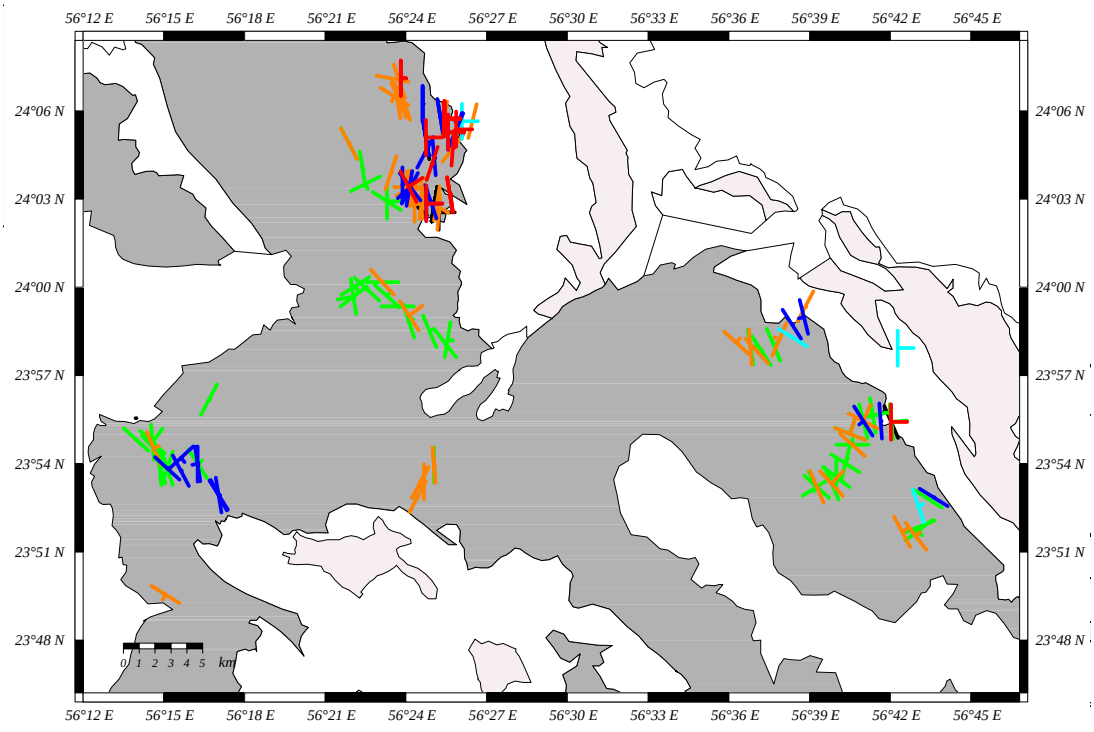


(b) Orientation des filons

FIG. A.2 – Cartes géologiques du massif de Hilti montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

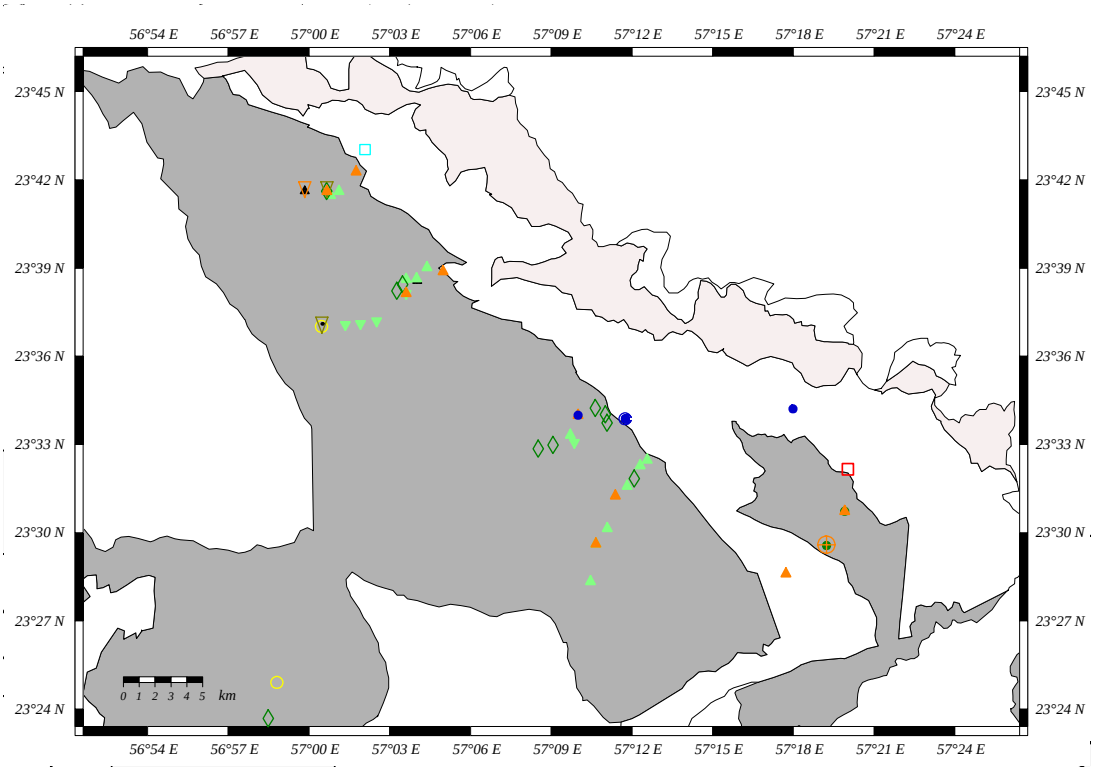


(a) Détail des lithologies

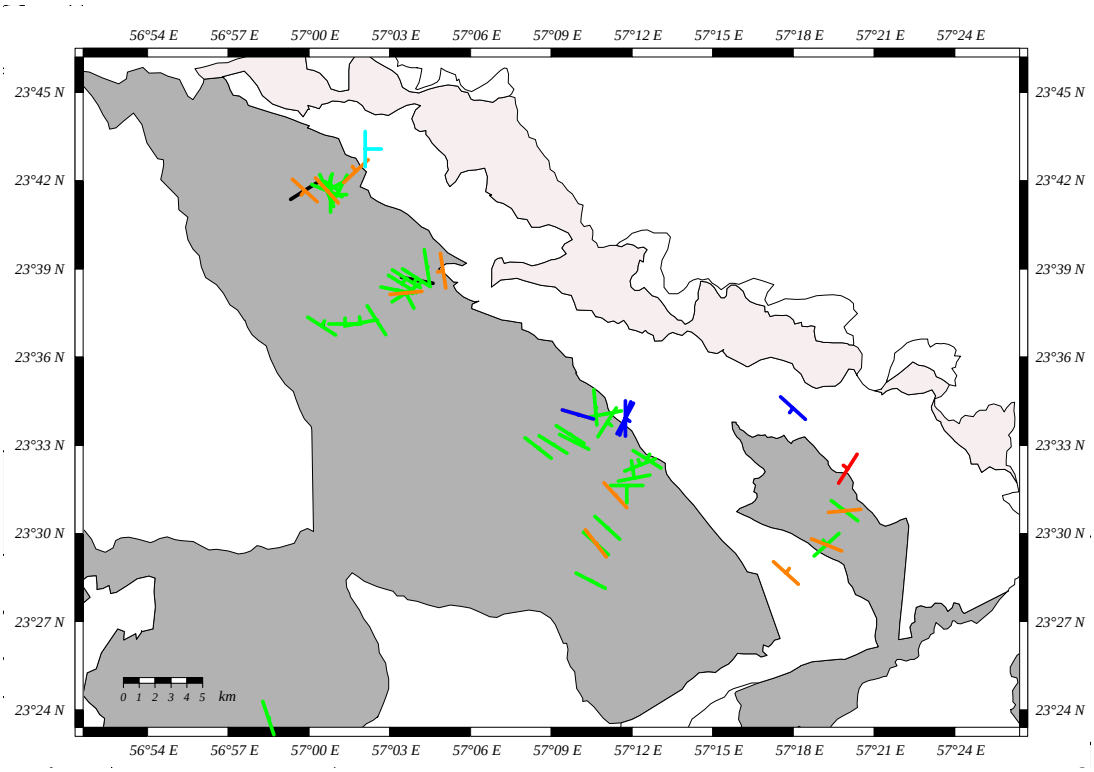


(b) Orientation des filons

FIG. A.3 – Cartes géologiques des massifs de Sarami et d'un partie des massifs de Hilti et de Wuqbah montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

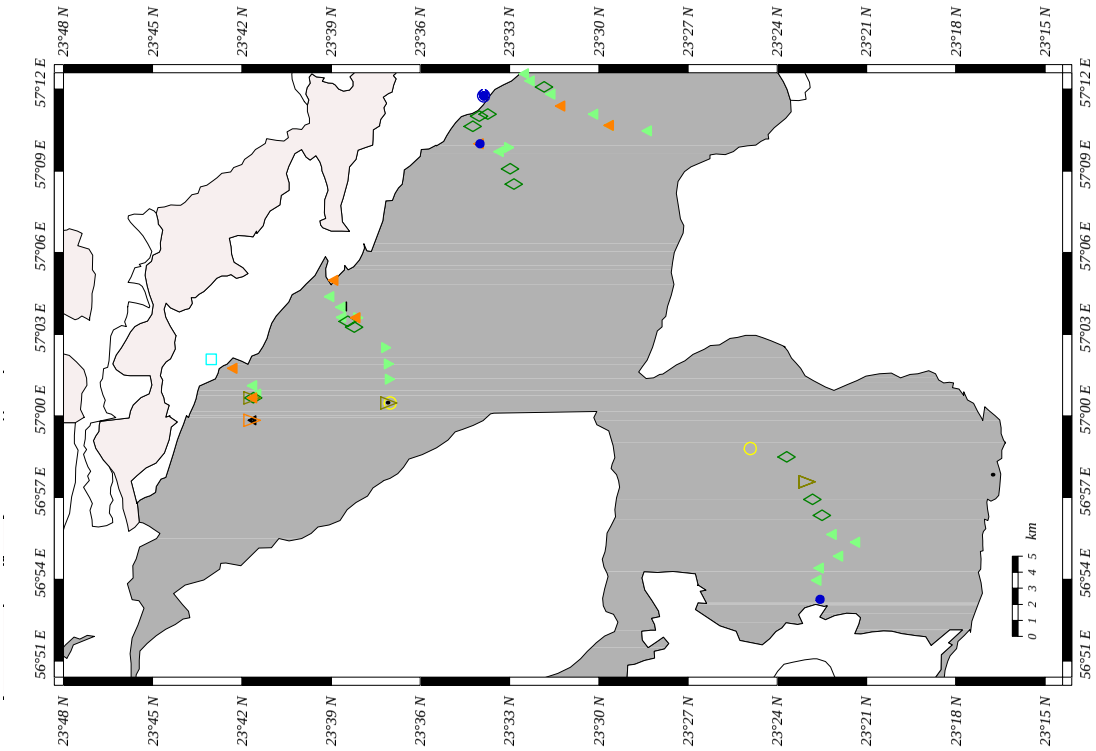


(a) Détail des lithologies

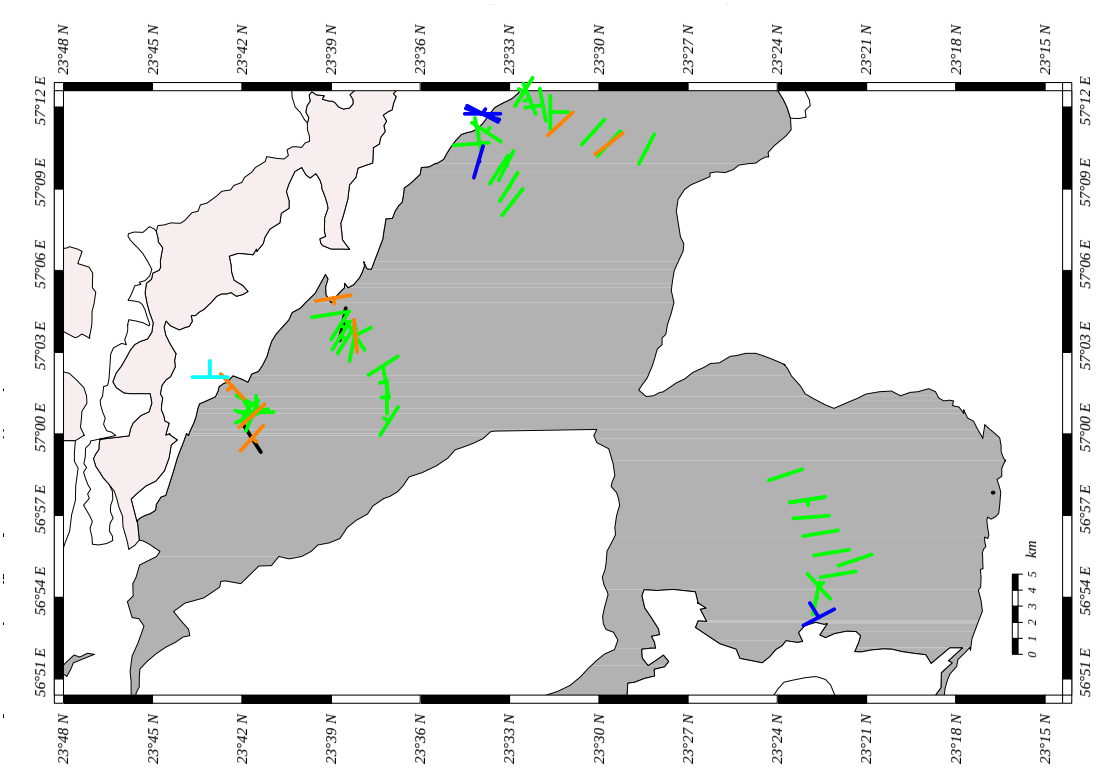


(b) Orientation des filons

FIG. A.4 – Cartes géologiques du massif de Rustaq montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

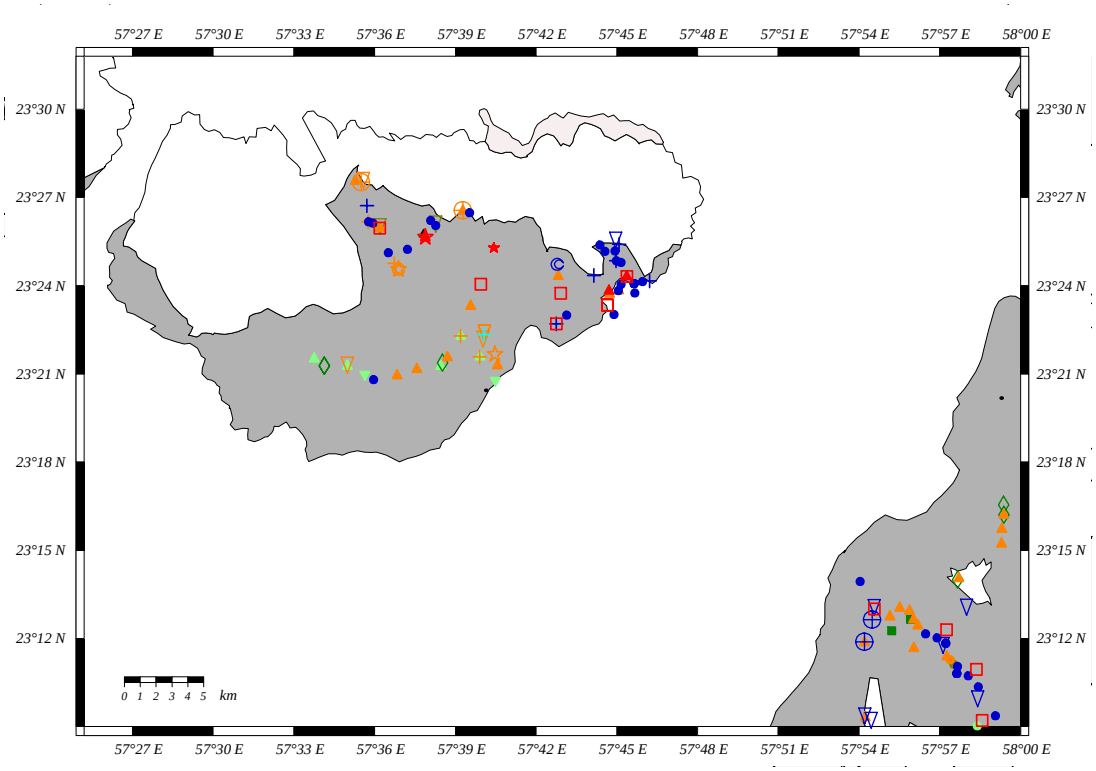


(a) Détail des lithologies

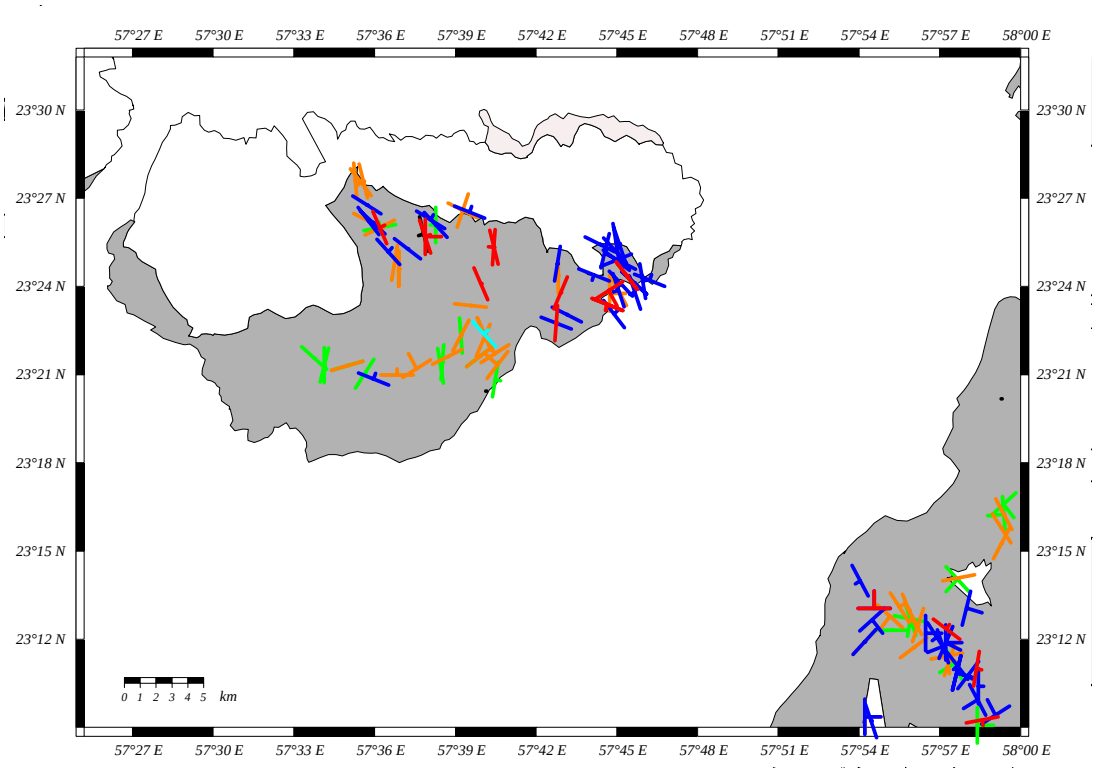


(b) Orientation des filons

FIG. A.5 – Cartes géologiques d'une partie du massif de Rustaq et de l'extrémité est du massif de Wuqbah montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

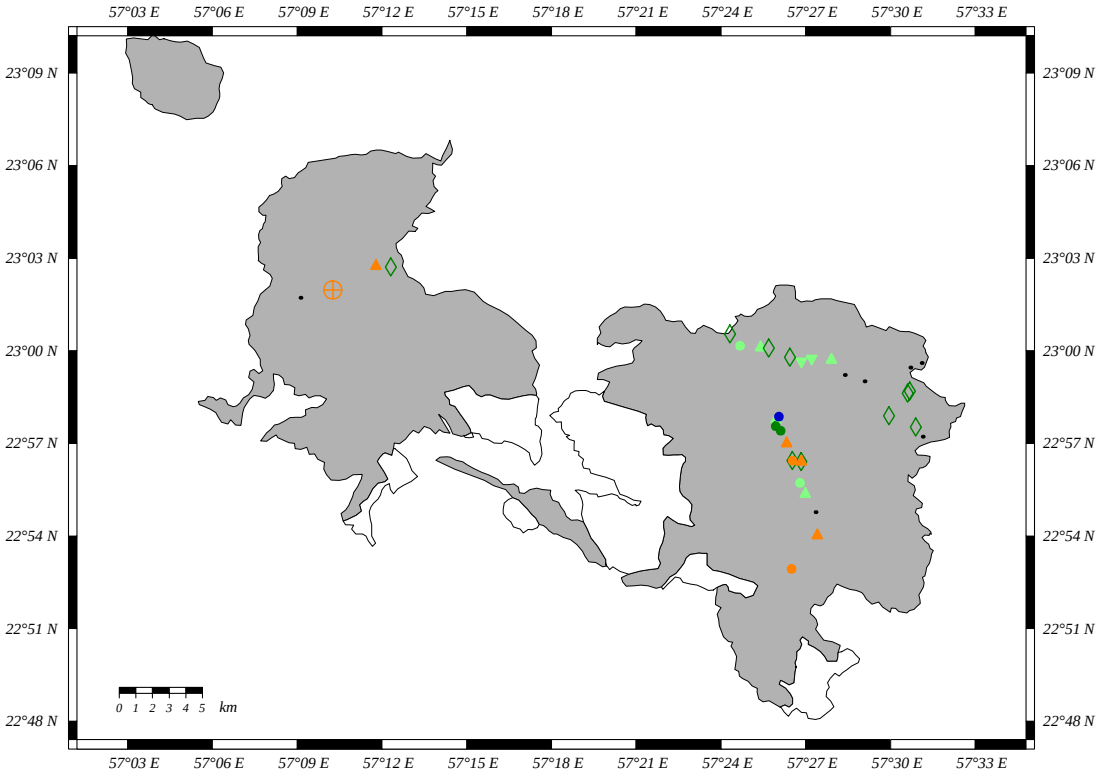


(a) Détail des lithologies

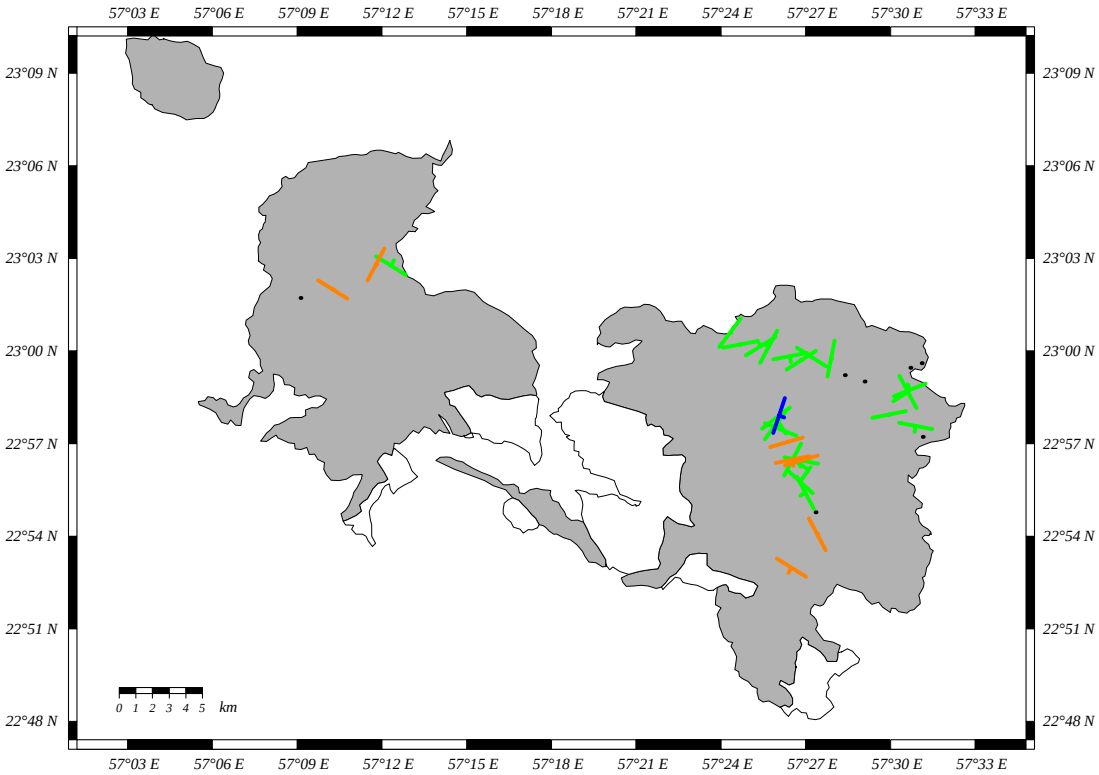


(b) Orientation des filons

FIG. A.6 – Cartes géologiques du massif de Nakhl montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

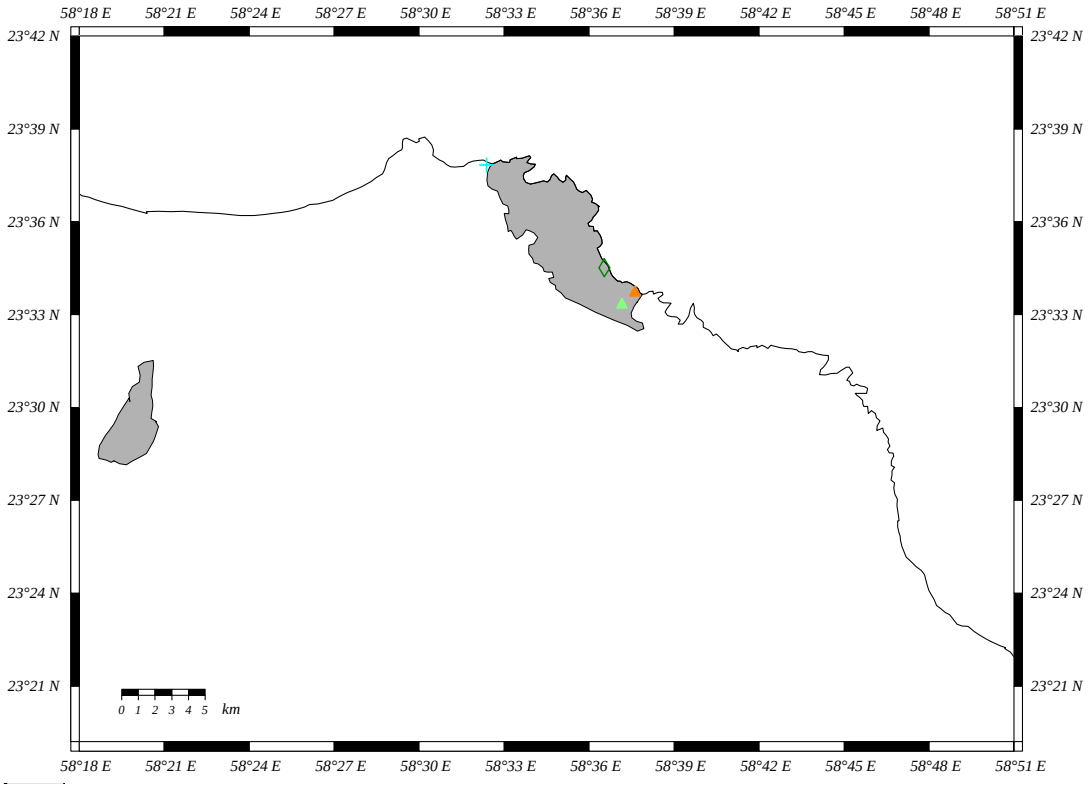


(a) Détail des lithologies

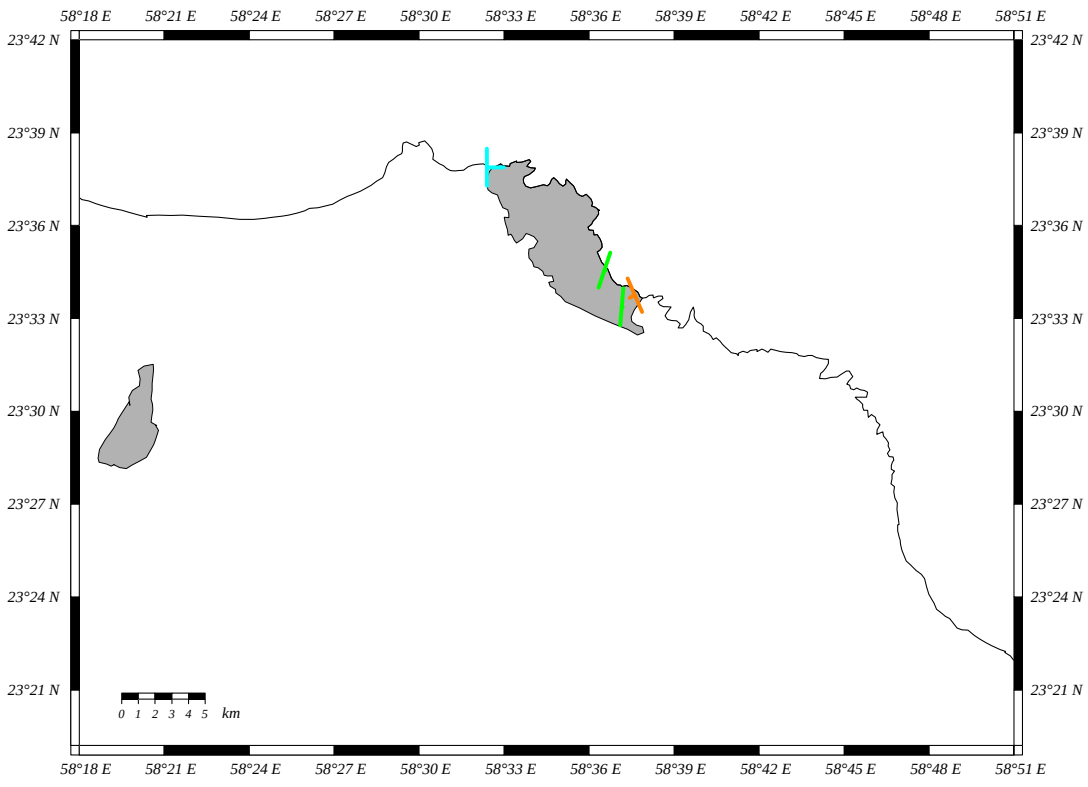


(b) Orientation des filons

FIG. A.7 – Cartes géologiques du massif de Bahla montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

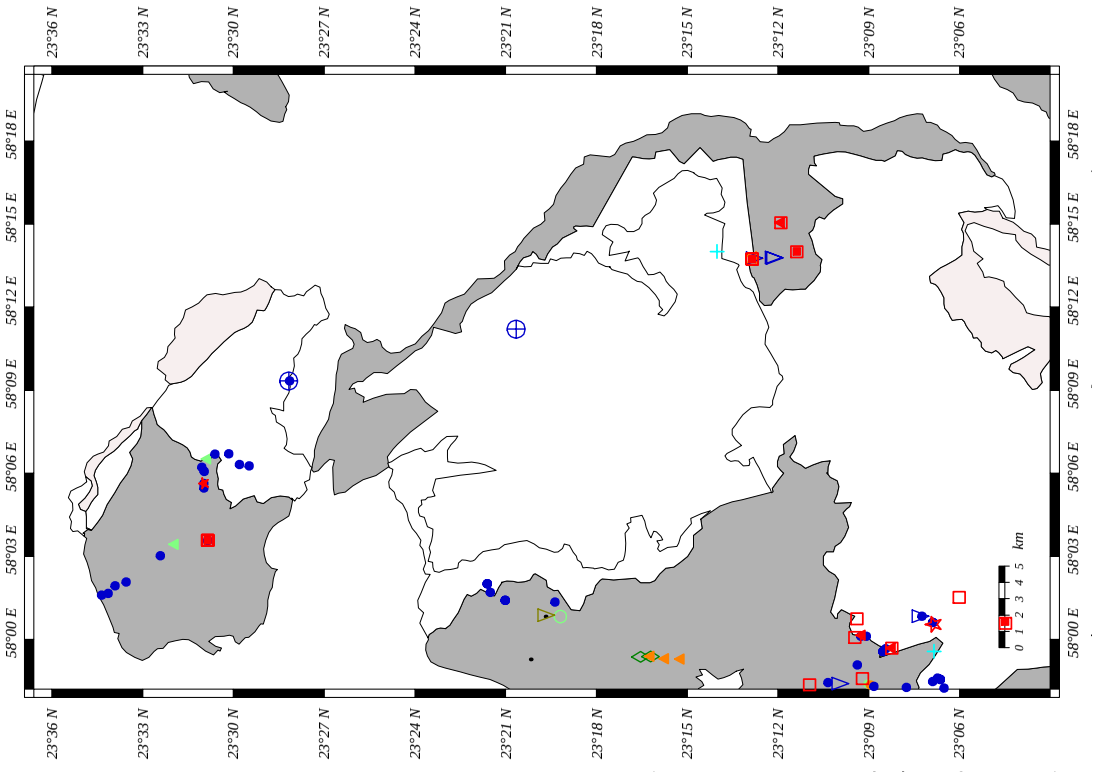


(a) Détail des lithologies

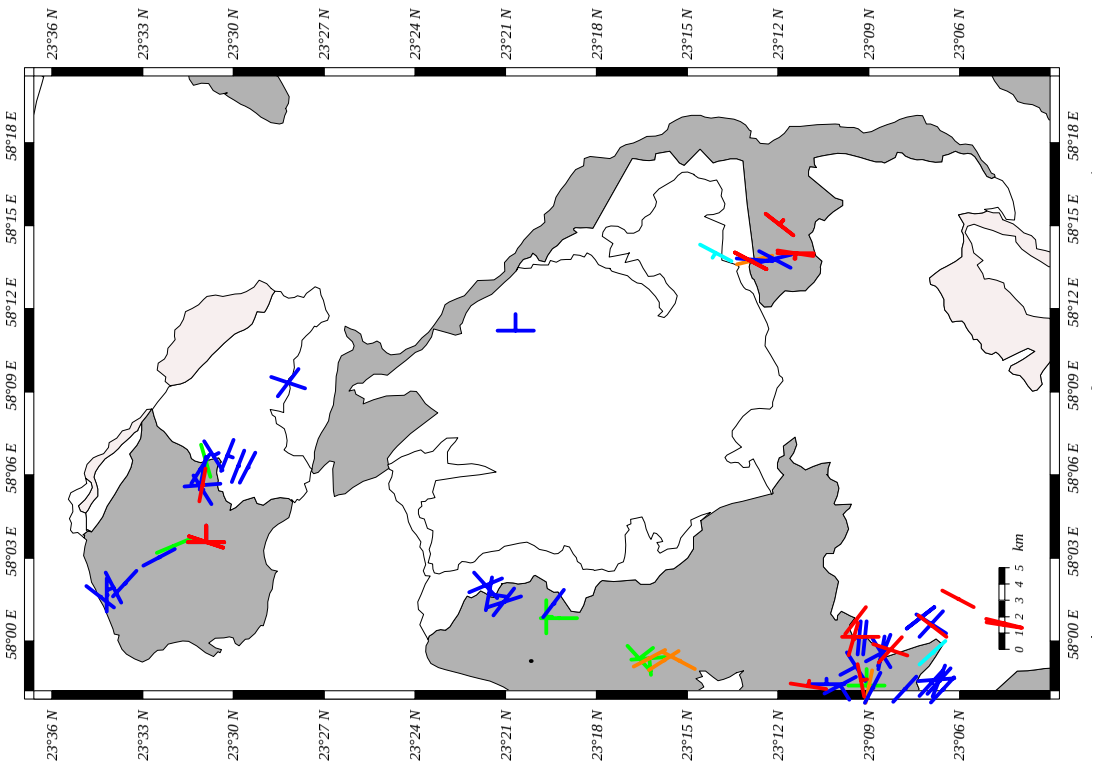


(b) Orientation des filons

FIG. A.8 – Cartes géologiques du massif de Musqat montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

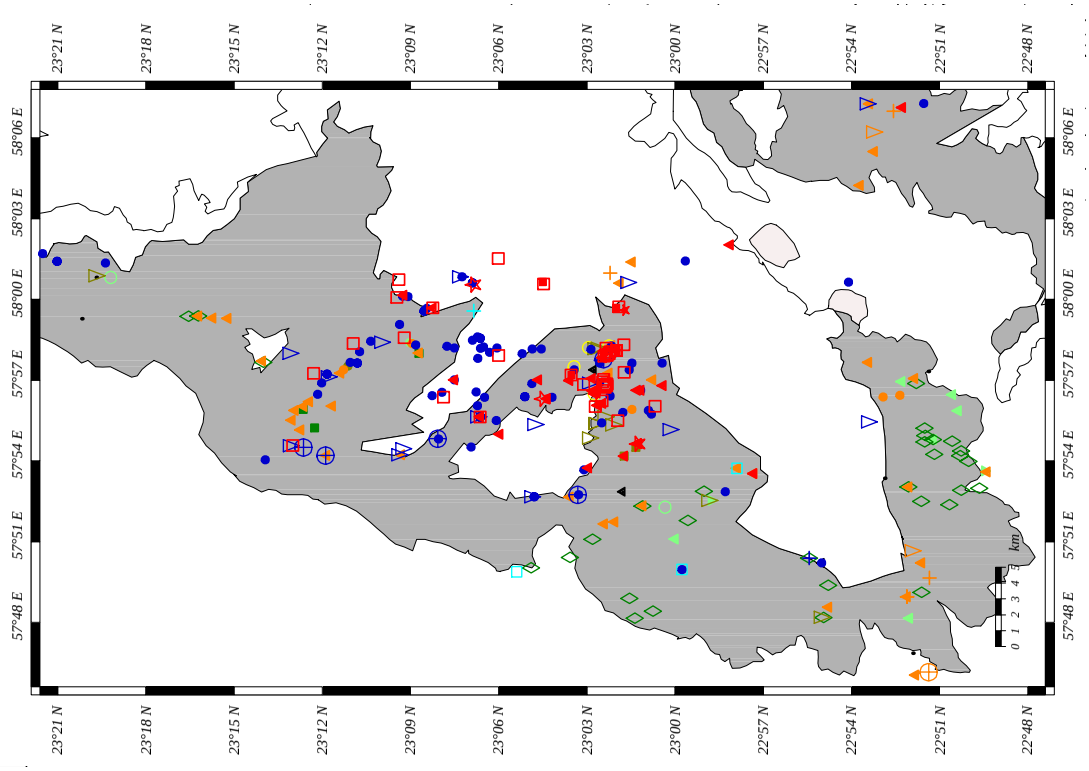


(a) Détail des lithologies

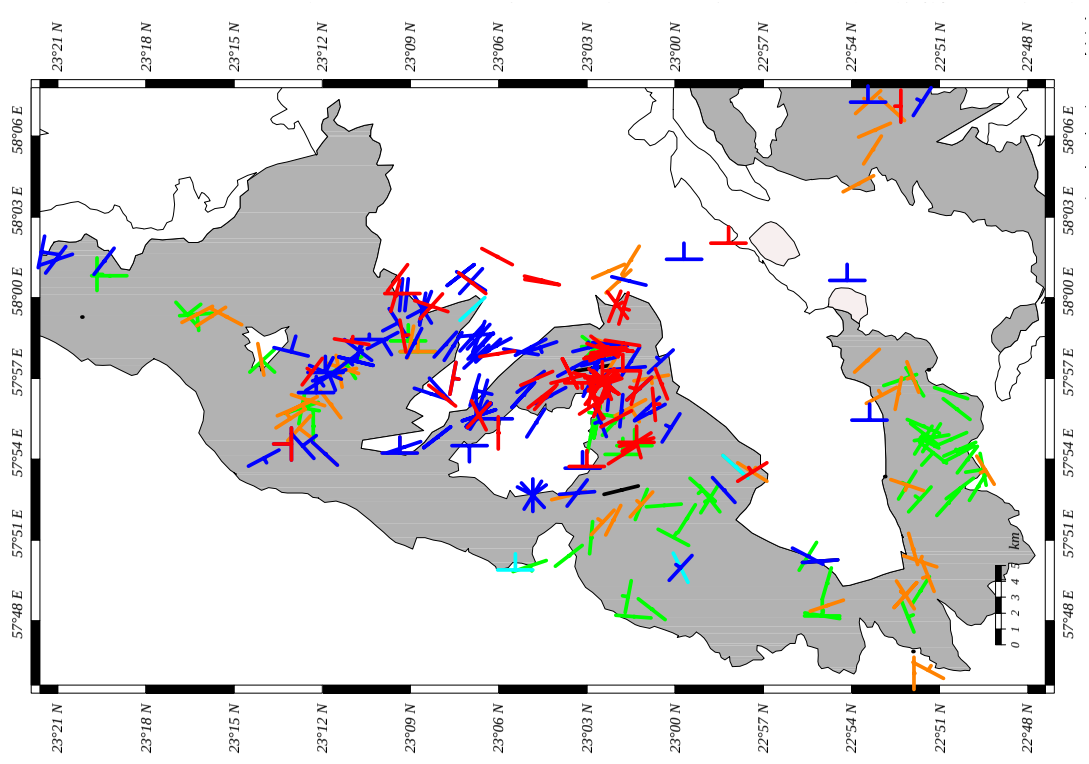


(b) Orientation des filons

FIG. A.9 – Cartes géologiques des massifs de Kahwad et Musibit montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

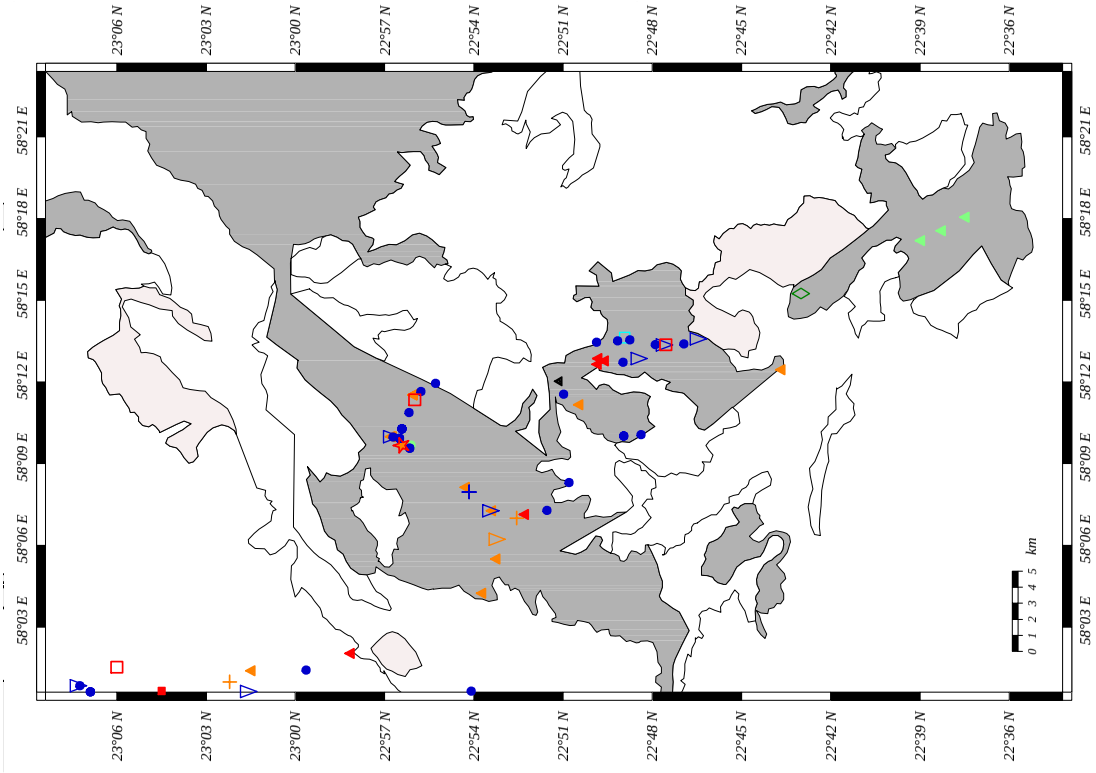


(a) Détail des lithologies

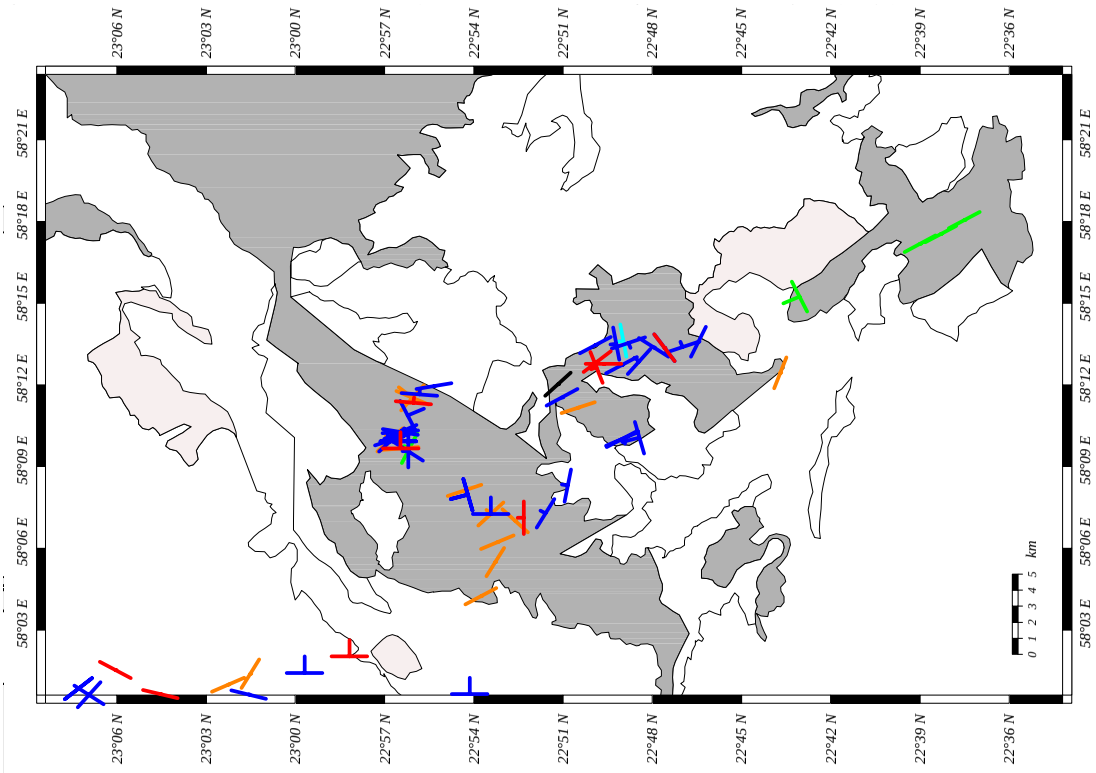


(b) Orientation des filons

FIG. A.10 – Cartes géologiques du massif de Suma'il montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

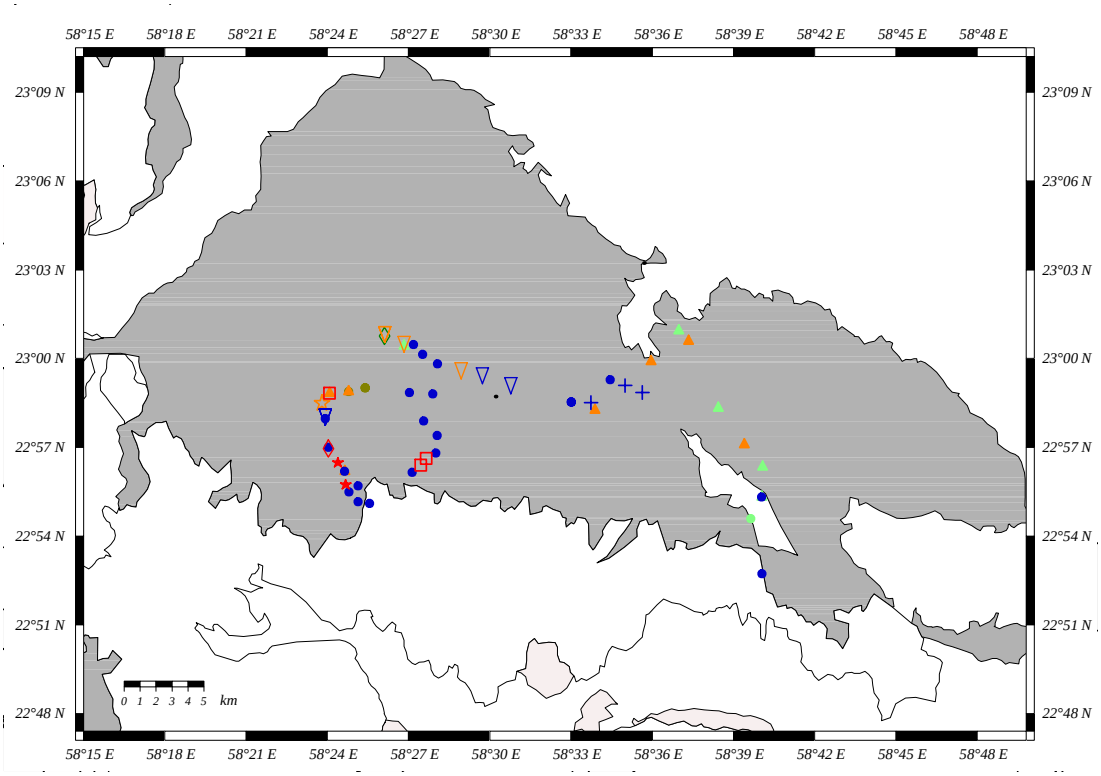


(a) Détail des lithologies

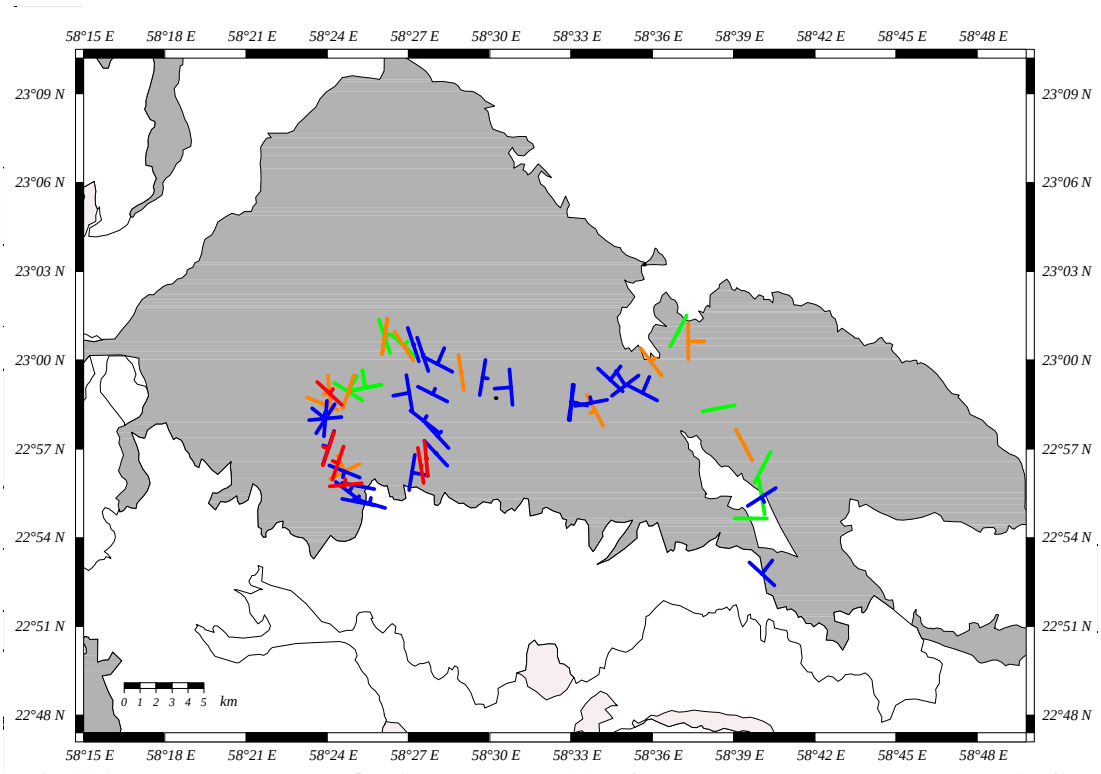


(b) Orientation des filons

FIG. A.11 – Cartes géologiques du massif de Samad montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

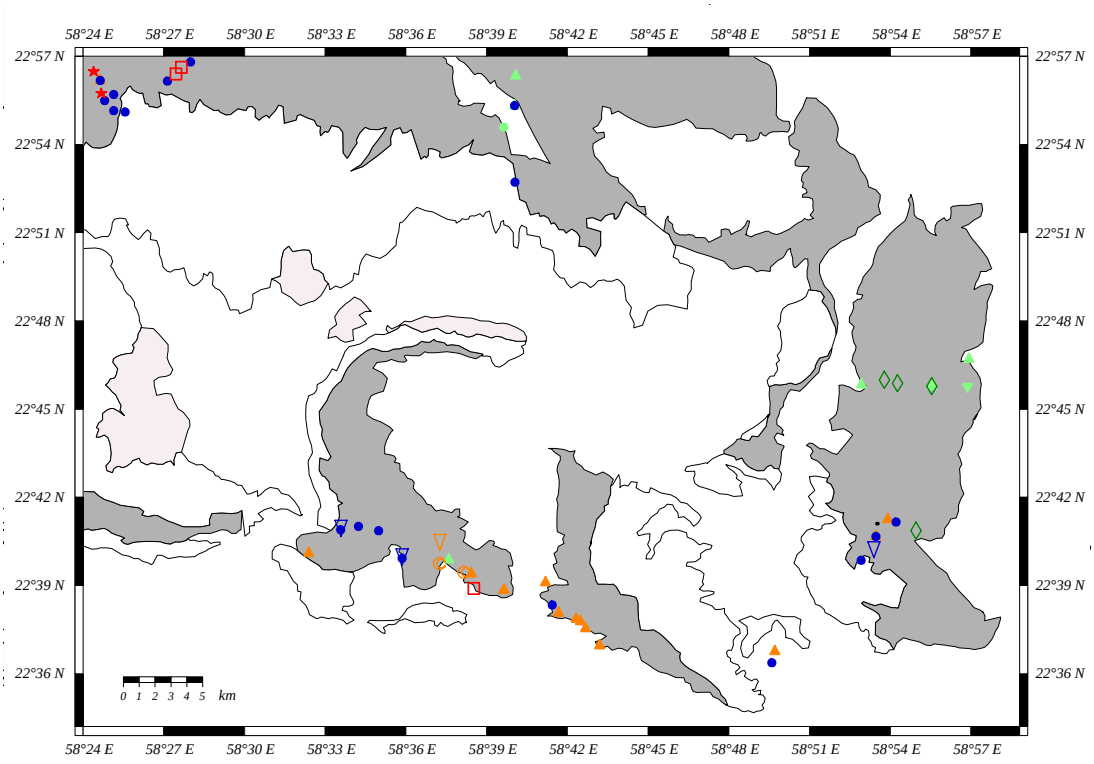


(a) Détail des lithologies

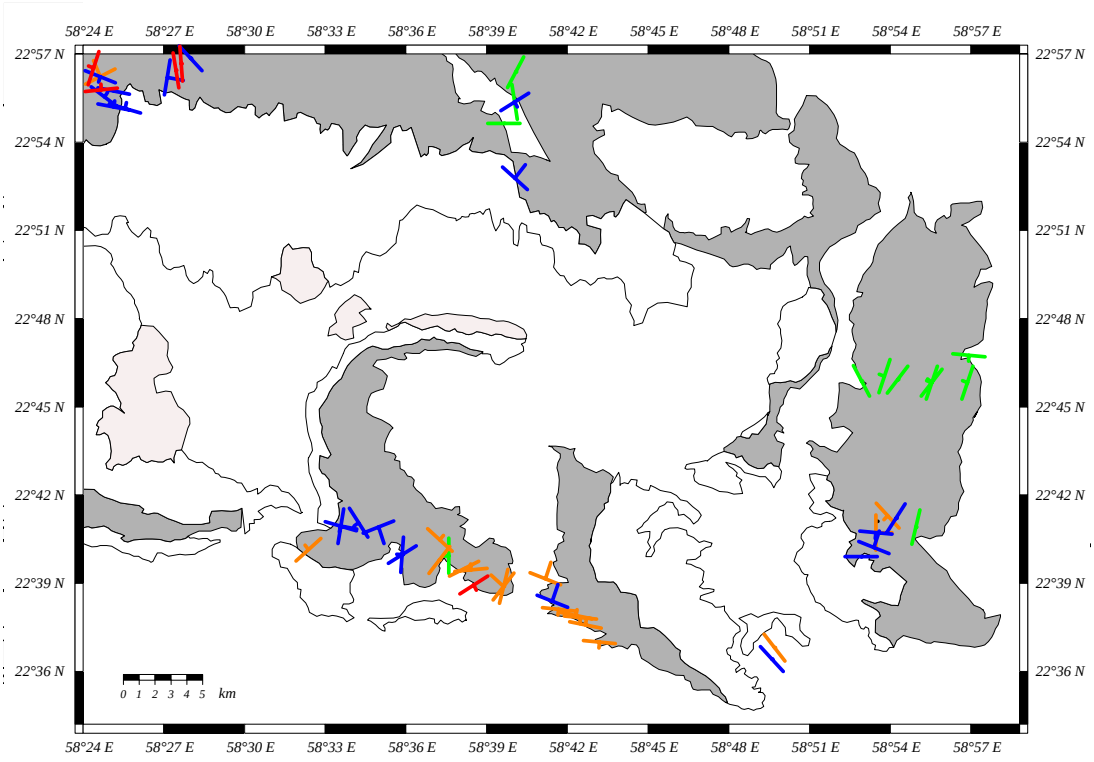


(b) Orientation des filons

FIG. A.12 – Cartes géologiques du massif du Wadi-Tayin montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.



(a) Détail des lithologies



(b) Orientation des filons

FIG. A.13 – Cartes géologiques du massif d'Ibra montrant la localisation des diverses familles lithologiques et leurs orientations.

Cartes de répartition de quelques caractères chimiques

Familles lithologiques

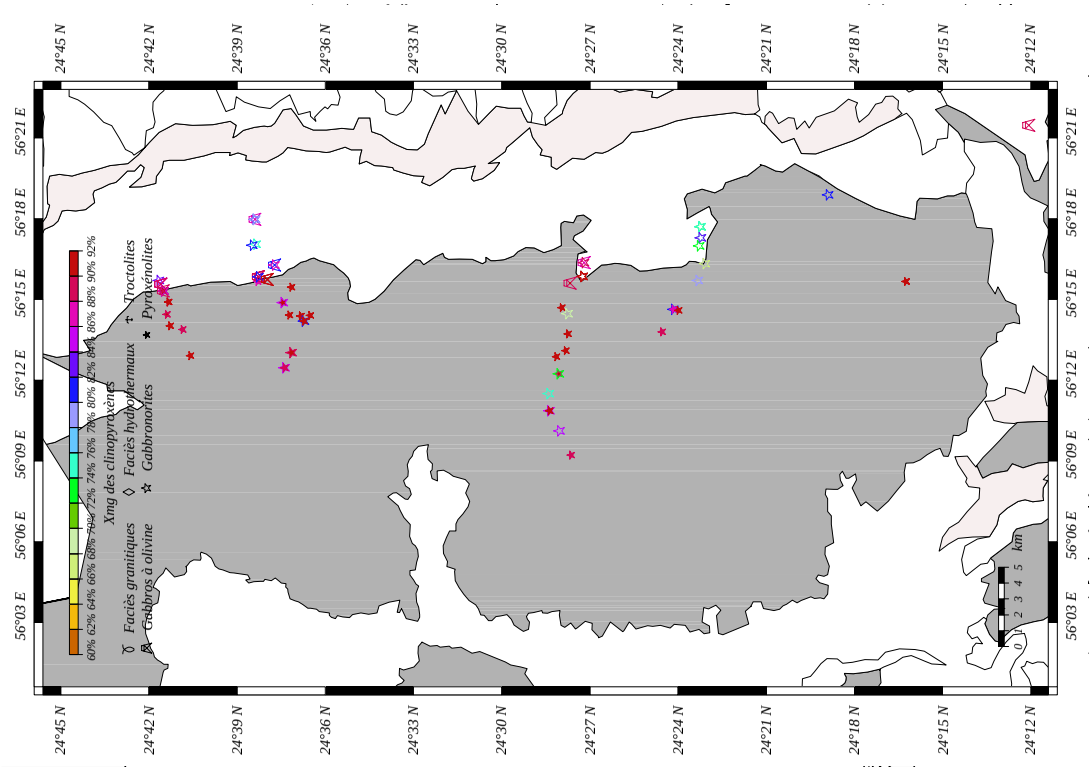
- *Gabbros à Amphibole*
- *Gabbros*
- *Dunites à Plagioclase et Pyroxène*
- *Dunites à Plagioclase*
- *Harzburgites à Plagioclase et Pyroxène*
- *Harzburgites à Plagioclase*
- *Troctolites*
- *Troctolites à Clinopyroxène*
- *Gabbronorites à Olivine*
- *Gabbronorites*
- *Gabbronorites à Amphibole*
- *Gabbronorites riches en Opaques*
- *Norites*
- *Norites riches en Amphiboles*
- *Norites riches en Amphiboles et en Opaques*
- *Gabbros à Olivine*
- *Gabbros à Olivine et Amphibole*
- *Gabbros à Olivine riches en Opaques*
- *Gabbros à Olivine et Orthopyroxène*
- *Gabbros à Olivine, Orthopyroxène et Amphibole*
- *Webstérites à Plagioclase*
- *Webstérites*
- *Webstérites à Olivine*
- *Clinopyroxénites*
- *Clinopyroxénites à Olivine*
- *Orthopyroxénites*
- *Orthopyroxénites à Olivine*
- *Pyroxénites sous forme de rubanement*
- *Wehrlites*
- *Wehrlites à Plagioclase*
- *Diopsidites et gabbros hydrothermaux*

Fonds géologiques et pendages

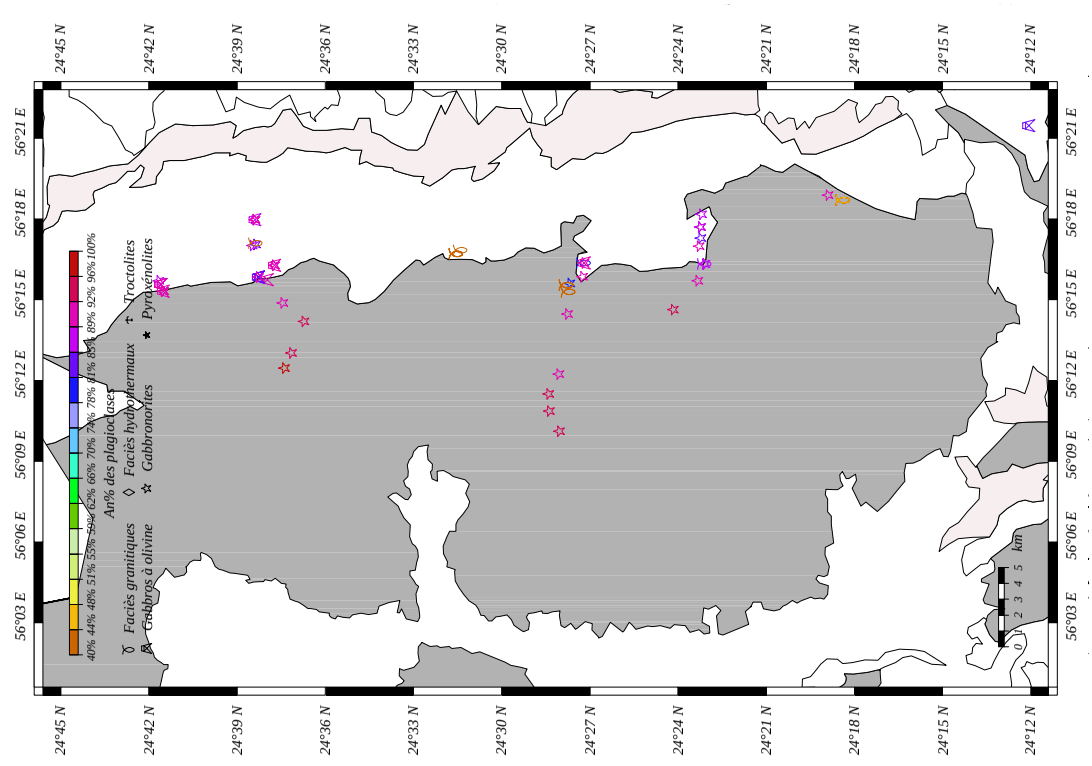
- *Harzburgites*
- *Lithologies crustales*

- *0° - 30°*
- *30° - 60°*
- *60° - 90°*

- *Troctolites*
- *Gabbros à olivine*
- *Gabbros*
- *Gabbronorites*
- *Pyroxénites*

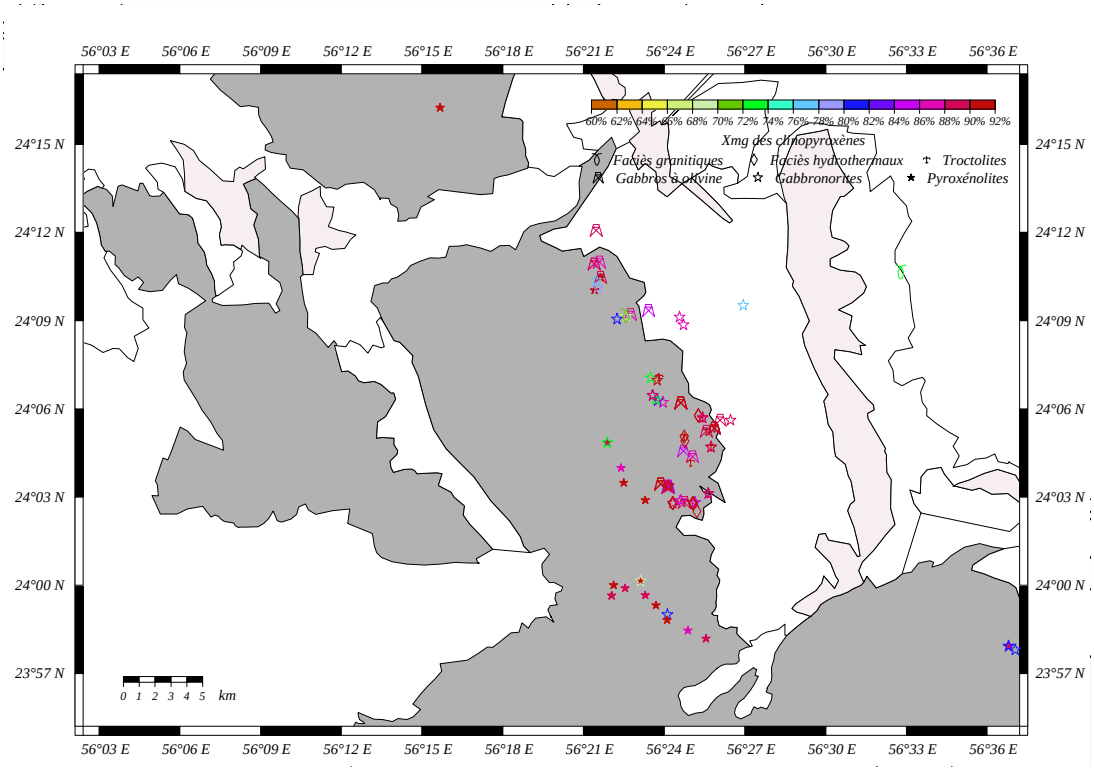


(a) Xmg des Clinopyroxènes

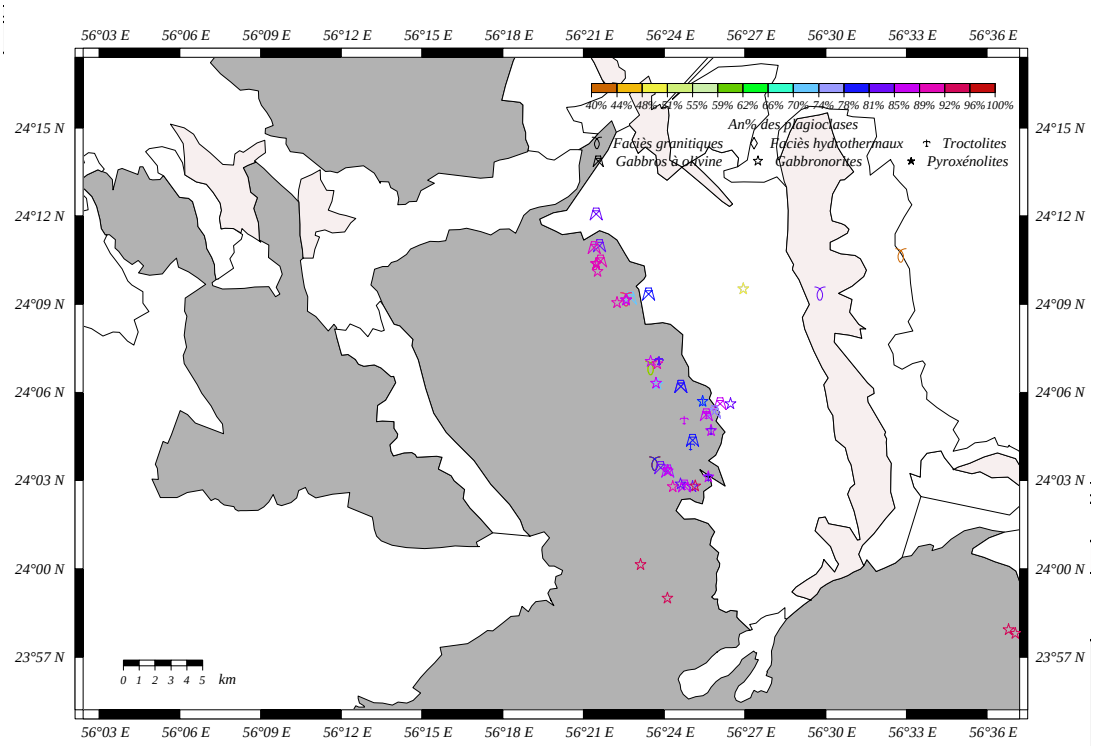


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.14 – Cartes géologiques du massif de Hilti montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

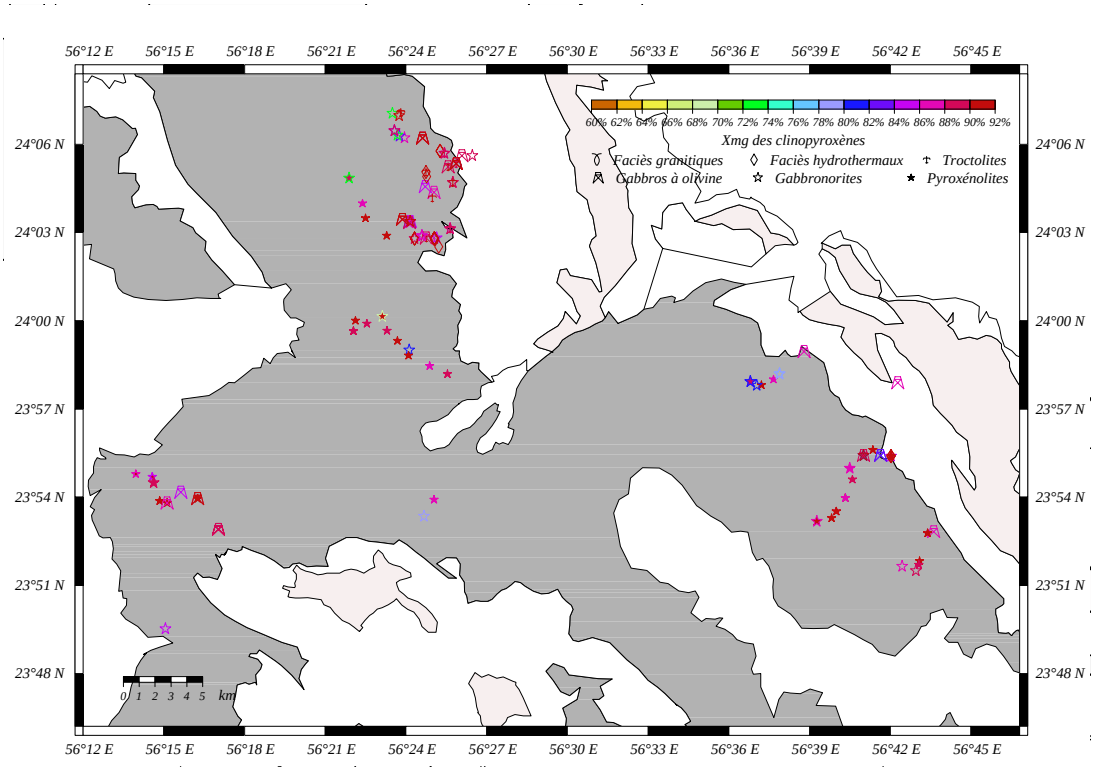


(a) Xmg des Clinopyroxènes

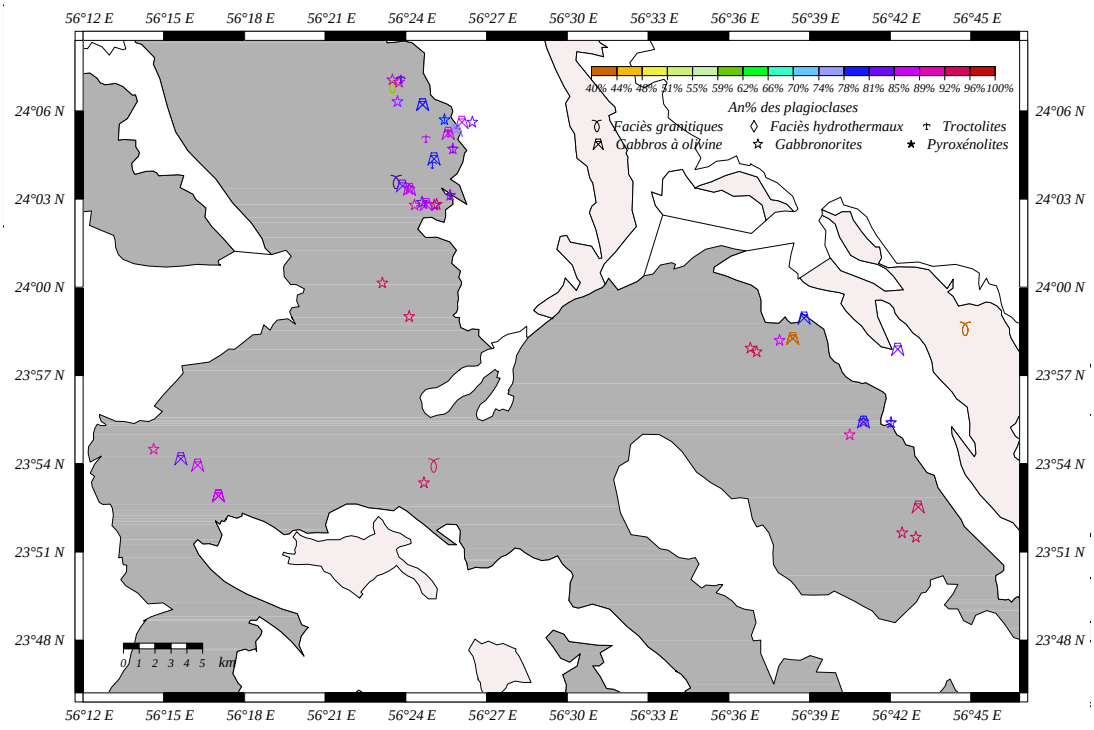


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.15 – Cartes géologiques du massif de Hilti montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

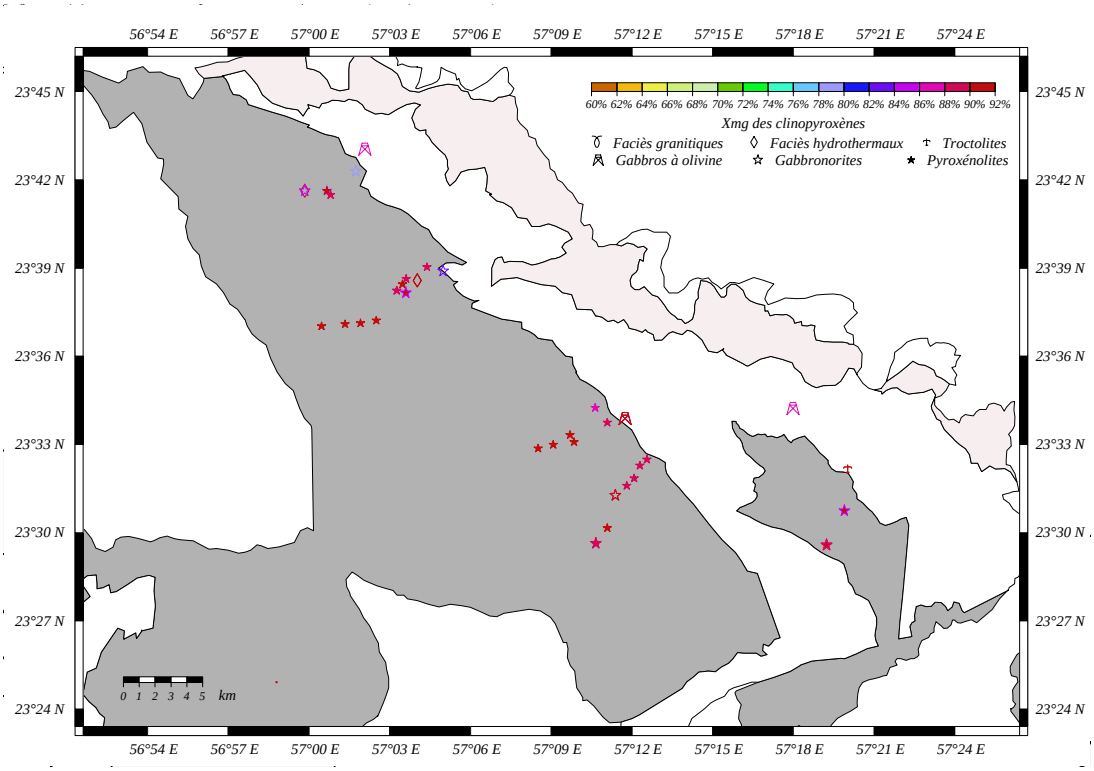


(a) Xmg des Clinopyroxènes

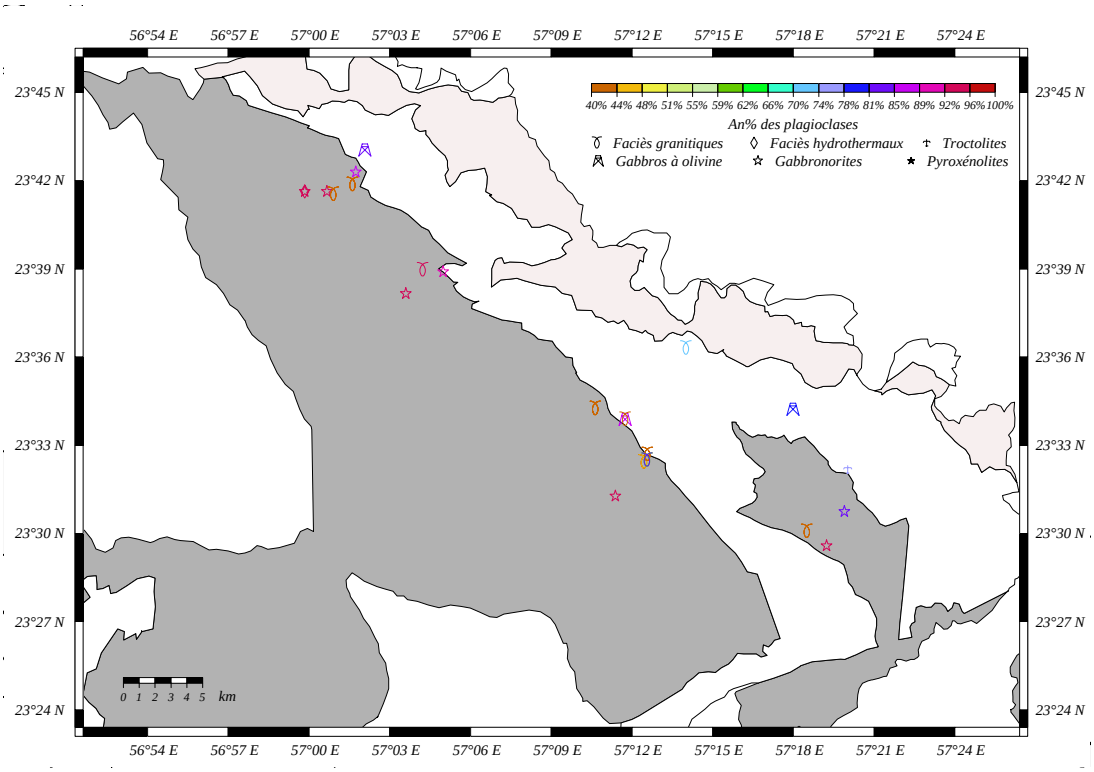


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.16 – Cartes géologiques du massif de Sarami et d'une partie des massif de Hilti et de Wuqbah montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

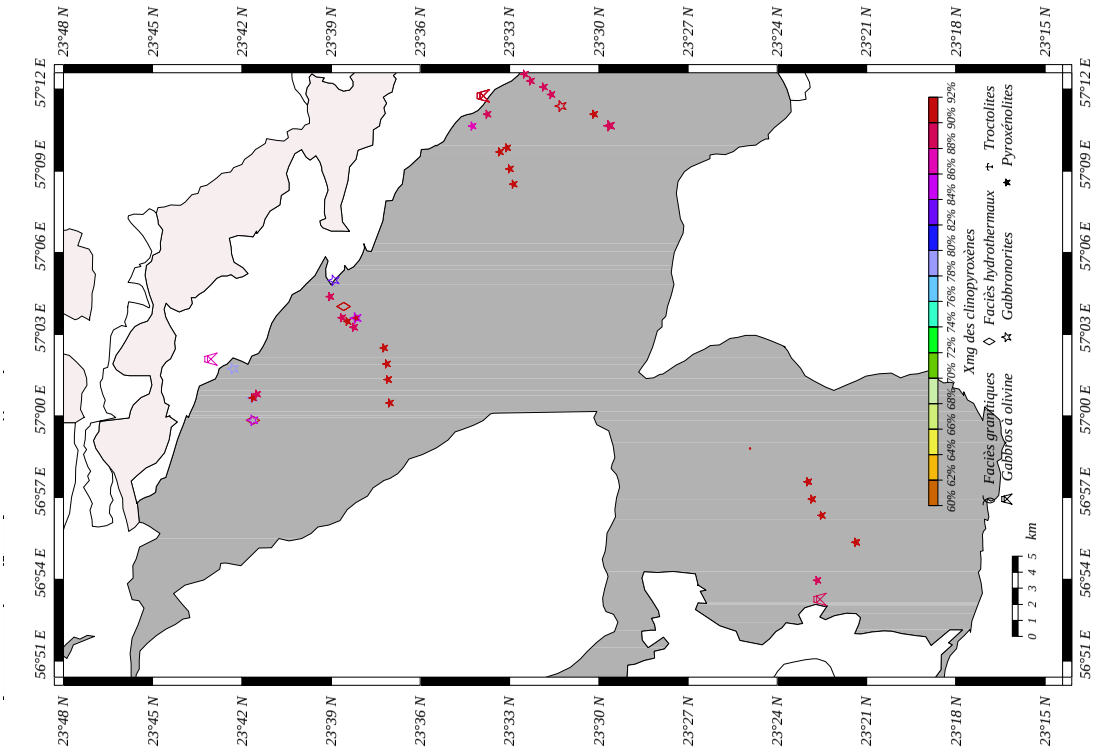


(a) Xmg des Clinopyroxènes

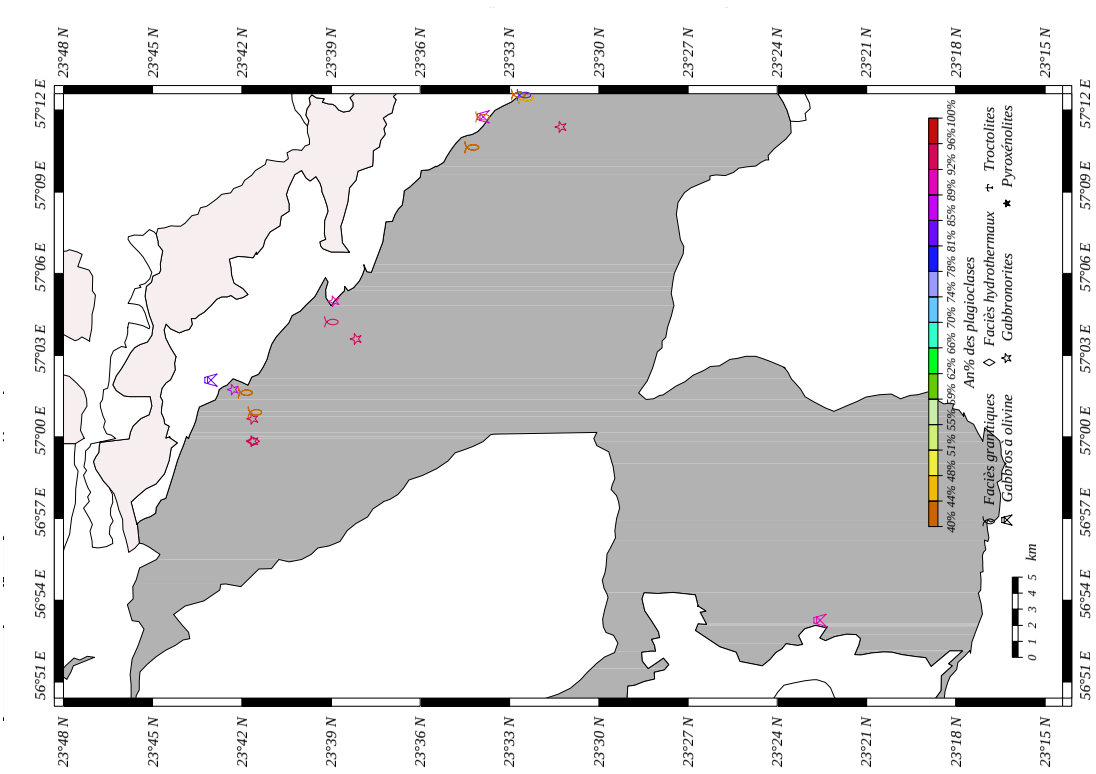


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.17 – Cartes géologiques du massif de Rustaq montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

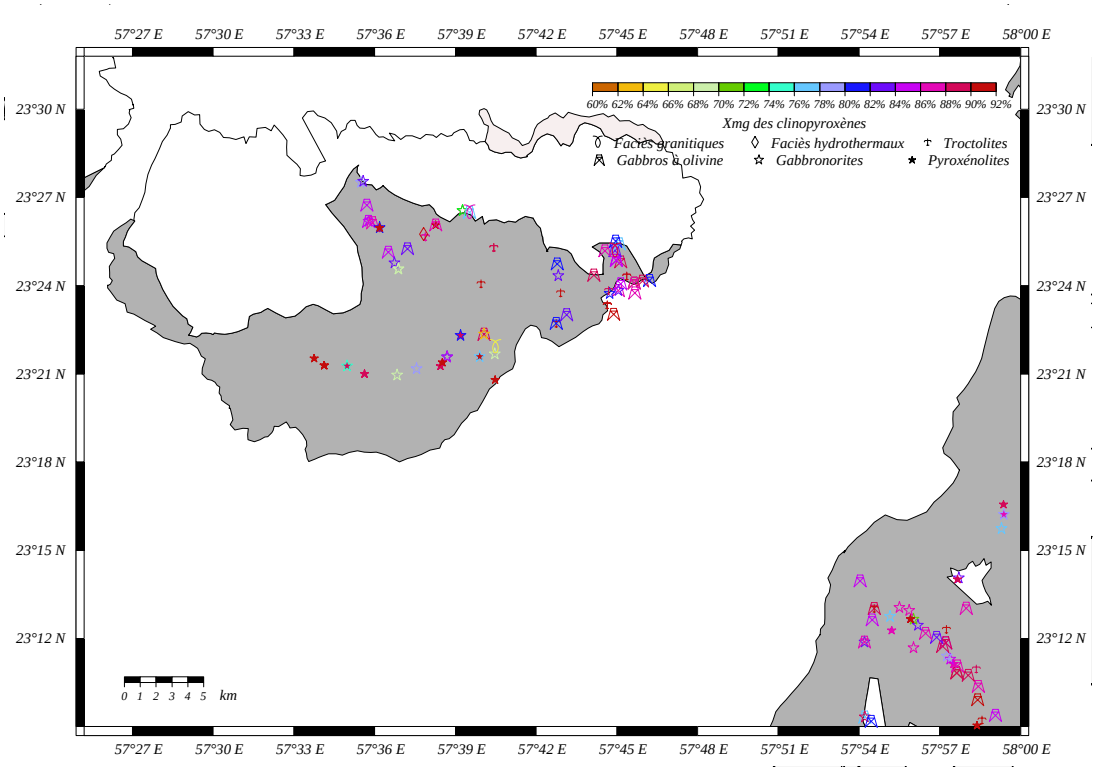


(a) Xmg des Clinopyroxènes

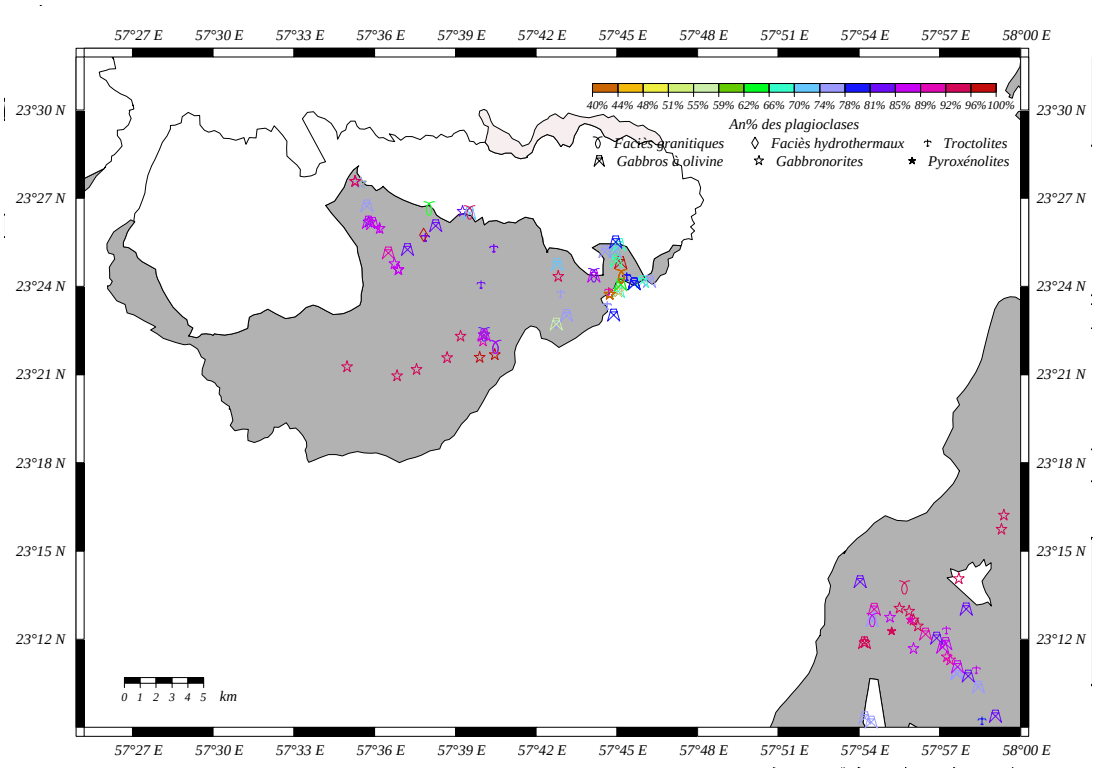


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.18 – Cartes géologiques d'une partie du massif de Rustaq et de l'extrémité est du massif de Wuqbah montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes *(a)* et des An % des plagioclases *(b)*.

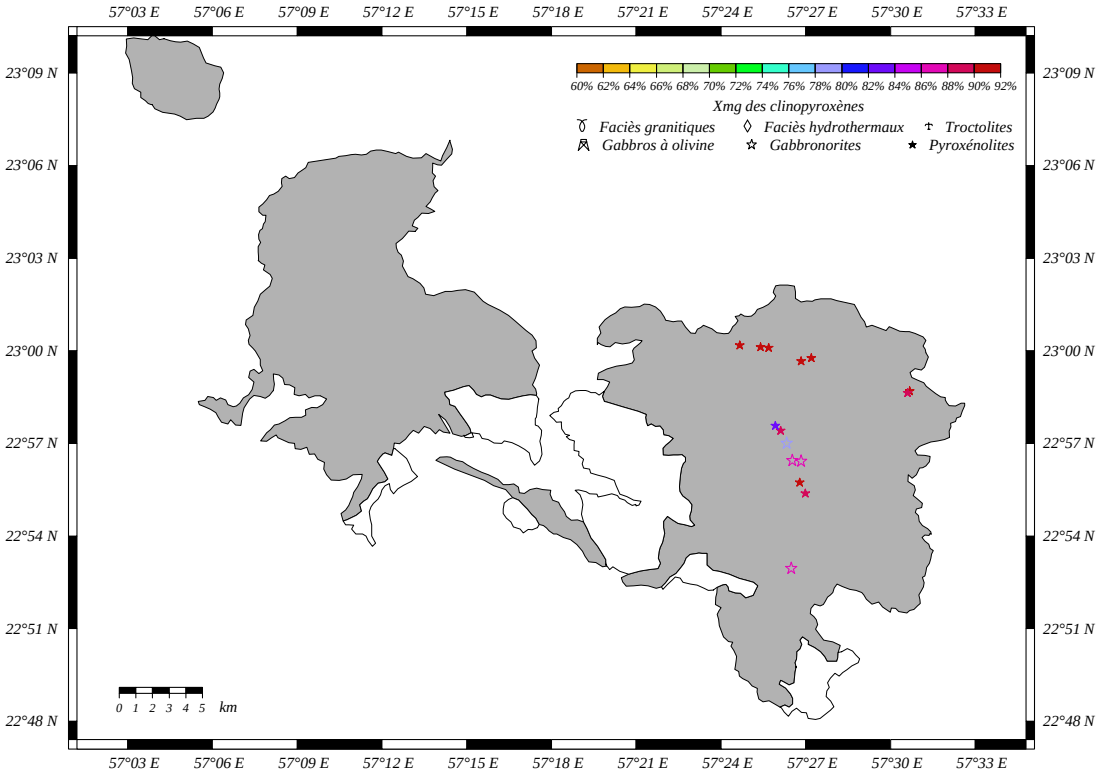


(a) Xmg des Clinopyroxènes

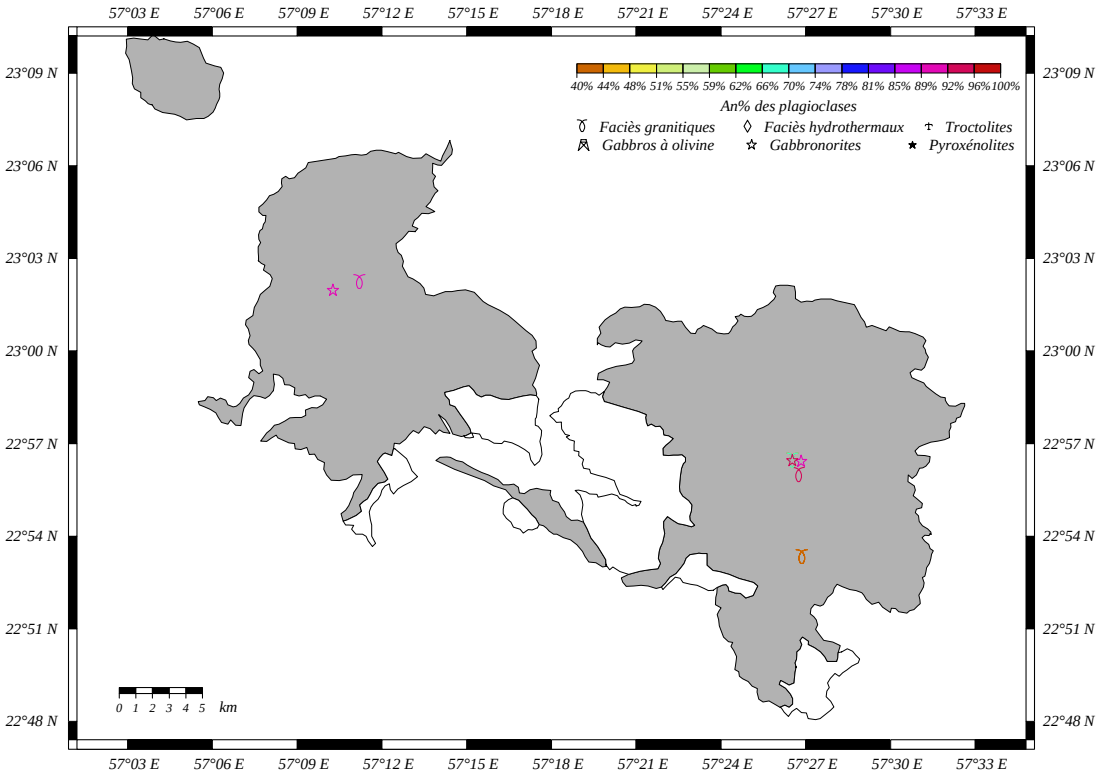


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.19 – Cartes géologiques du massif de Nakhl montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

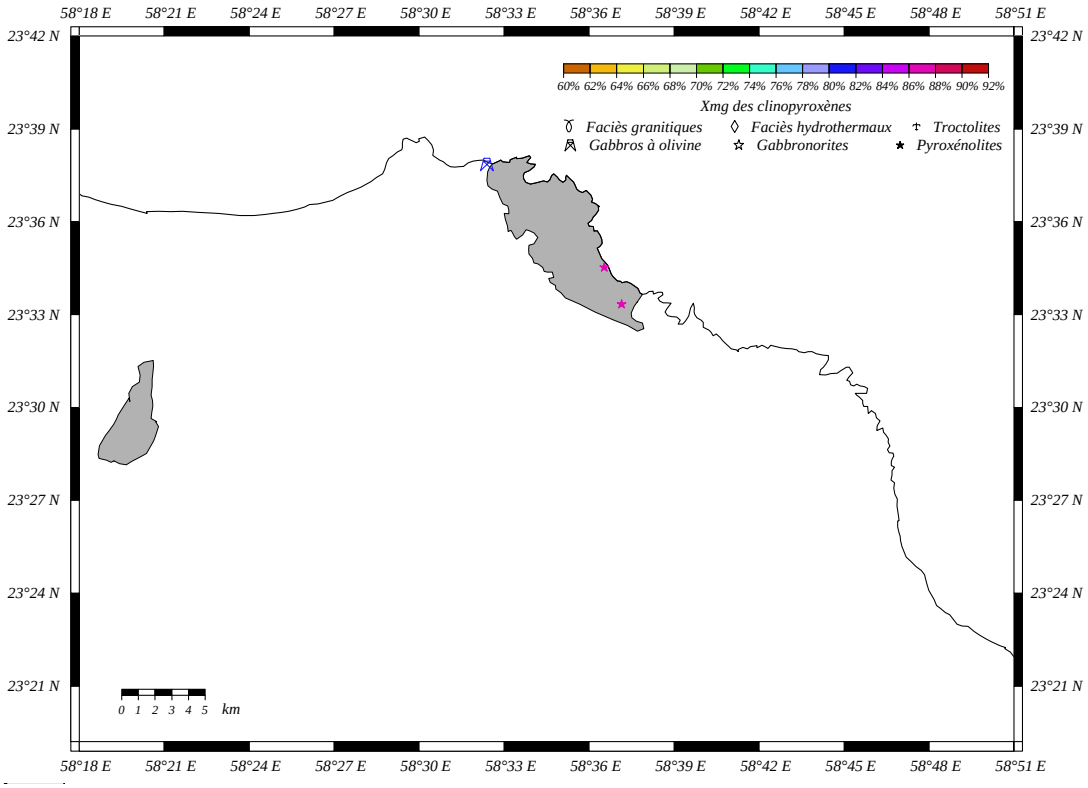


(a) Xmg des Clinopyroxènes

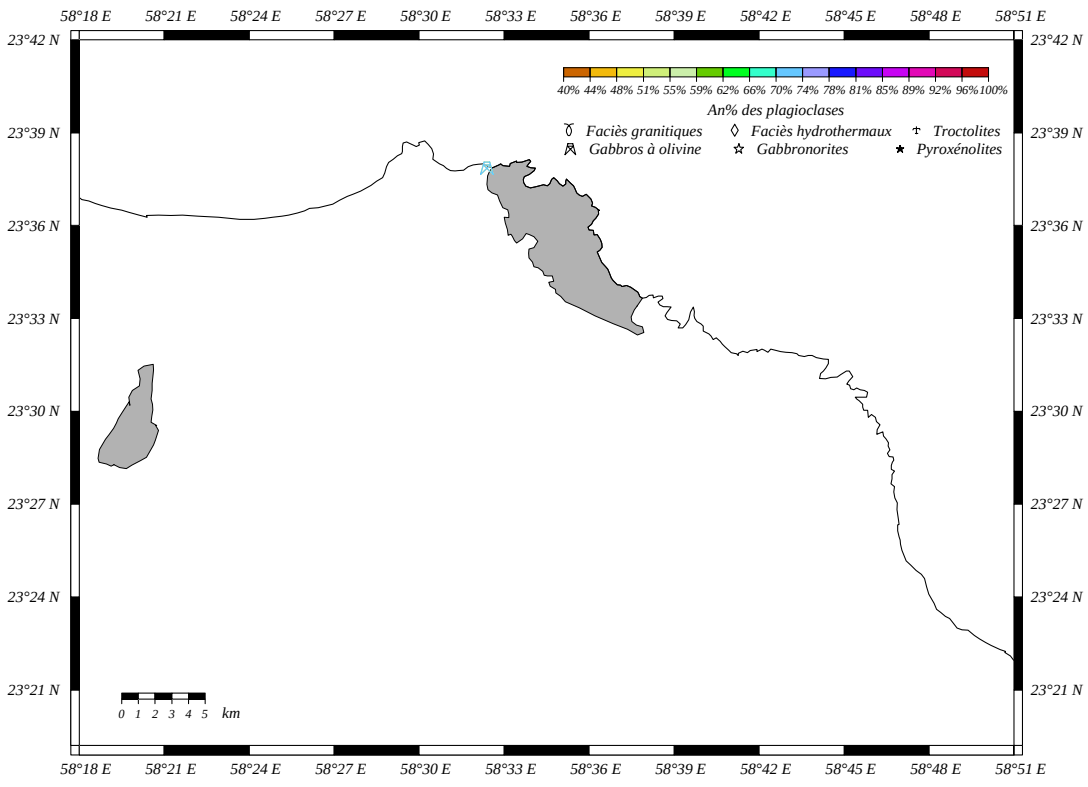


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.20 – Cartes géologiques du massif de Bahla montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

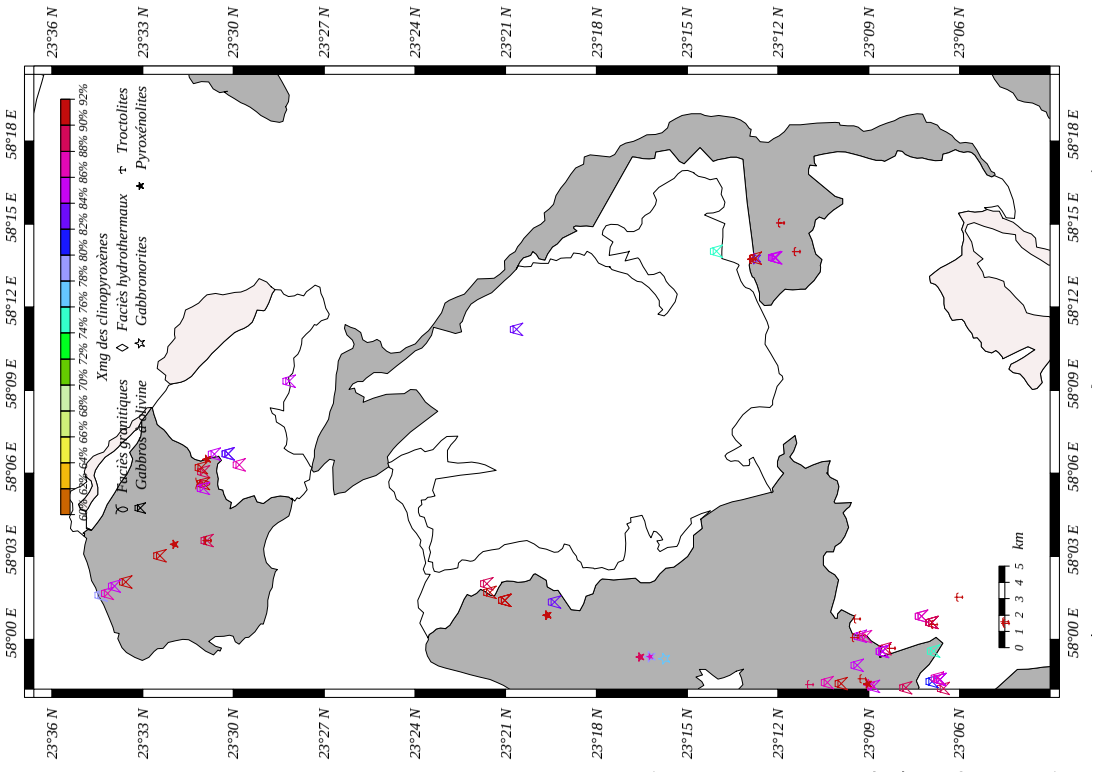


(a) Xmg des Clinopyroxènes

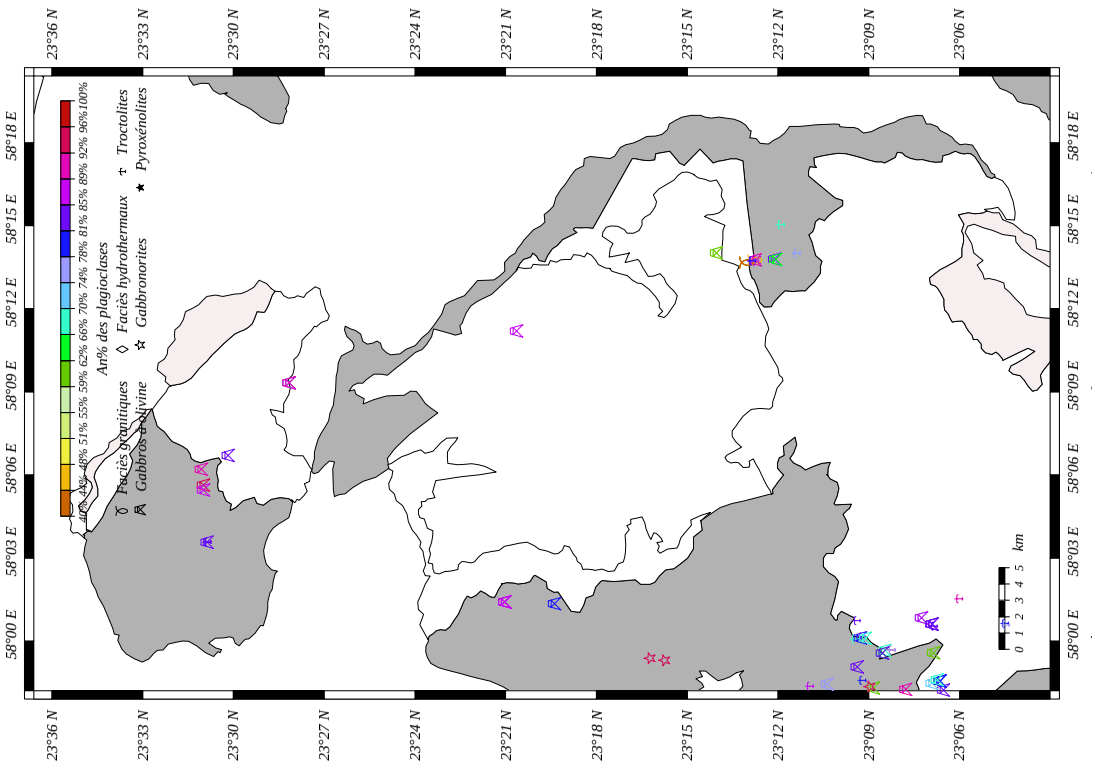


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.21 – Cartes géologiques du massif de Musqat montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

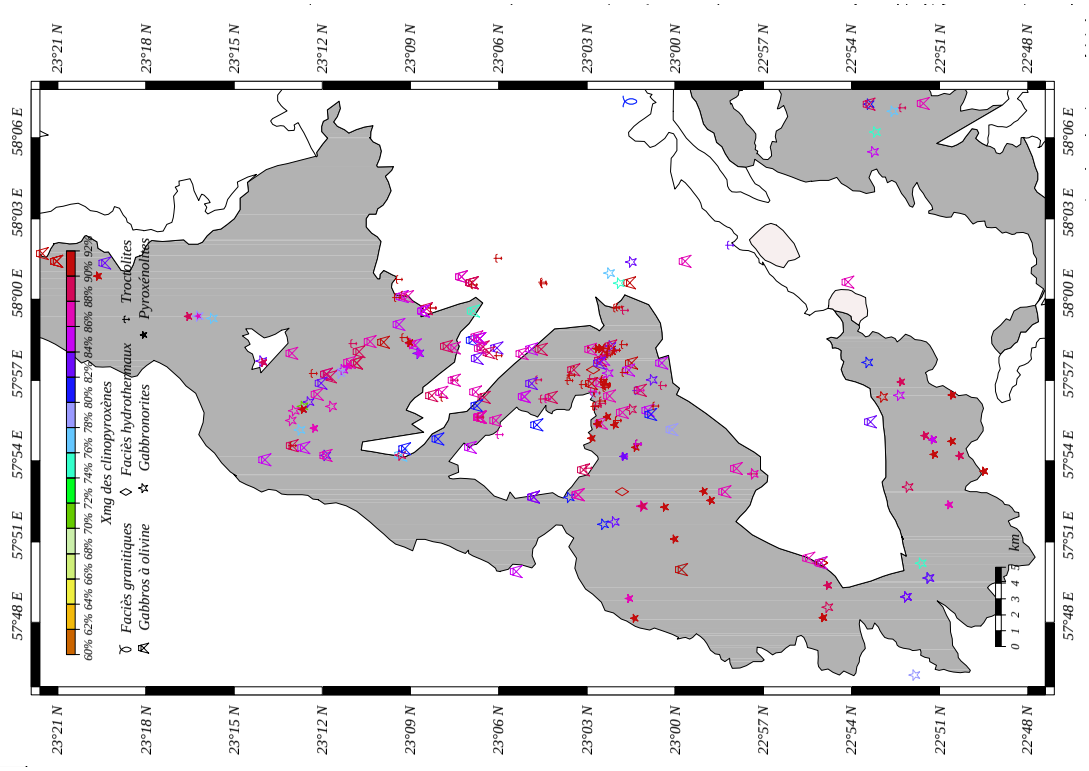


(a) Xmg des Clinopyroxènes

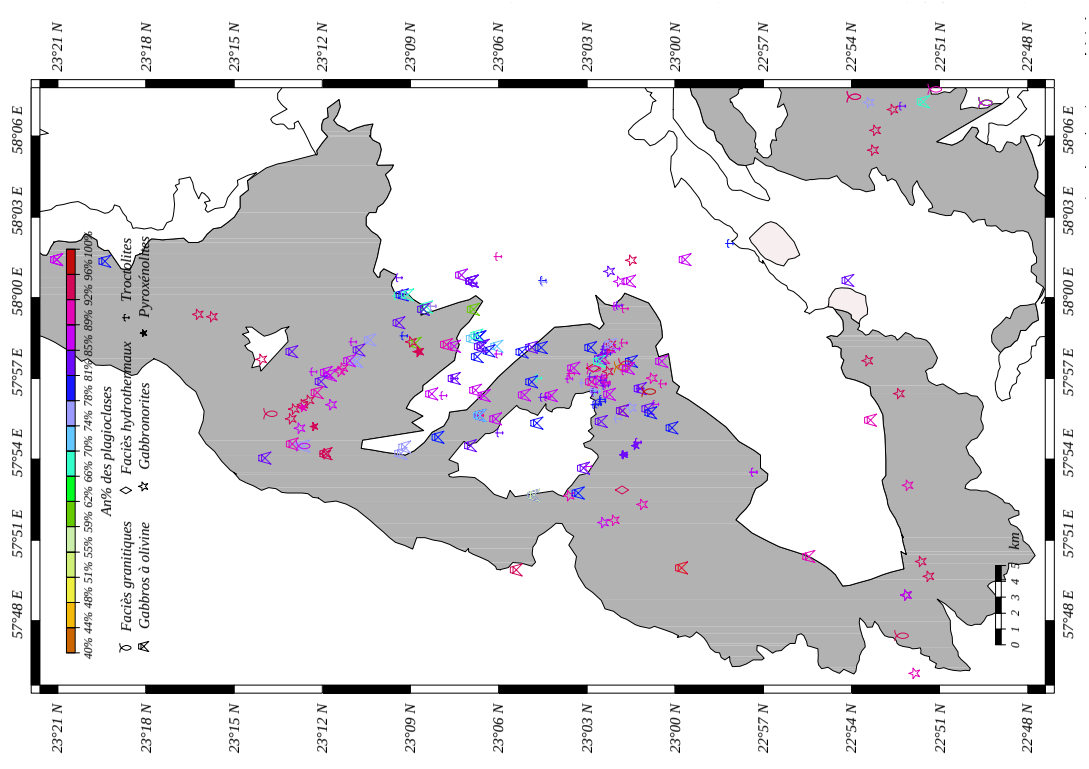


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.22 – Cartes géologiques des massifs de Kahwad et Musibit montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

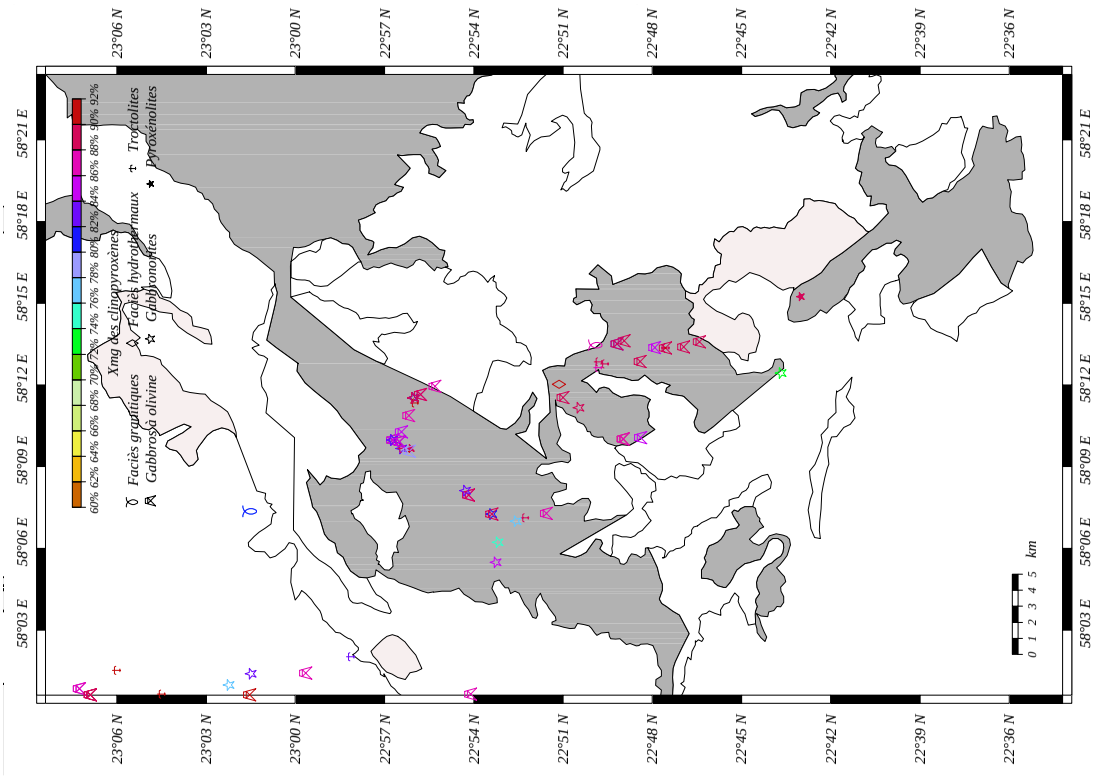


(a) Xmg des Clinopyroxènes

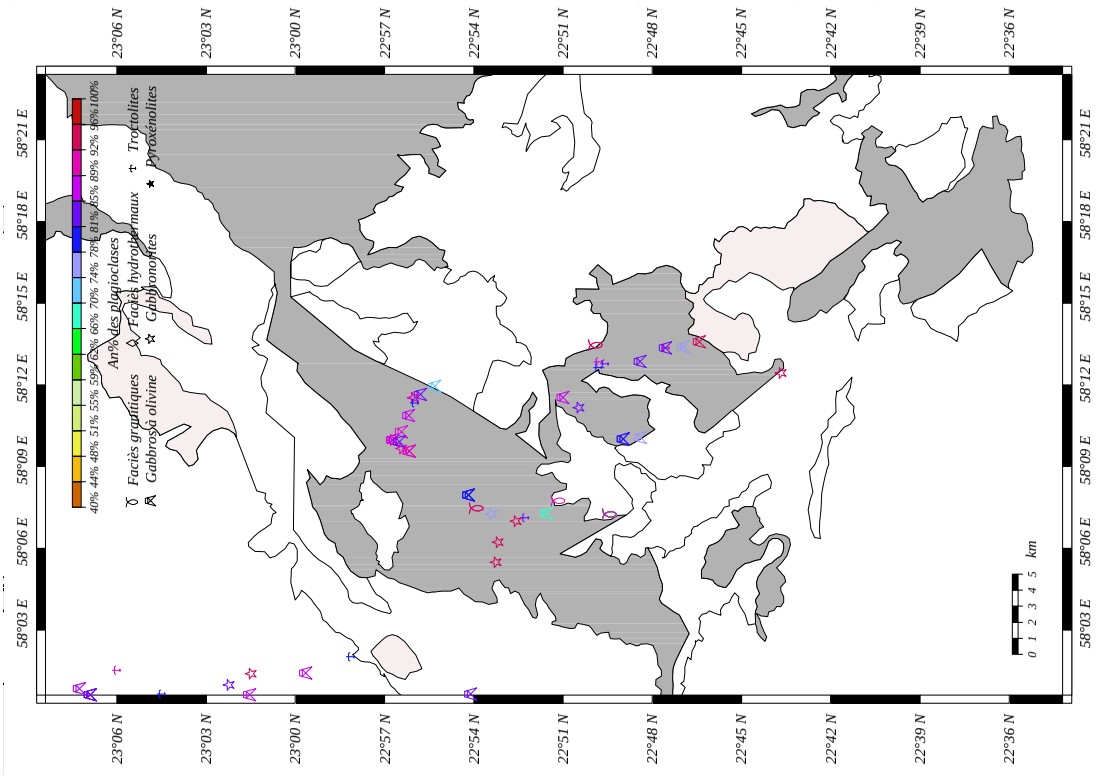


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.23 – Cartes géologiques du massif de Suma'il montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

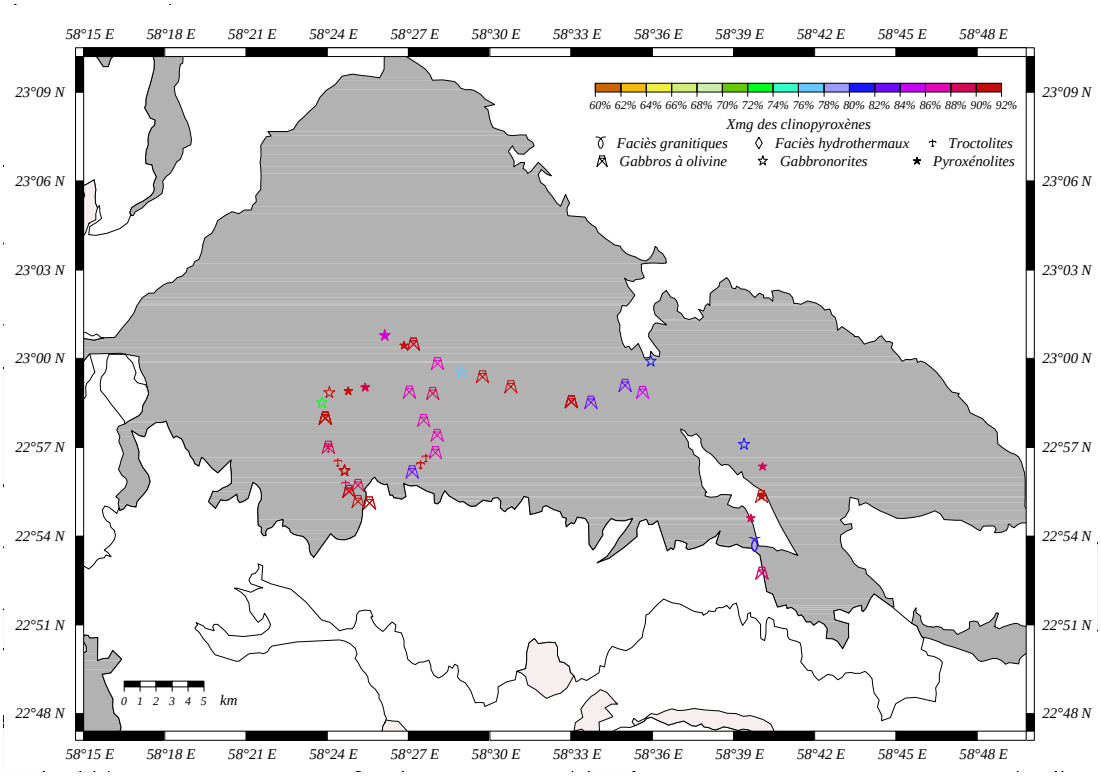


(a) Xmg des Clinopyroxènes

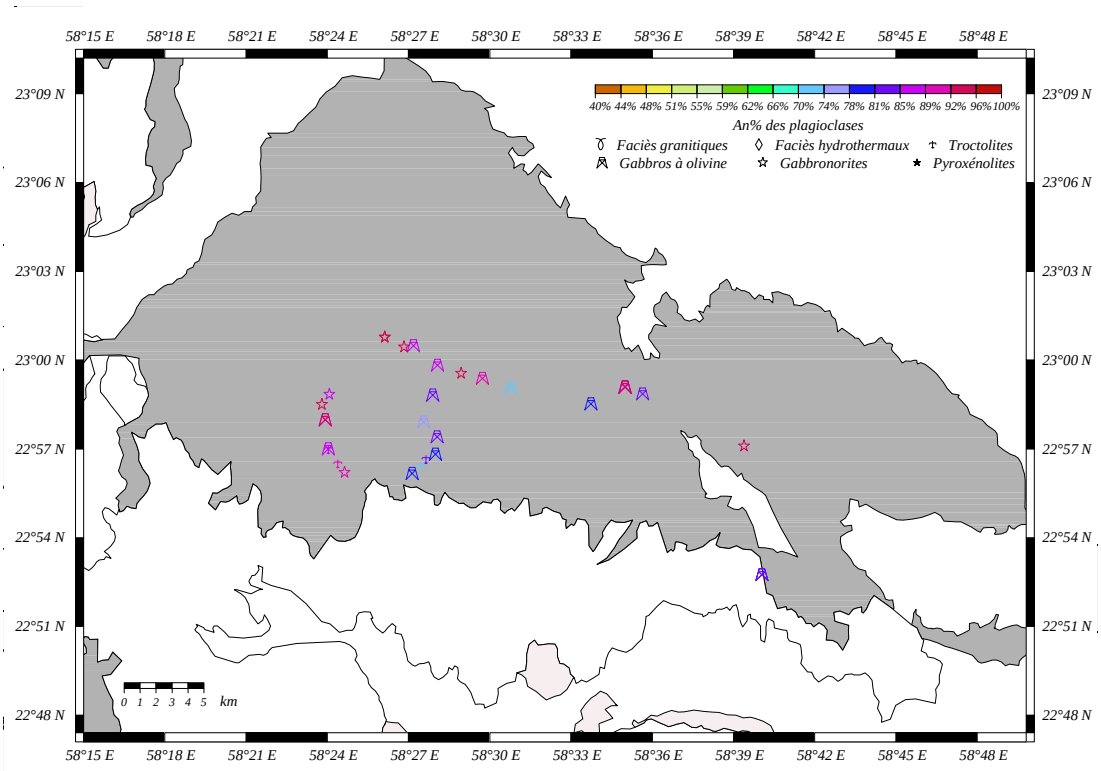


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.24 – Cartes géologiques du massif de Samad montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

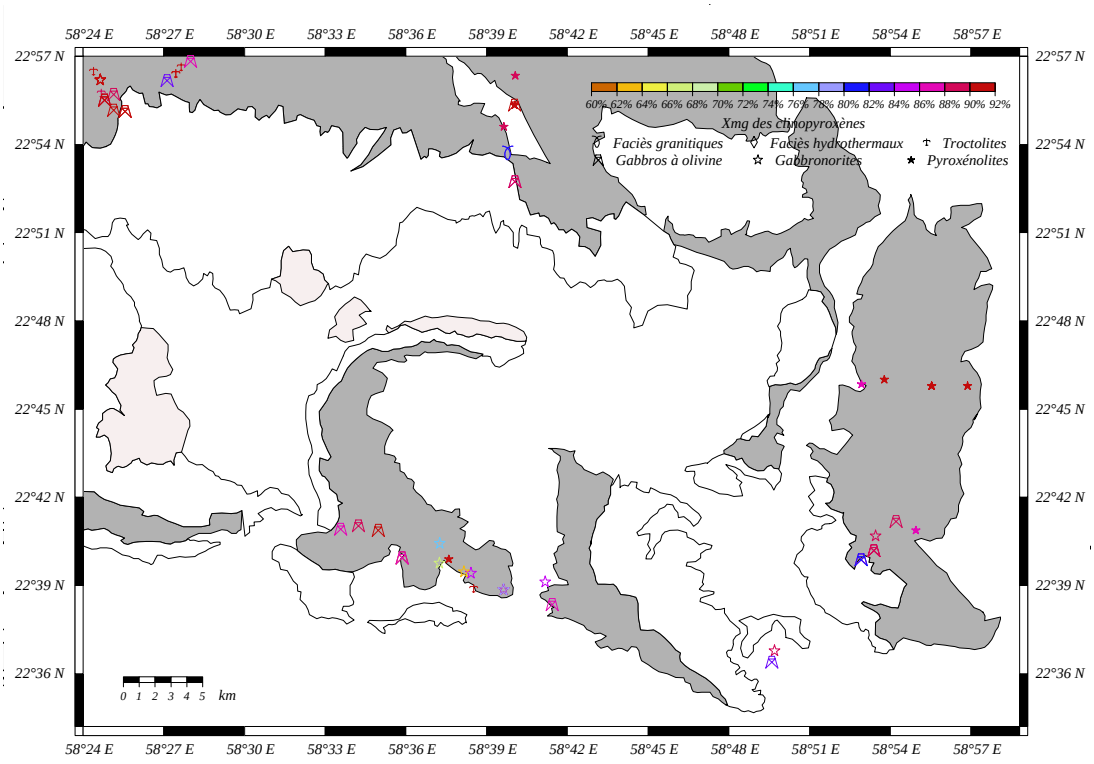


(a) Xmg des Clinopyroxènes

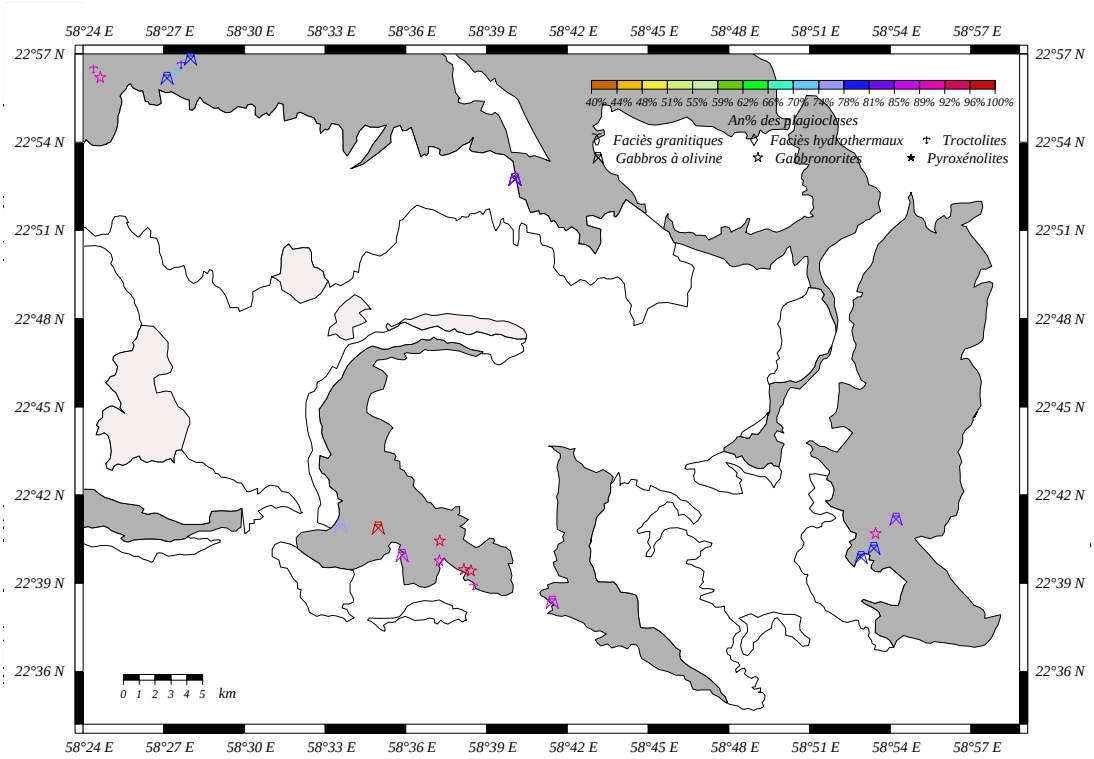


(b) An % des Plagioclases

FIG. A.25 – Cartes géologiques du massif du Wadi Tayin montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.



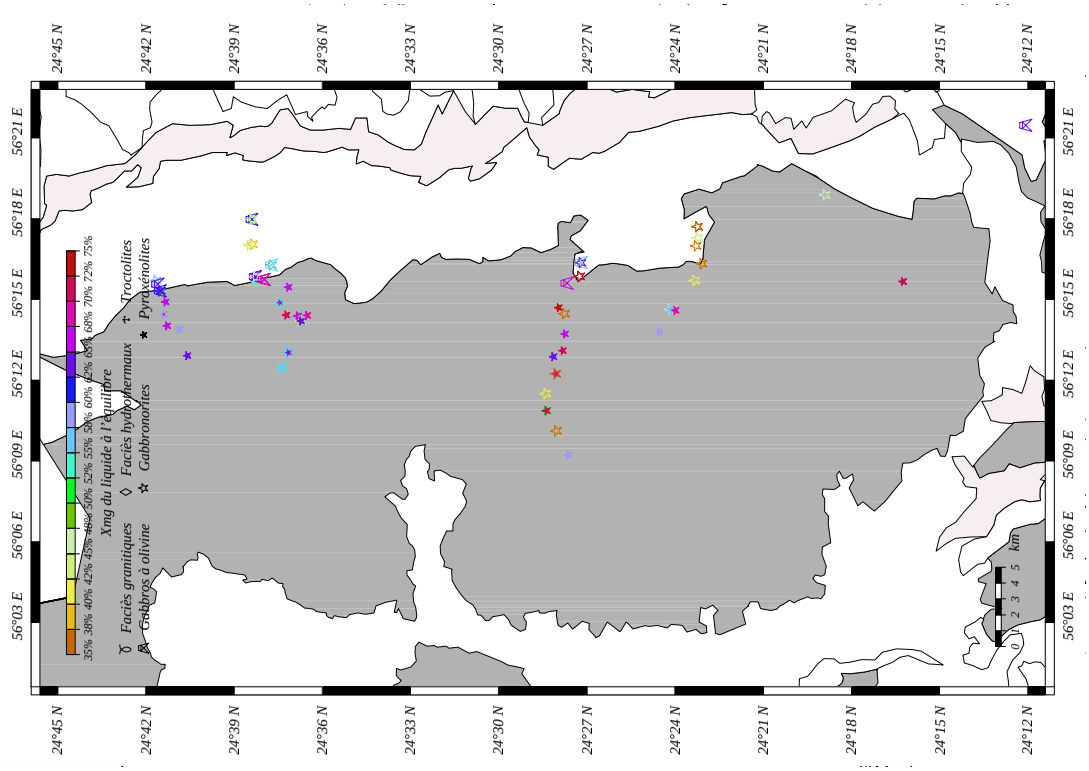
(a) Xmg des Clinopyroxènes



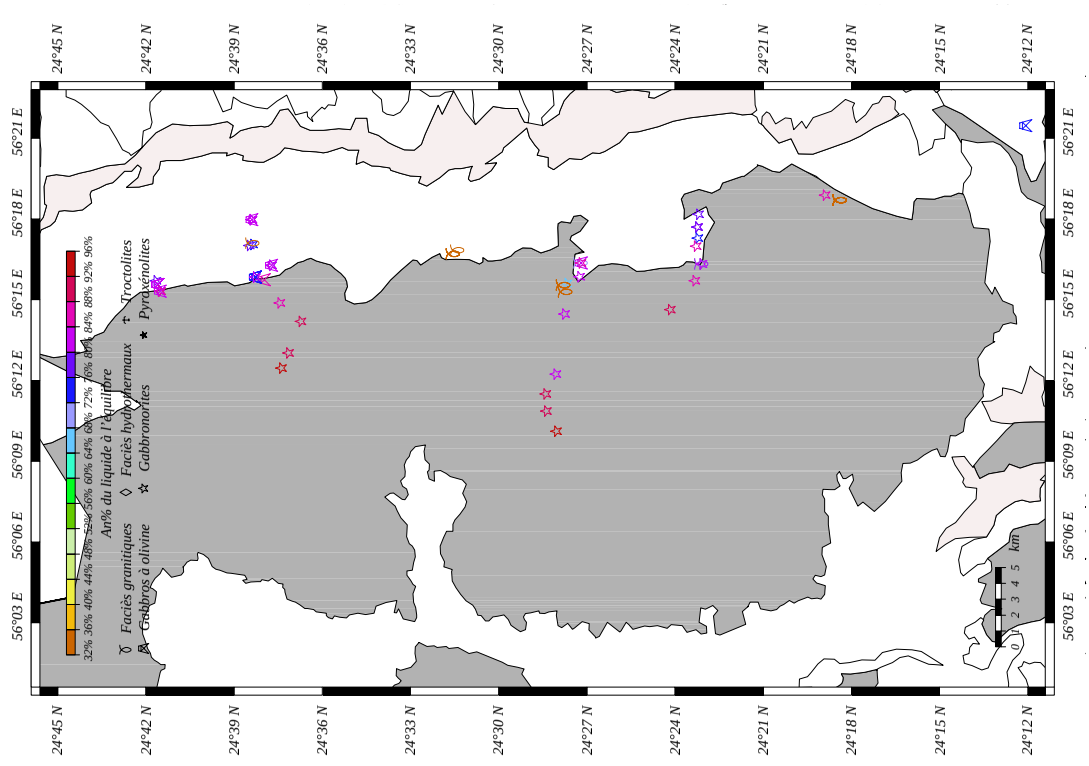
(b) An % des Plagioclases

FIG. A.26 – Cartes géologiques du massif d'Ibra montrant les répartitions des Xmg des clinopyroxènes et des An % des plagioclases.

Cartes de répartition des caractères chimiques des liquides à l'équilibre

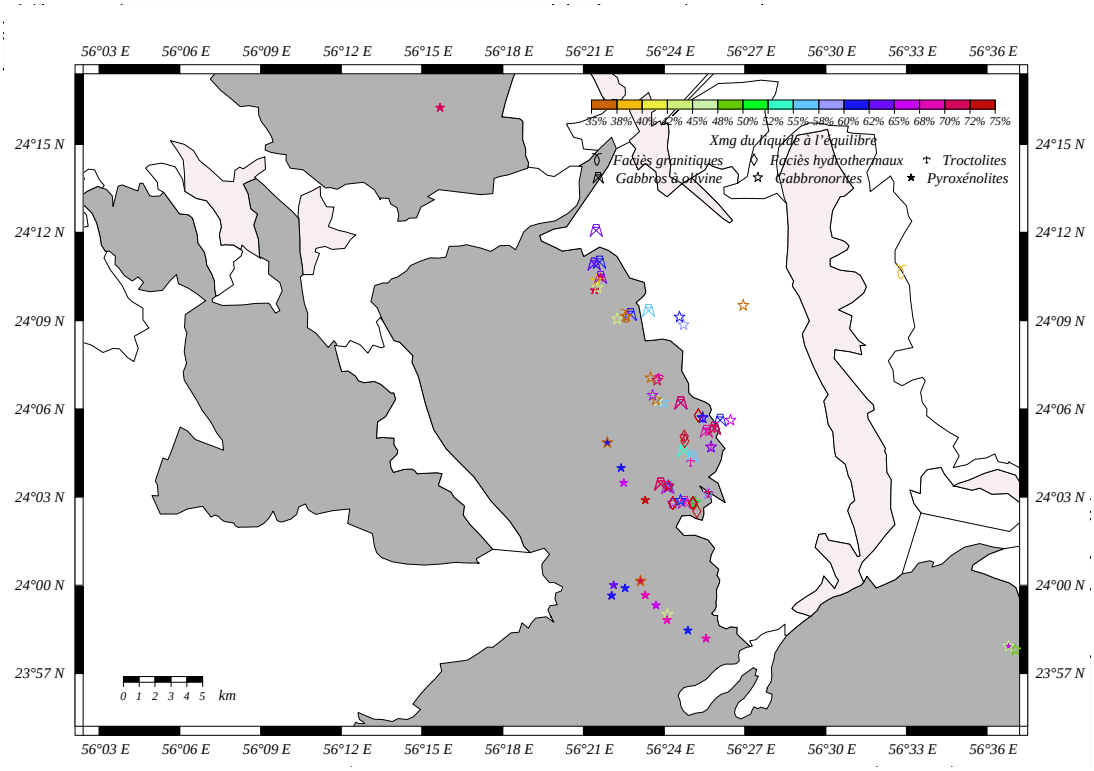


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

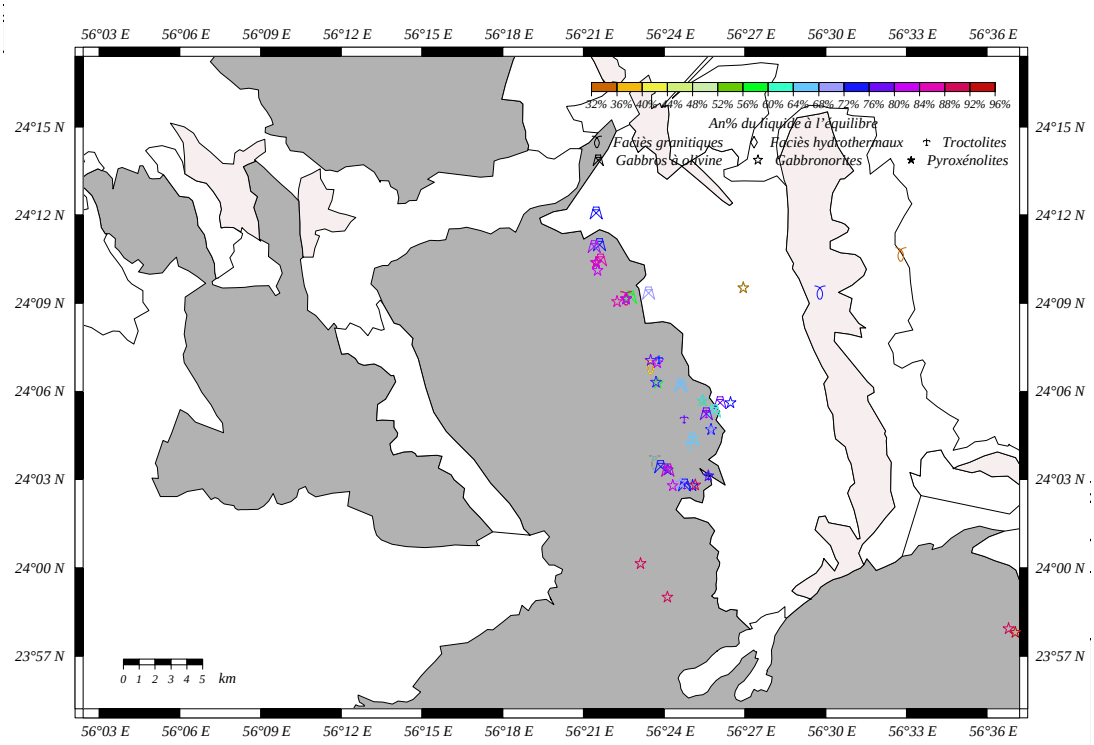


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.27 – Cartes géologiques du massif de Fizh montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

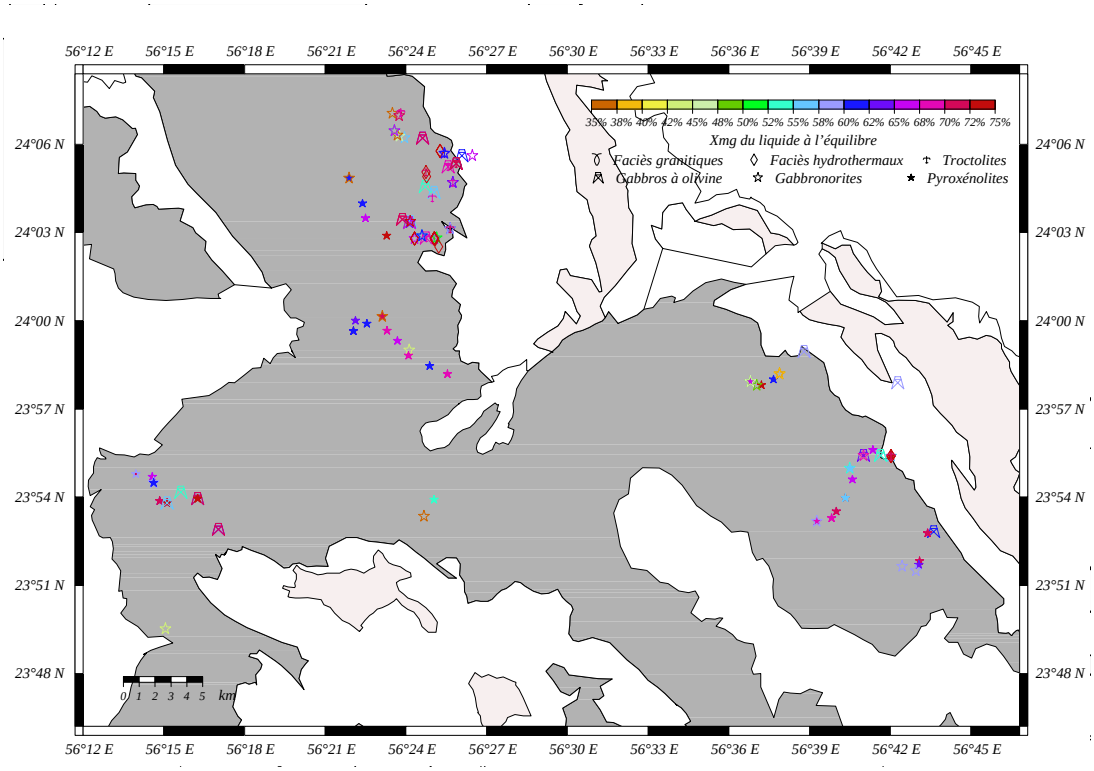


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

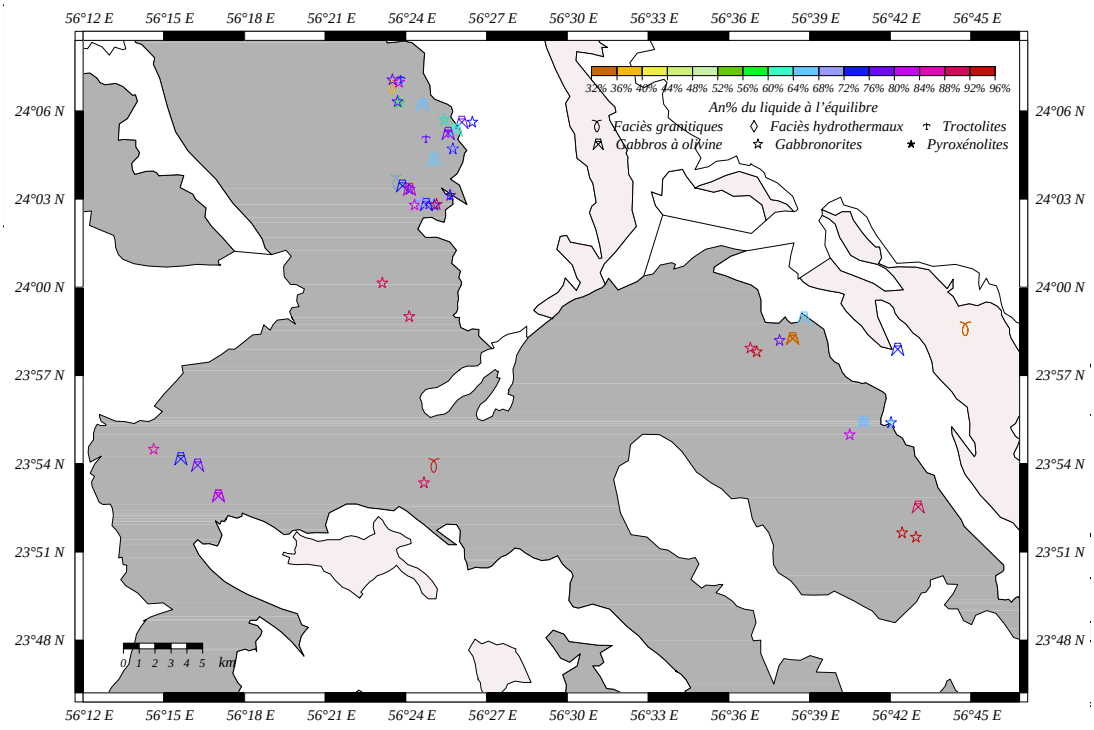


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.28 – Cartes géologiques du massif de Hilti montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

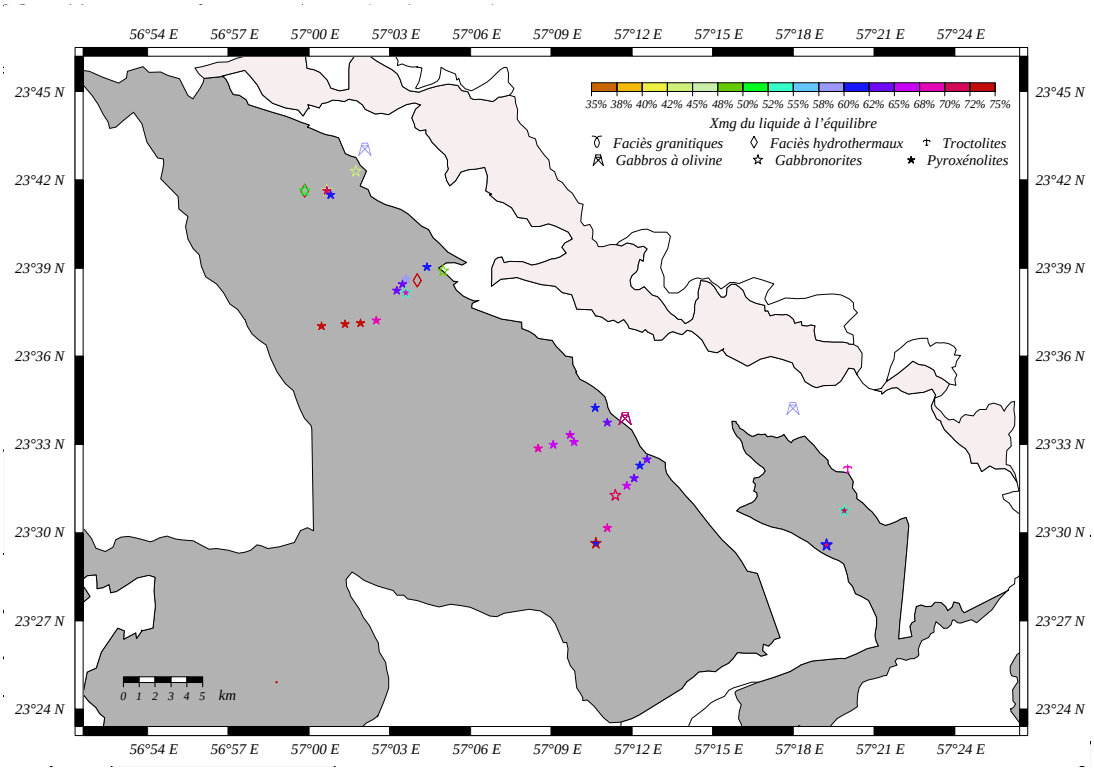


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

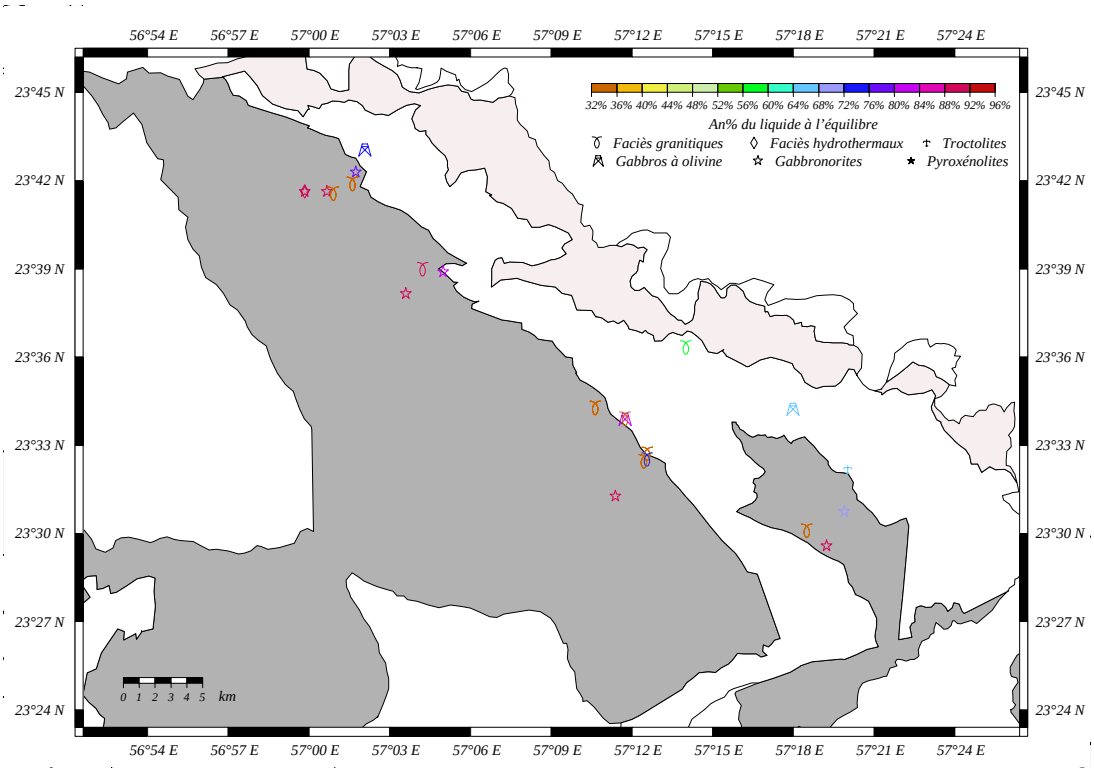


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.29 – Cartes géologiques du massif de Sarami et d'une partie des massifs de Hilit et de Wuqbah montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

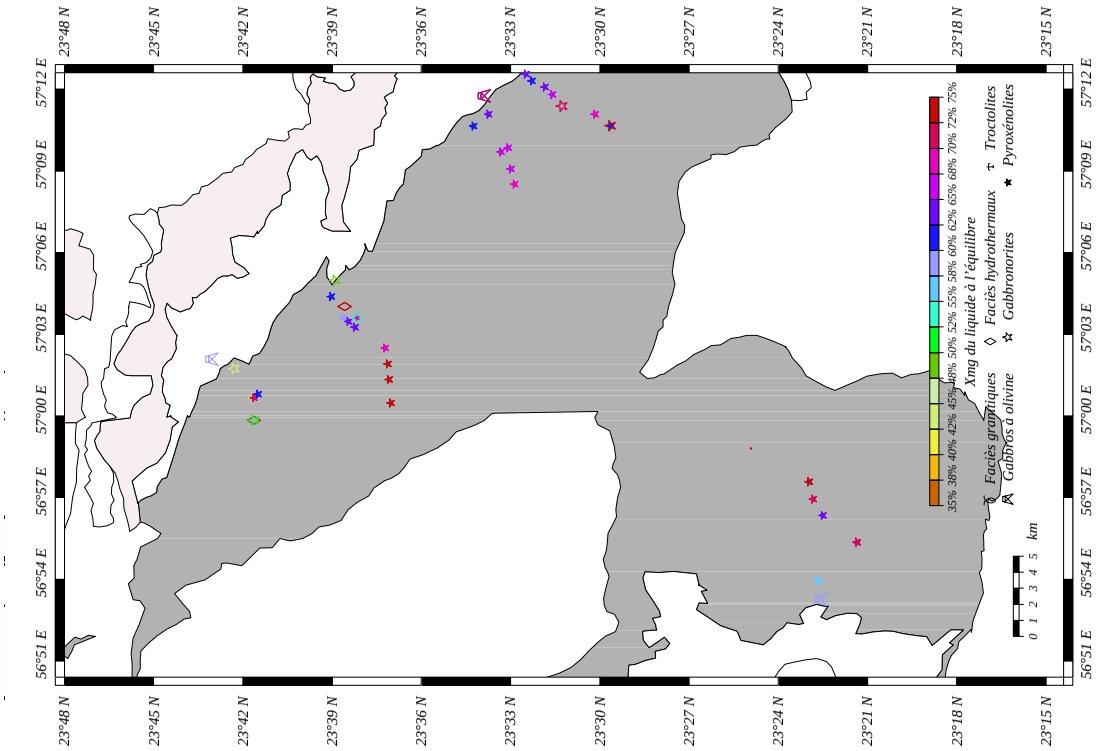


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

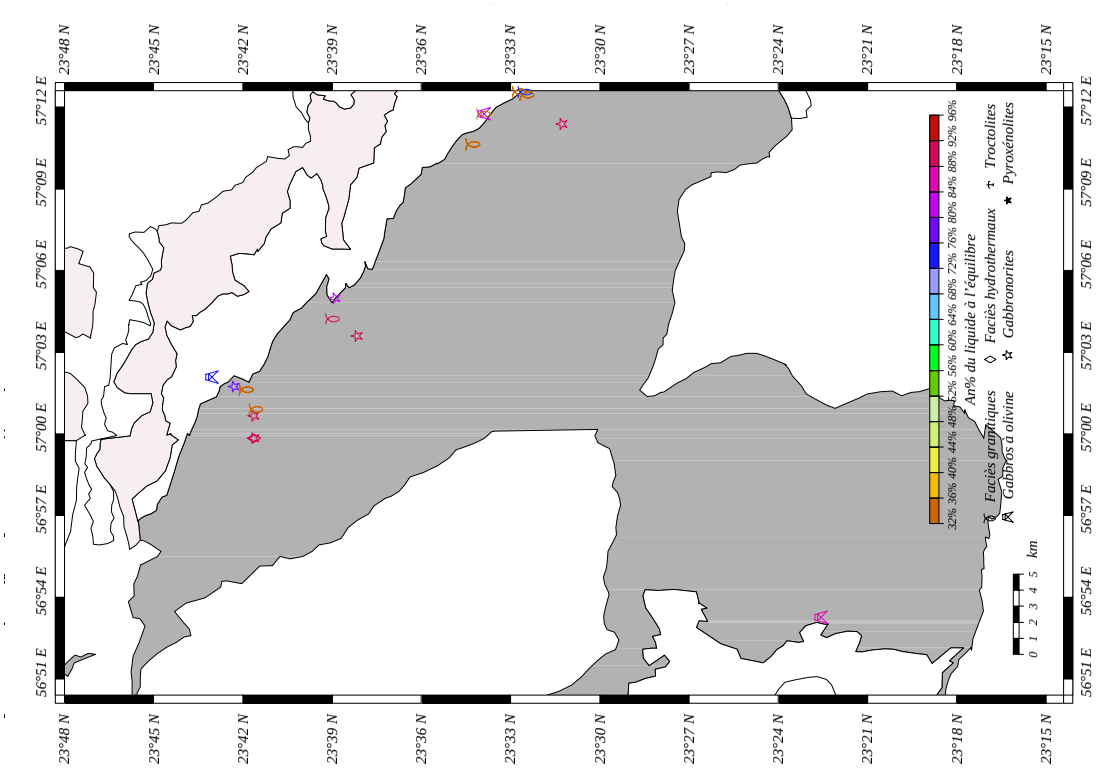


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.30 – Cartes géologiques du massif de Rustaq montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

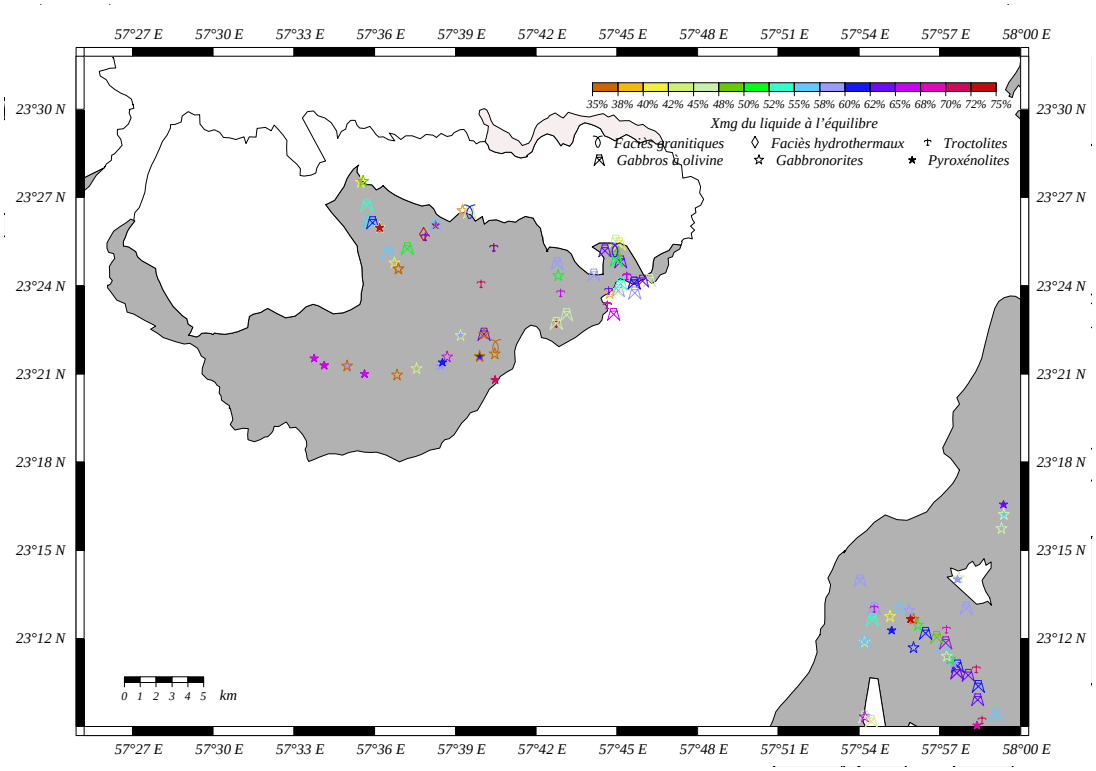


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

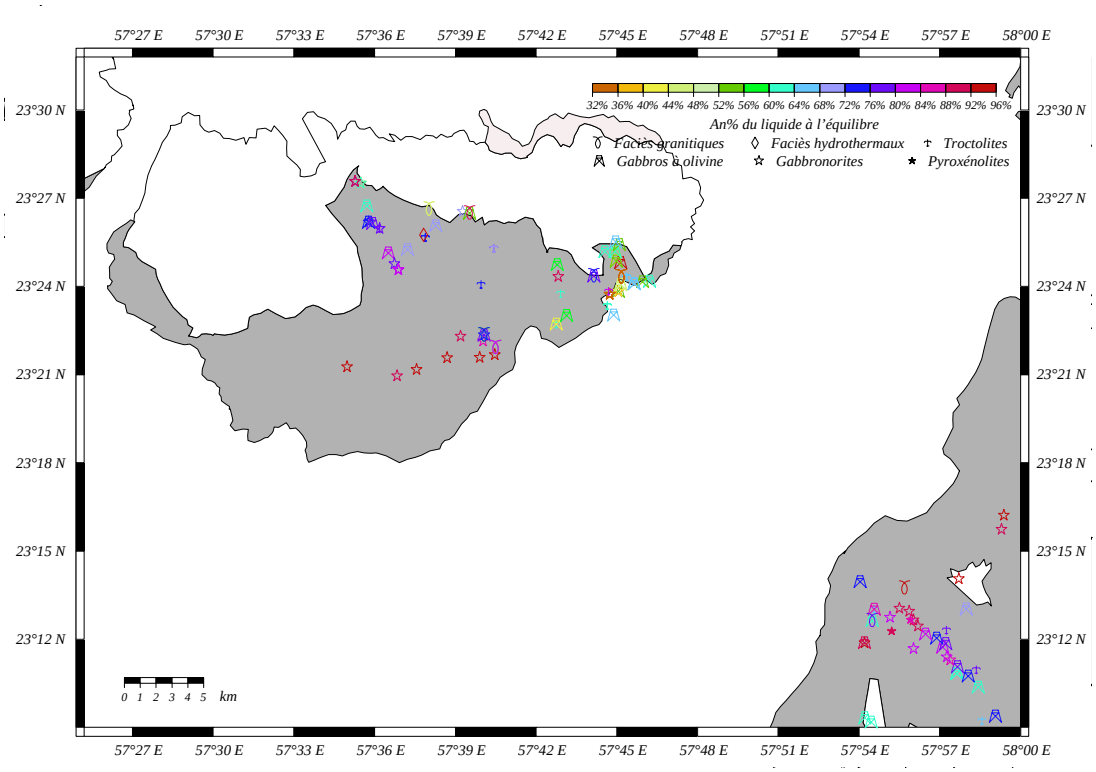


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.31 – Cartes géologiques d'une partie du massif de Rustaq et de l'extémité est du massif de Wuqbah montrant les répartitions pour le Xmg et le An% des liquides à l'équilibre.

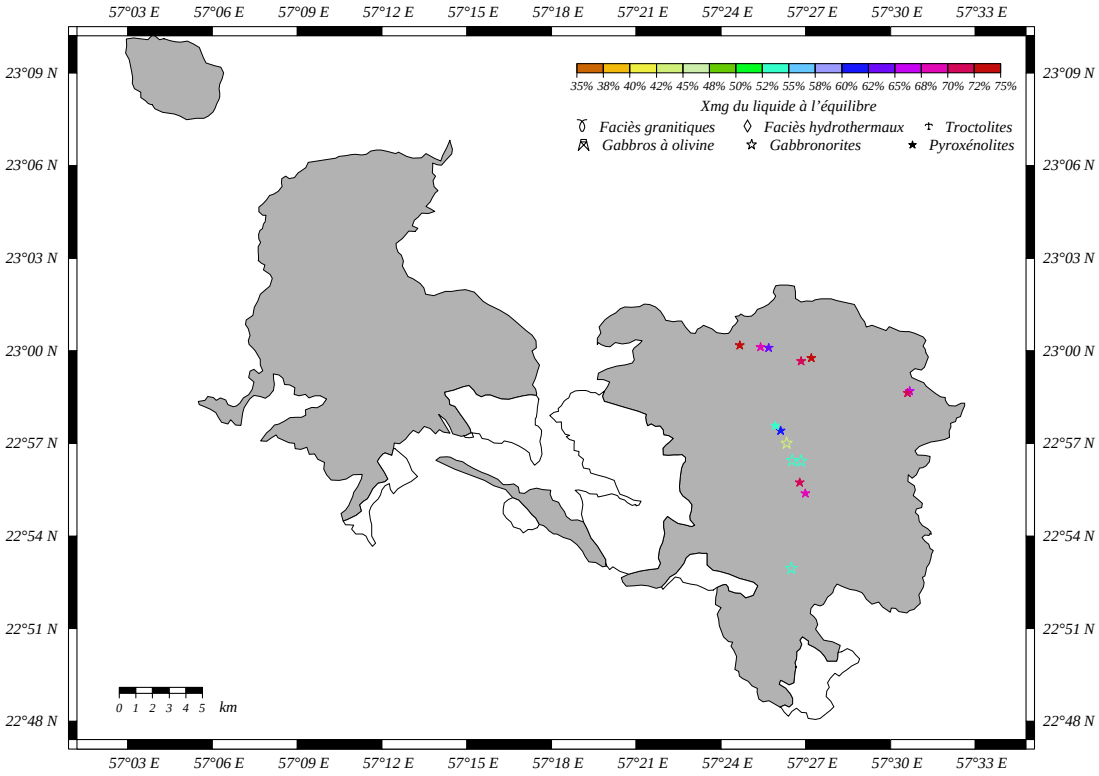


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

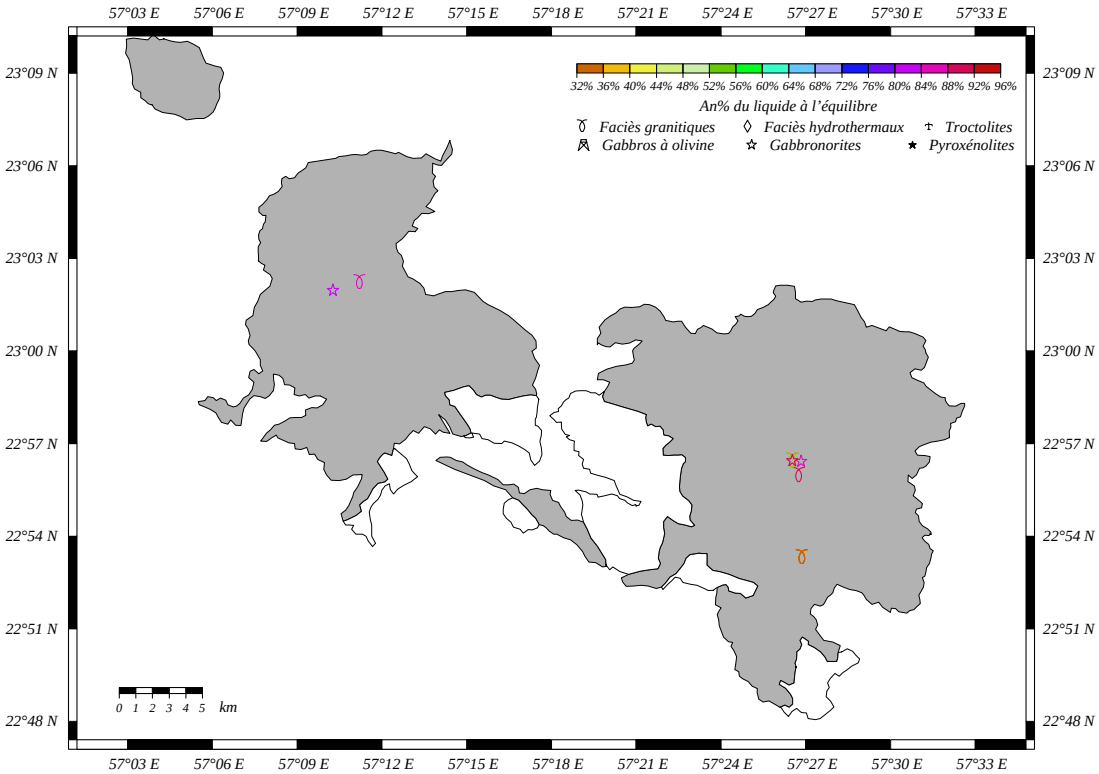


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.32 – Cartes géologiques du massif de Nakhl montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

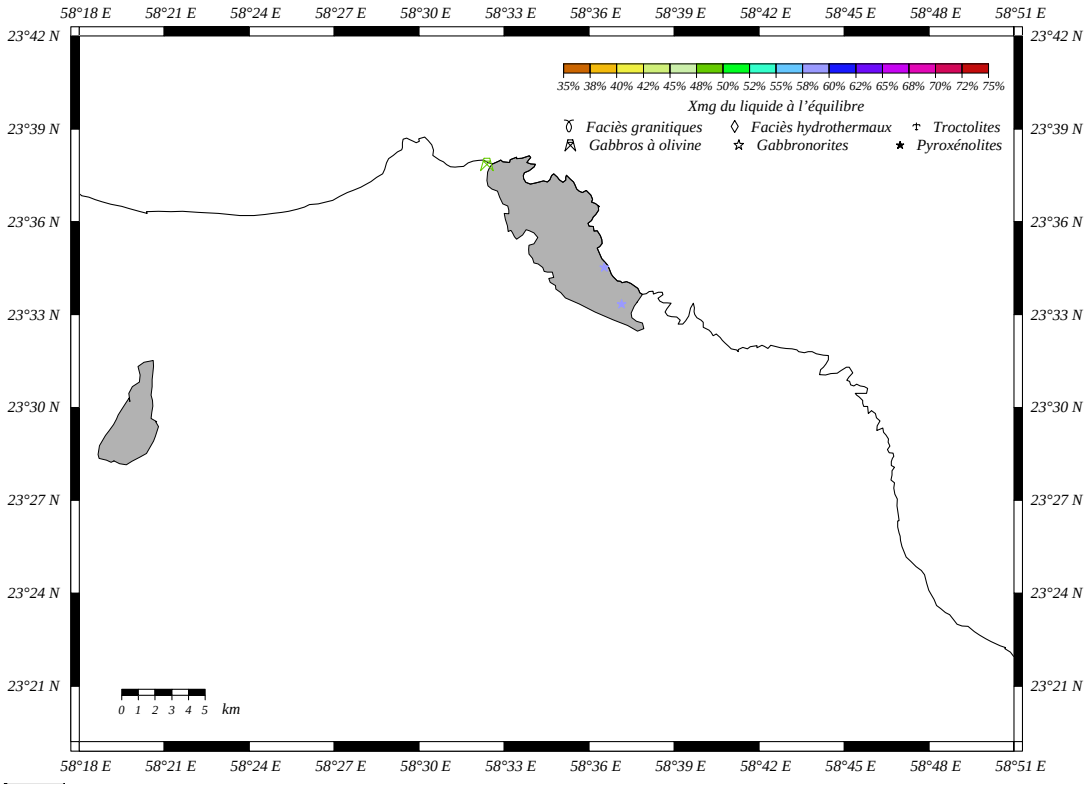


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

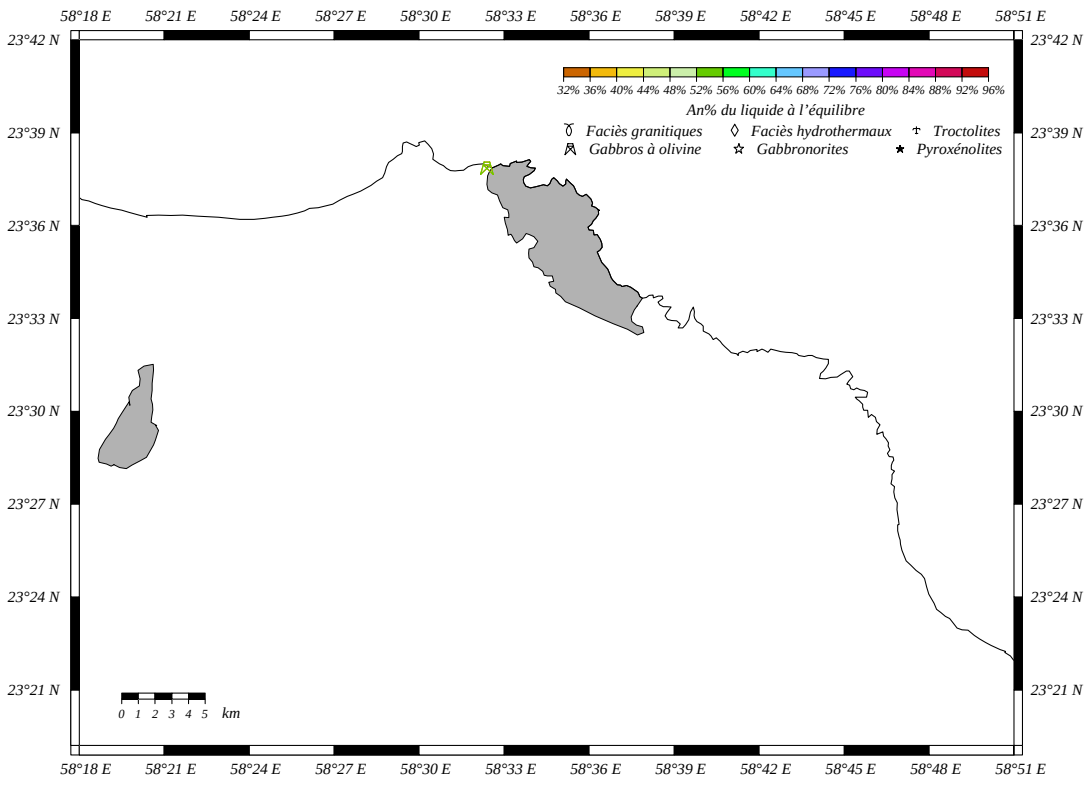


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.33 – Cartes géologiques du massif de Bahla montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

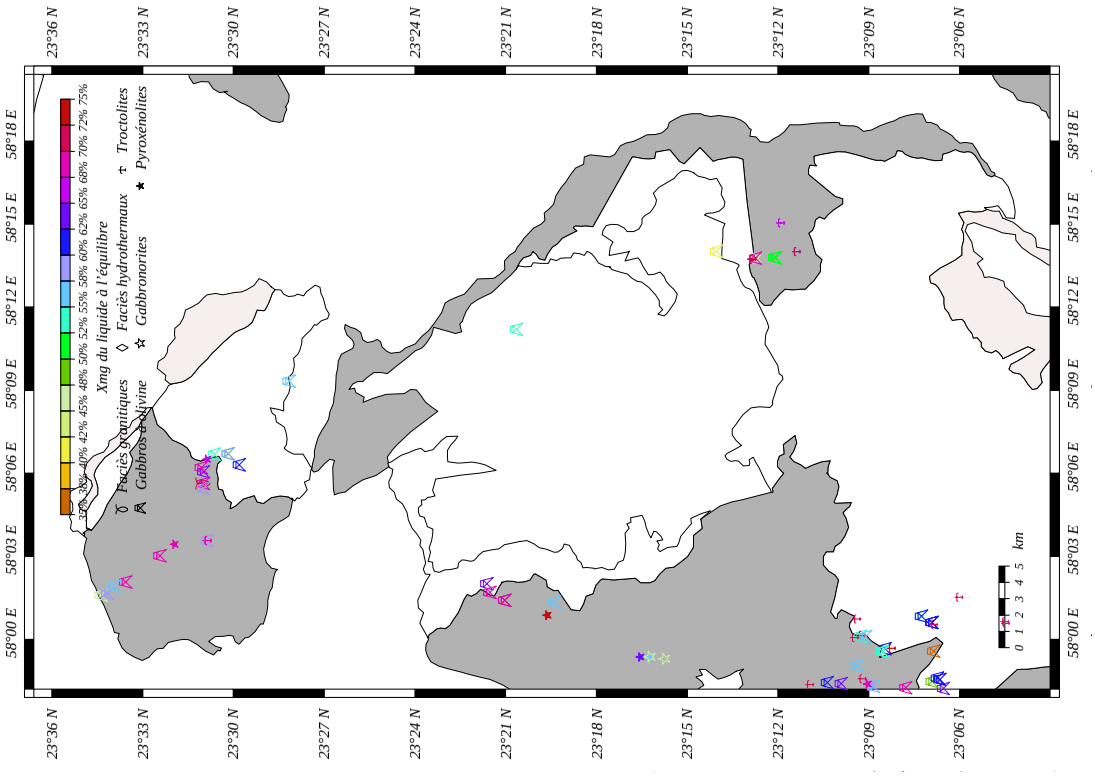


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

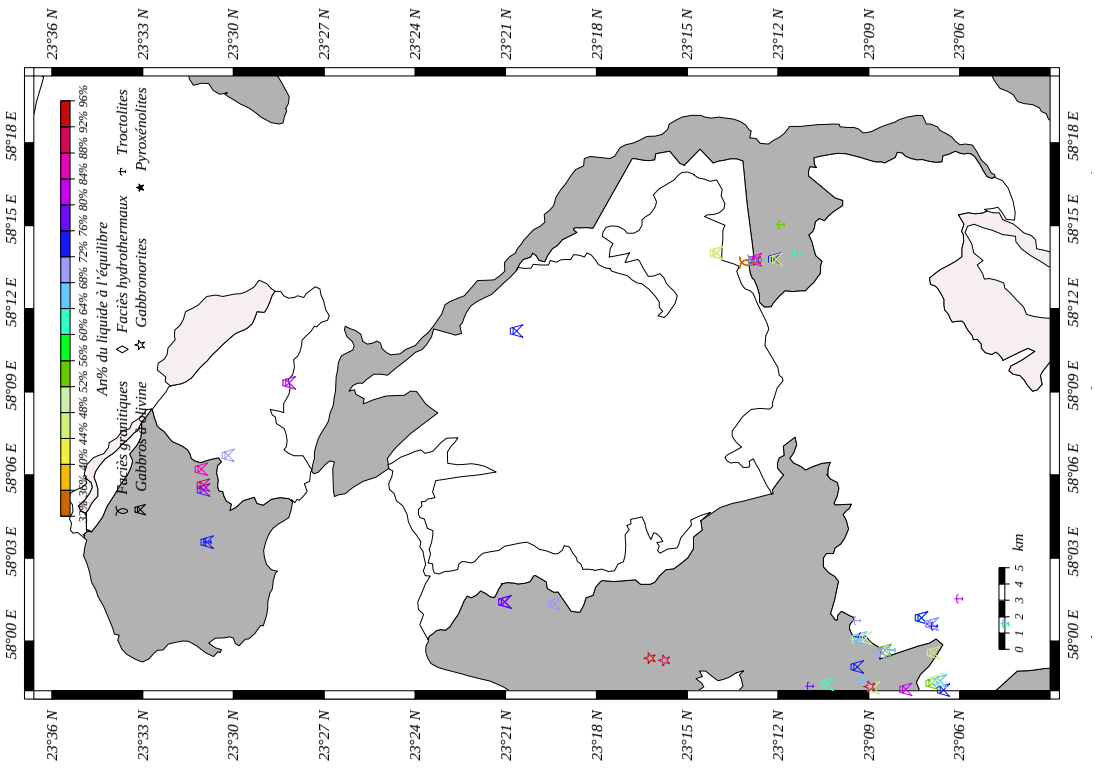


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.34 – Cartes géologiques du massif de Musqat montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

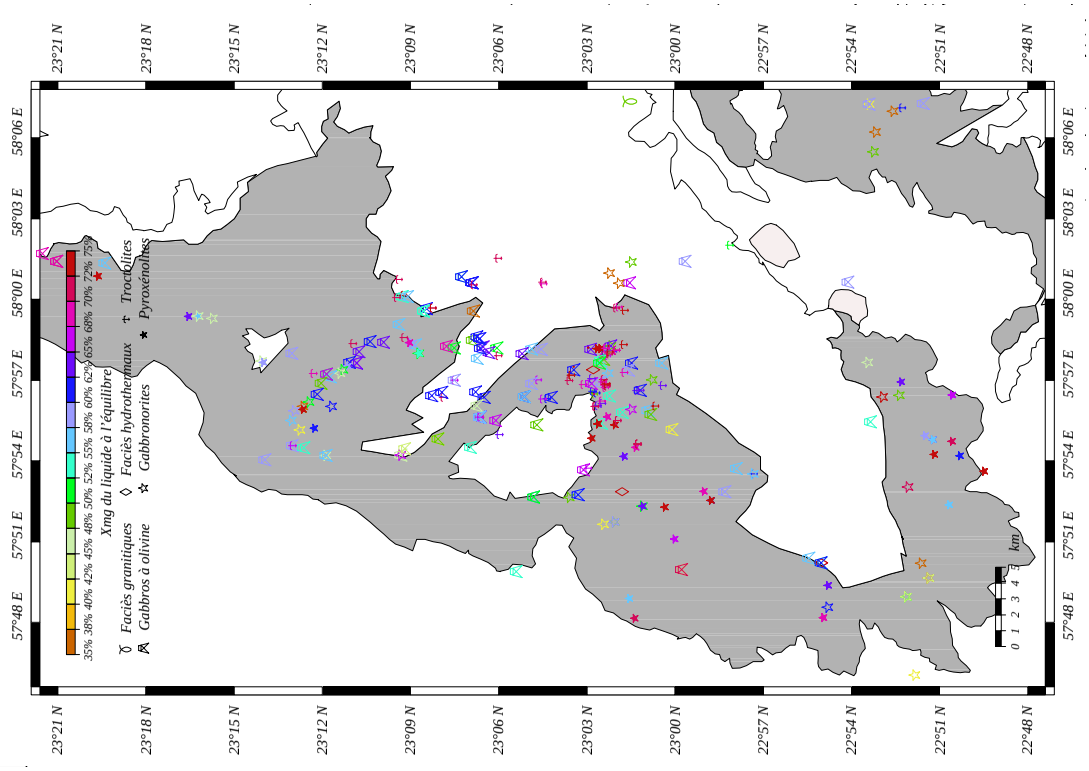


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

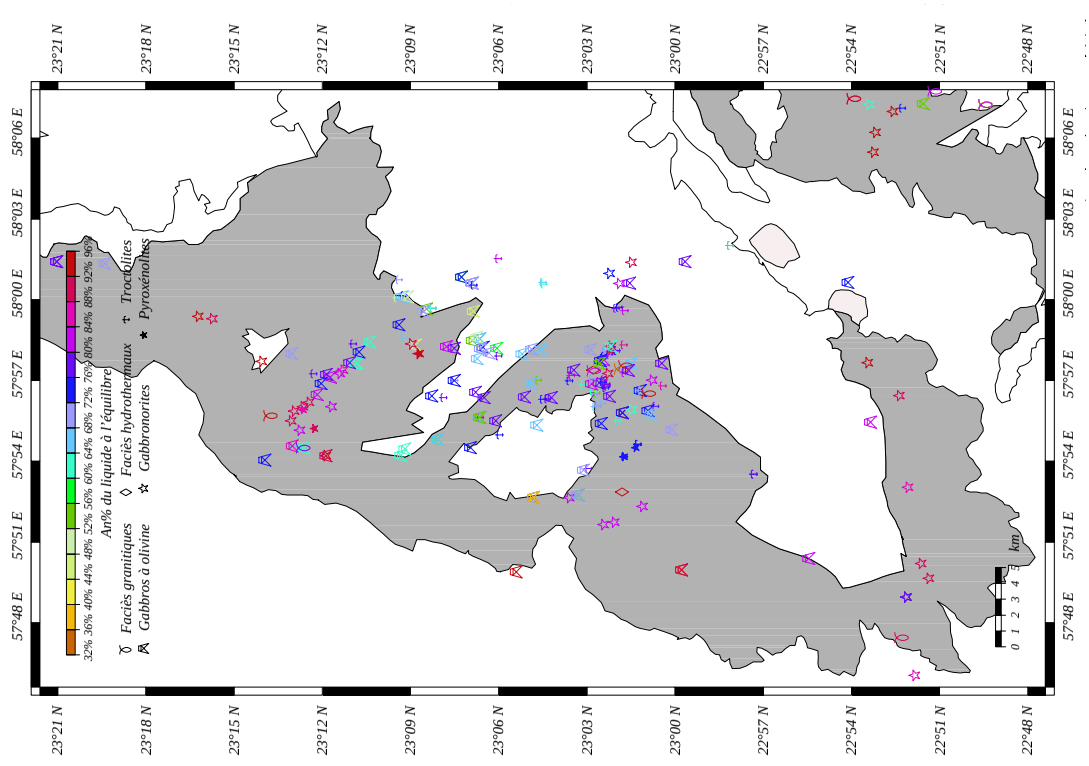


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.35 – Cartes géologiques des massifs de Kahwad et Musibit montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

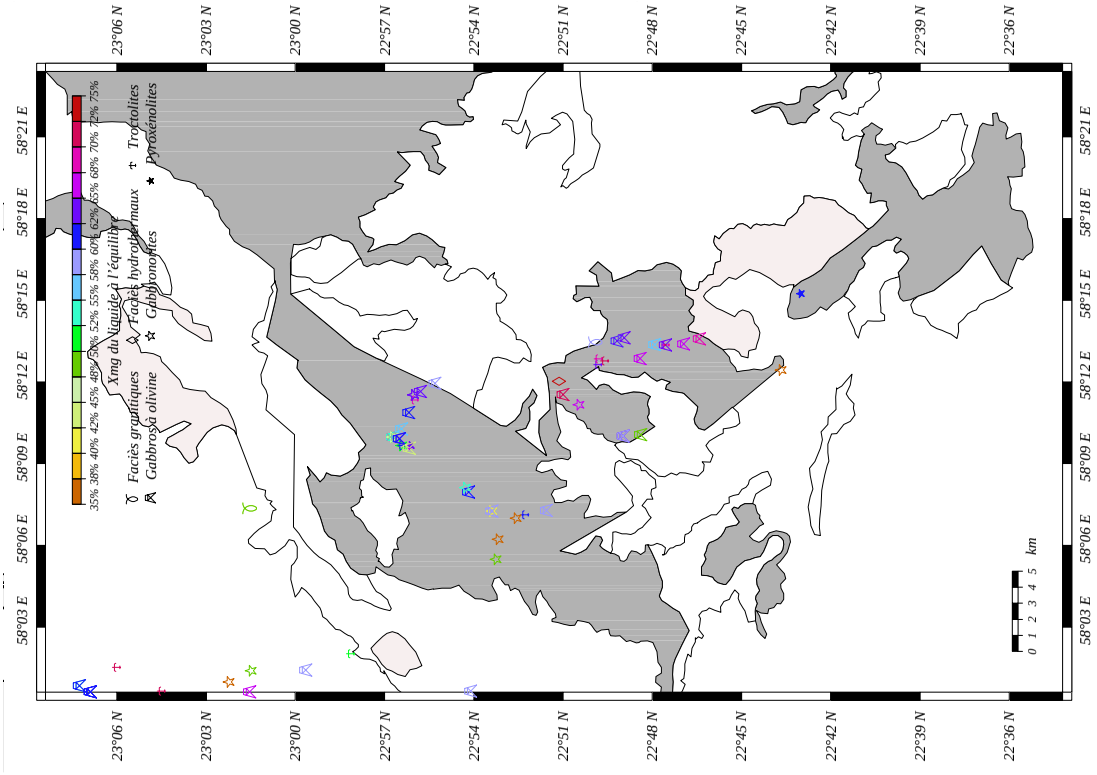


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

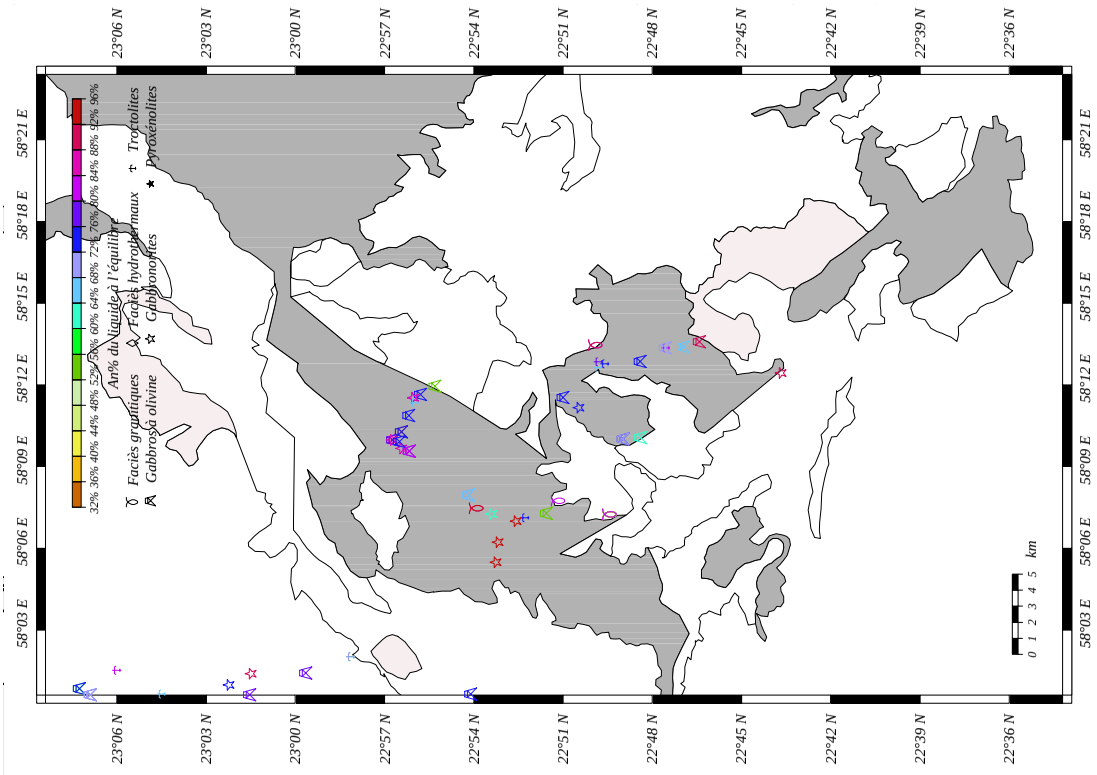


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.36 – Cartes géologiques du massif de Suma'il montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

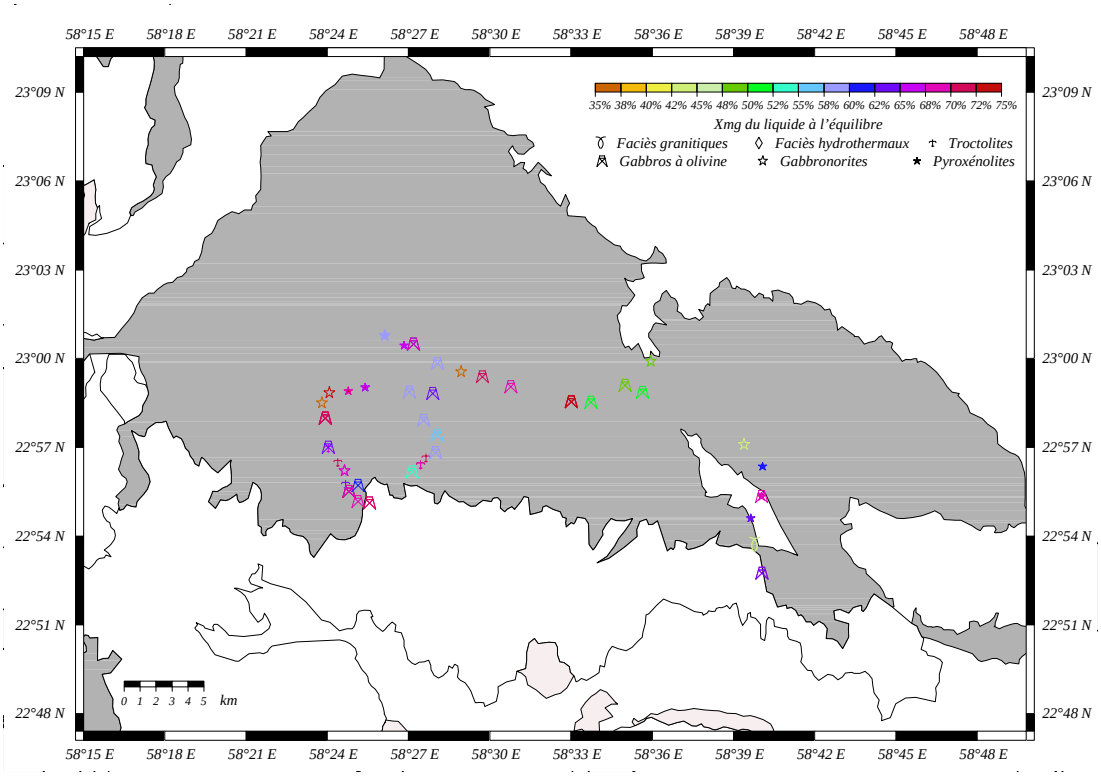


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

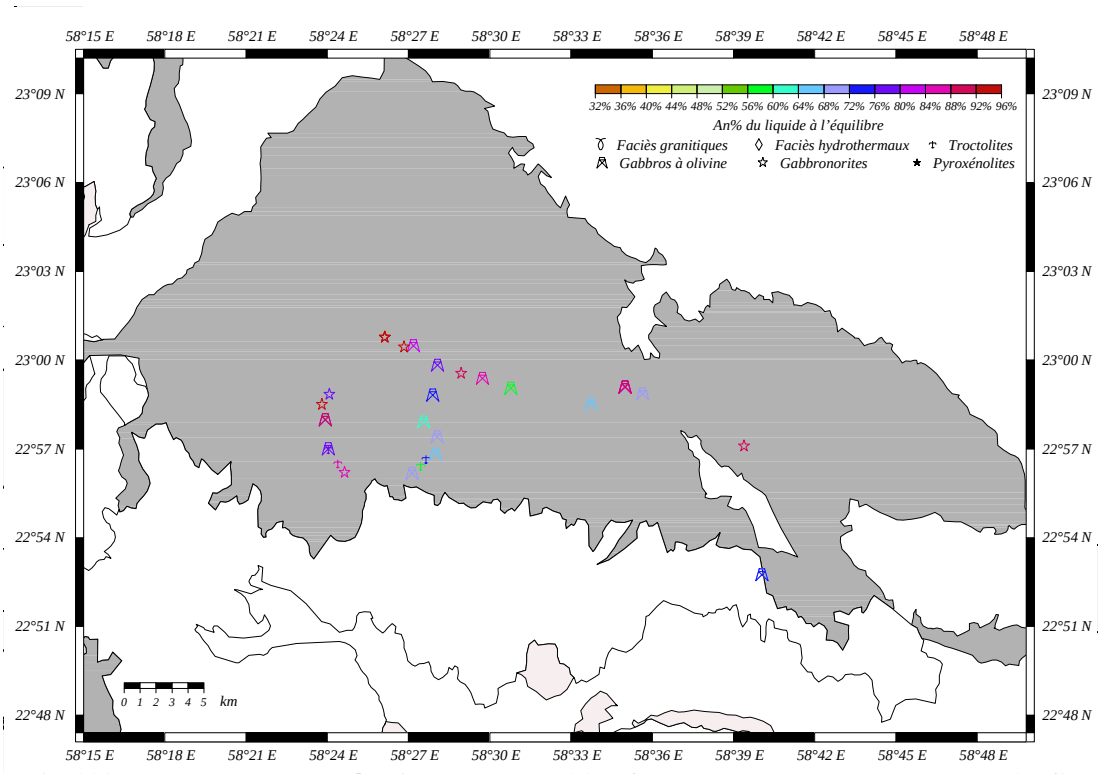


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.37 – Cartes géologiques du massif de Samad montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

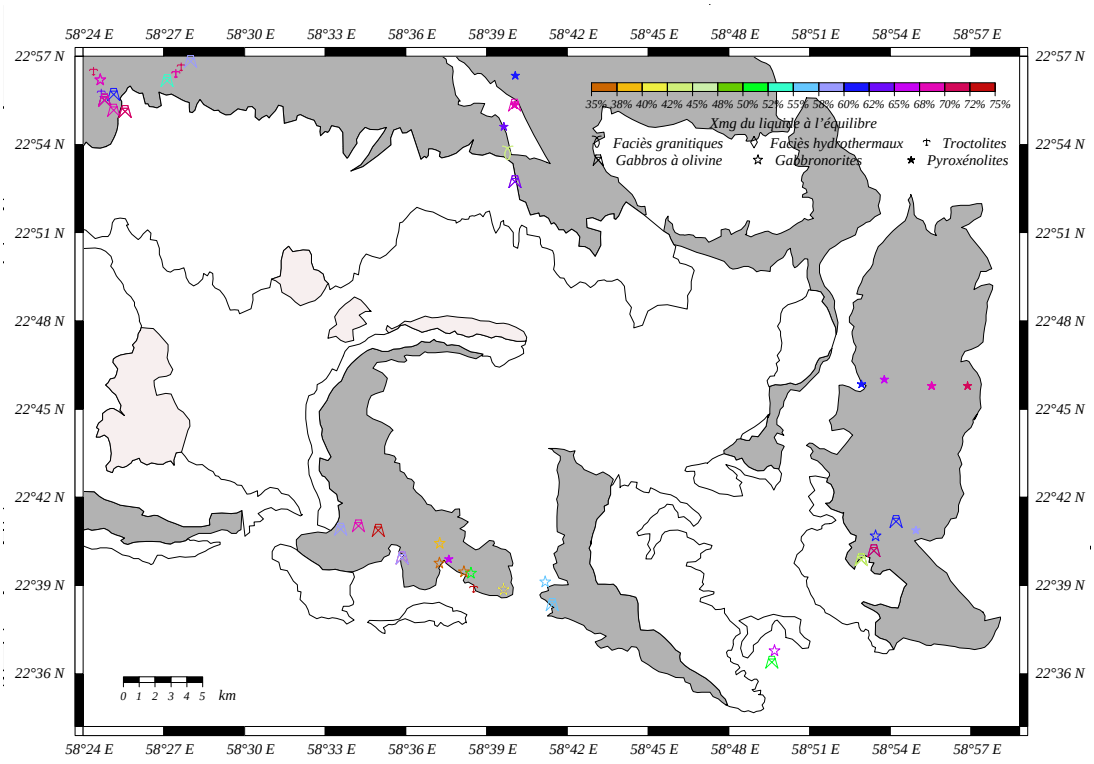


(a) Xmg du liquide à l'équilibre

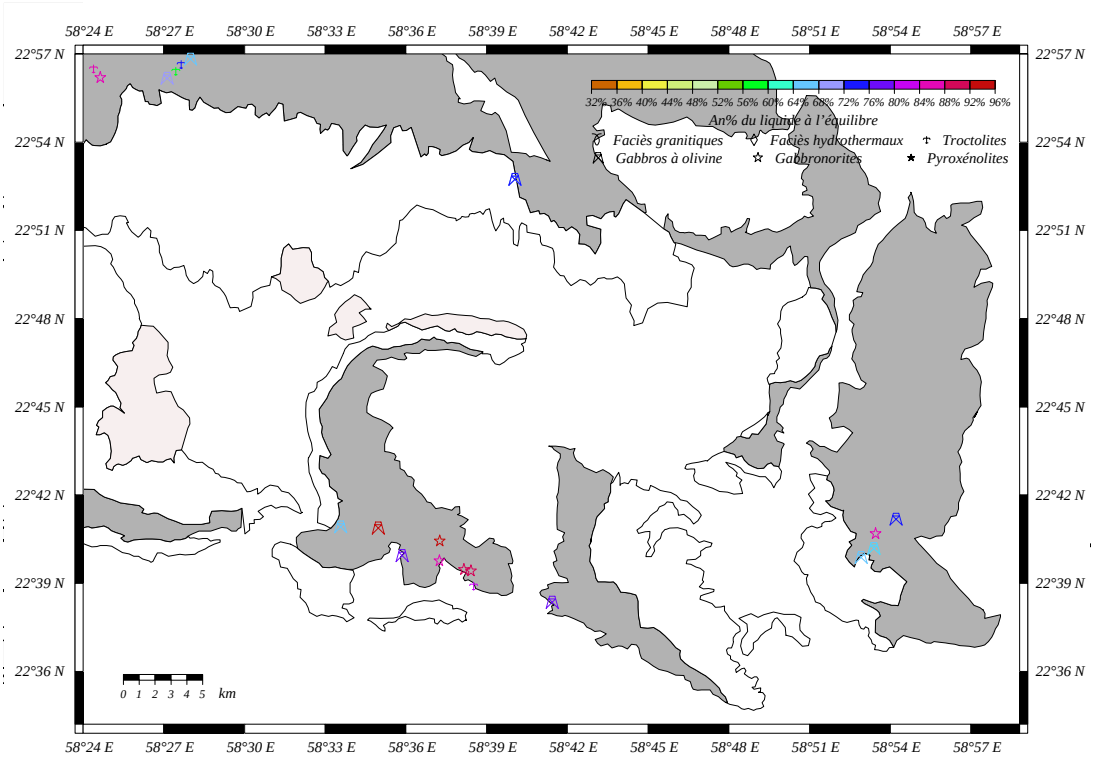


(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.38 – Cartes géologiques du massif du Wadi Tayin montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.



(a) Xmg du liquide à l'équilibre



(b) An % du liquide à l'équilibre

FIG. A.39 – Cartes géologiques du massif d'Ibra montrant les répartitions pour quelques caractères chimiques des liquides à l'équilibre.

Annexe B

Article : Nature and distribution of mafic dykes in the mantle section of the Oman ophiolite.

Soumis à Geochemistry Geophysics Geosystems le 1^{er} avril 2002, accepté pour révision le 17 juillet 2002. Papier n° 2002GC000354.

Ces temps derniers Nasr Eddin Hodja affichait un air scandaleusement heureux et satisfait en toutes circonstances. Le village d'Akshéhir tout entier s'en demande bien évidemment la raison, aussi quelqu'un lui posa-t-il la question :

– Qu'est-ce qui te rend si gai le Hodja ?

D'un air d'évidence l'autre répond :

– Et bien, moi, je sais ce qu'il y a dans le Coran.

Chacun admet pieusement le bien fondé de cette réponse et n'ose poursuivre l'interrogatoire plus loin. Un enfant cependant, obscurément conscient que de savoir ce qu'il y a dans le Coran peut rendre heureux mais ignorant de quelle façon ce qu'il y a dans le Coran peut rendre heureux posa tout de même cette question :

– Hodja, j'étudie le Coran à la madrasa, je n'en connais pas encore tout le contenu mais peux-tu, s'il te plaît, me dire ce qu'il y a de si gai dans le Coran ?

– Oh, c'est tout simple, répondit le Hodja de son air le plus joyeux, il y a un bouquet de fleur séchées que ma mère m'a donné et la dernière lettre que m'a fait parvenir mon très cher ami Abdulhah !

– D'après une fable Turque (Maunoury, 1990).

B.1 Abstract

In order to establish the nature, variability and distribution of dykes and other melt migration structures exposed in the mantle section of the Oman ophiolite, we have sampled these features along a 350 km long transect and analyzed one thousand of them with the microprobe. Petrographic criteria lead to the recognition of 36 rock types witnessing to the great variability of crystallization conditions and of parent melts composition in the shallow mantle .Most of these lithologies derive from two main magma types, leading to fractional crystallization sequences contrasted in terms of both mineralogy and phase chemistry. One differentiation suite (troctolites, olivine gabbros, olivine gabbronorites, and rare ferrogabbros) has MORB-like characters (deriving from an olivine tholeiite magma type). The other one (pyroxenites, gabbronorites-norites, and rare tonalities-trondhjemites) derive from a more andesitic magma issued from an ultra-depleted and likely hydrated mantle source. Surprisingly, mantle dykes with a MORB kindred are not so widespread in the Oman mantle section (present in less than about 25% of its surface) as those issued from the depleted source, which are more ubiquitous, while MORB-type cumulates are dominant in the Oman crustal section.

Tholeiitic cumulates show field and textural evidence for circulation in a hot mantle. They are restricted to a few areas of the Oman mantle section that we interpret as the footprint of asthenospheric windows through a shallow axial lithospheric lid, the largest one being a 80 km long and 10 km wide corridor centered on the Maqsad area. This observation supports the view that feeding of the crust with tholeiitic melts is highly focused. Primitive cumulates from the tholeiitic suites occur preferentially in former porous flow channels abundant only in the Maqsad area. The fact that primitive MORBs are very uncommon on the seafloor can be related to the low probability for a primitive melt of being extracted from a network of porous flow channels. Conversely, cumulates from the tholeiitic melts having migrated in mantle dykes show a distribution of their Mg/Mg+Fe ratio close to (slightly higher) the one of erupted MORBs and of oceanic gabbros, apart from the scarcity of extremely differentiated endmembers among the population of mantle dykes. This may imply that a large part of the differentiation of MORBs is acquired inside the shallow mantle. A large part of the heterogeneity in incompatible elements of the mantle cumulates from the MORB suite is not related to fractional crystallization. It reflects likely poor mixing of the incremental melt fractions produced in the melting regime.

Dykes from the depleted suite did inject in a mantle significantly colder than the magma itself. Most of the pyroxenites are primitive cumulates, that crystallized at low pressure from an ultra depleted melt, and are not high pressure equivalents of MORBs cumulates, as currently admitted. These pyroxenites appear to be comagmatic with the abundant orthopyroxene-rich gabbroic dykes. These cumulates are likely issued from shallow ("lithospheric") melts that can be produced in situ when an asthenospheric upwelling reheats hydrated and depleted peridotites. Generated in a relatively cold environment, these melts are not able to migrate over long distances and preferentially crystallize as swarms of pegmatites in the lithosphere itself. Such petrogenetic processes could occur as well in a mid-ocean ridge or in a marginal basin, arc related or not, setting.

B.2 Introduction

About two third of the present day basaltic melt production is attributable to partial melting of the mantle at relatively shallow depth ($< 100\ Km$) beneath oceanic spreading centers. It is one of the most important processes accountable for the chemical budget of the Earth. The thermodynamic and chemical rules governing basalt production and crystallization are reasonably well understood. The way how partial melts segregate from the mantle and migrate to the crust remains a much more obscure aspect of basalt genesis. Melt migration is increasingly recognized as a key to interpret the petrological signature of MORBs : it governs the way how incremental melt fractions produced at various depths in a mantle upwelling mix, interact with their host rocks and fractionate before reaching the surface. These processes cannot be observed in-situ, of course. Geophysical experiments, although more and more

accurate and useful to determine large scale partial melt distributions (e.g. Forsyth, 1992), will probably never be able to resolve melt migration structures at a scale relevant to petrological processes (a few millimeters, i.e. the scale of the grain size of mantle peridotites), and are largely insensitive to the precise chemical composition of the melts. By the same way, numerical models, in spite of the breathless increase in computers power and of the extreme sophistication reached by mathematical formalism cannot yet simulate the detailed chemical evolution of melts in complex drainage systems.

How can we progress in this field ? The difficulty concerns the huge range of space and time scales involved in melt migration processes, together with the complex interplay of a great amount of physico-chemical parameters inherent to any natural system. As a consequence, it is hopeless to fully explore this aspect of basalt evolution with a single method : both experimental and empirical approaches need to be conducted simultaneously. Mantle sections of ophiolites offer a unique opportunity to observe the footprint of melt migration in the shallow mantle, and to catch some important aspects of the interplay between melt migration and petrological evolution. Field observations in ophiolites have been widely used to infer possible mechanisms and geometries of melt plumbing systems in the mantle (e.g. Nicolas, 1986). Field "evidence" is quite useful but of delicate interpretation. It is actually of limited use when not associated to a proper petrological characterization allowing us to estimate the physico-chemical conditions that prevailed during melt migration, to infer the composition of the parent melts, etc.... On the other hand, the tectonic setting of ophiolites is likely not the strict equivalent of any kind of present-day oceanic spreading center and this may be considered as another serious limitation to the usefulness of observations conducted there. Here again, petrology seems the best way to evaluate in what extent ophiolite data can be relevant to the general problem of basalt genesis in a spreading context, whatever the precise tectonic setting.

To characterize the nature of the melts that circulated in porous flow features and dykes is not trivial : they are filled with mineral assemblages that are, in most cases, cumulates rather than crystallized or "frozen" melts ; as a consequence, whole rock composition alone, primarily influenced by the modal proportions of the cumulate, is not of great help to unravel their history and an exhaustive petrographic and microprobe study is a minimum and unavoidable prerequisite to any reliable first order interpretation. More elaborated characterizations deserve trace element and isotope studies.

Papers dealing with the petrology of melt migration structures in mantle sections of ophiolites are quite few compared to the abundant literature devoted to other lithologies (residual peridotites, layered gabbros, lavas,...). The aim of the present paper is to partly fill this gap in our knowledge of the ophiolite record. We analyzed at the microprobe about 1,000 samples of mantle "dykes" sensu-lato (i.e. any macroscopic feature related to circulation of a silicate melt in the mantle harzburgites) collected all along the Oman ophiolite in order to characterize properly the nature of former melt channels in a "classical" outcrop of mantle rocks. This comprehensive survey allowed us to answer a few very simple questions on a statistically funded basis. What is the nature and diversity of these lithologies ? What is their relative abundance, their mutual relations and their distribution ? What are the implications of these data for the thermal structure of the shallow mantle beneath a spreading center ? What can we infer concerning the nature of their parent melts ? Are mantle dykes useful to constrain the tectonic setting and magmatic evolution of the Oman ophiolite ? What first order information concerning the interplay between melt migration and petrologic evolution can we extract from these data ?

B.3 Previous work

The Oman ophiolite became during the last two decades the best studied ophiolite in the world. In spite of that, among the 300 papers devoted to this ophiolite no comprehensive petrological study of the mantle dykes of Oman has been published up to now. We do not consider in this short review papers where melt migration features are described only for their orientations and field characters (e.g. Nicolas, 1986 ; Ceuleneer and Rabinowicz, 1992 ; Ildefonse et al, 1993 ; Jousselin et al, 1998 ; Nicolas et al, 2000),

our experience having shown that field lithological determinations are frequently misleading and, in the best case, not sufficient to draw any reliable petrogenetic but also tectonic conclusion concerning their origin.

The existence of mafic dykes associated to Oman 'serpentinites' was noticed by early surveyors (Carter, 1850; Pilgrim, 1908; Lees, 1928). They interpreted these features as resulting from a magmatic event unrelated to the crystallization of the ultramafic rocks, which, in some sense, is correct. In his pioneer petrological study of the Oman ophiolite, Reinhardt (1969), noticed that "eucritic gabbro" dykes cross cutting the peridotites are particularly abundant in a 500 m thick zone on the "ultrabasic side of the peridotite-gabbro contact", while ultrabasic rocks never occur as dykes in the layered gabbros. He used this - and other - argument to support his view of a recent (mid-cretaceous) intrusion of gabbroic magmas into a much older (pre-Permian) peridotitic igneous body. This picture may look somewhat naive today but Reinhardt successfully demonstrated that the peridotitic and gabbroic units cannot be interpreted in the frame of a single cumulate suite like in the volcano-pluton model, popular at that time, and so largely contributed to the development of modern concepts about the Oman ophiolite. Alleman and Peters (1972) completed the picture drawn by Reinhardt : they determined that peridotites were equilibrated at rather great depths ("mantle pressures") and described in the peridotite unit a wider diversity of "intrusive" lithologies; in addition to different kinds of gabbros, they reported occurrences of pyroxenites (including pyroxenitic bandings) and of more "evolved" intrusions (diorites-trondhjemites). They showed, in the northern part of the ophiolite, that the mantle dykes, whatever their composition, are not restricted to the neighborhood of the mantle/crust boundary as in Reinhardt's picture and interpreted these features in a modern way, i.e. as channels used by mantle partial melts to reach the surface. This way of thinking was followed by Boudier and Coleman (1981) and Gregory (1984) who documented, in the southern part of the ophiolite, the same field relationships as Alleman and Peters (1972), i.e. early websteritic dykes emplaced during or just after the high temperature plastic deformation of the mantle peridotites followed by the injection of gabbroic dykes of quite variable mineralogical composition (ranging from melano-troctolites to gabbronorites). On the basis of bulk rock major element data, Boudier and Coleman (1981) suggested that mantle dykes are products of flow crystallization of an olivine-poor tholeiite product of second stage melting of the residual peridotites quite different from the parent liquid of the crustal section assumed to be picritic. Gregory (1984) argued that the composition of the melts traveling through the mantle section was dramatically modified by reaction with the host peridotites so that it was hopeless to characterize simply their origin. PhD students from the Open University, whose results are summarized in Lippard et al (1986), refined the description and classification of mantle dykes : they showed that the abundant olivine gabbro dykes are equivalent to the layered crustal gabbros in terms of modal composition, order of crystallization and phase composition and deduced that they were issued from the same kinds of melts. They reported the existence of rare gabbronoritic dykes issued from an incompatible elements depleted source they attributed to late subduction zone magmatism.

Mantle dykes were never the main focus of these above mentioned studies and the conclusions drawn by these authors were based on a quite limited amount of analyzed samples. We started our systematic survey of Oman melt migration structures in the middle nineties. We initially focused on the Maqsad area (Fig. 1) where a fossil spreading center, including a zone of vertical mantle flow lines, was recognized on the basis of structural studies (Ceuleneer et al, 1988; Ceuleneer, 1991). The zone of vertical flow is known as the Maqsad 'diapir' but it is worth noting that the term diapir is misleading as it refers to the inferred upwelling mechanism rather than to the actual deformation pattern that is quite different from the one observed in 'true' diapiric structures like salt diapirs. The deformation pattern frozen in Maqsad is actually closer to the one expected in small scale convection currents (Rabinowicz et al, 1987; Ceuleneer and Rabinowicz, 1992). A first result was to show that the mantle dykes were not randomly distributed when referring to their modal composition, abundance and field characters. In the Maqsad area, we were able to map zones several kilometers in extent characterized by a dominant lithology. We recognized a zone centered on the Maqsad upwelling where the (largely) dominant melt-migration structures are constituted by rare ($\ll 1\%$ of the outcrop surface) dunitic-troctolitic porous flow channels and dykes, surrounded by a zone injected by abundant (about 1% of the outcrop surface) olivine gabbro

dykes evolving, away from the upwelling, to olivine gabbronorites with rare occurrences of oxide and hornblende bearing gabbronorites, and, further away from the upwelling, to a zone massively injected (> 10% of the outcrop surface) by pyroxenitic and gabbronoritic pegmatites (Ceuleneer et al, 1996; Amri et al, 1996). We attributed this zoning to the thermal structure of the mantle and of the melt plumbing system. Trace elements and isotopes allowed us to further characterize the parent melts and source of these cumulates (Benoit et al, 1996, 1999). The troctolite - olivine gabbro - olivine (± oxides and hornblende) gabbronorite suite has parent melts with MORB-like trace element compositions, consistent with the fractionation sequence, and isotope signatures in the range of Indian MORBs (Benoit et al, 1996). This conclusion is also consistent with the one of Kelemen et al (1995) who collected trace element data on dunitic porous flow channels and who concluded they were preferential drains for MORB-like melts. The pyroxenite-gabbronorite suite, presenting a more 'andesitic' fractionation sequence with early crystallization of orthopyroxenes, is issued from an extremely depleted mantle source contaminated with seawater (Benoit et al, 1999). Possible tectonic settings for the genesis of depleted magmas in Oman were discussed by several authors in the past (e.g. Pearce et al, 1981, Ernewein et al, 1988, Juteau et aj, 1988, Lippard et al, 1996) and more recently by Kelemen et al (1997), Koga et al (2001) and ourselves (Benoit et al (1999). We will come back on this issue below at the light of the present data.

Given the coherent distribution of melt migration structures in the Maqsad area, and the potentially useful informations their distribution and composition contain, we decided to extend our survey to the other ophiolitic massifs of Oman. We have conducted a systematic field, petrographic and microprobe study of the mafic dykes and porous flow structures cropping out in the mantle harzburgites of Oman. We have surveyed the various massifs comprised between wadi Fayd in the North and wadi Khabbah at the southeastern limit of the ophiolite (Fig. 1), i.e. a distance of about 350 Km roughly parallel to the average strike of the sheeted dyke complex (inferred azimuth of the paleo-ridge axis). The present paper is based on the microprobe study of about 800 samples we collected during a few recent field seasons (1997, 1999, 2000 and 2001) and integrates microprobe data we previously collected on about 200 samples from the Maqsad area that were never published in extenso before. We have not included in our survey the melt migration structures cropping out in the dunitic mantle/crust transition zone because the origin of this horizon (residual versus cumulative) remains controversial. By the same way, chromitites were not considered here because ophiolitic chromite ore bodies rise several very specific (still unanswered) petrogenetic questions that cannot be easily related to the general problem of melt migration in the mantle.

B.4 Field, petrographic and geochemical characters of the Oman mantle dykes.

Results of our field, petrographic and microprobe survey of Oman mantle dykes are presented in tables 1, 2 and 3. Table 1 is a list of the various (36) petrographic types existing in our sample population, with indication of abundances, grouping in lithological families, and caption of the symbols used throughout this paper. In Tables 2 and 3, we present the main characters of each of the 1,001 samples we analyzed at the microprobe : the coordinates of the outcrop, some field relationships (orientation, size, relation with the country rocks, etc...), a digest of the petrographic description (estimated modal proportions, textures) and the average phase compositions (major and minor elements determined at the microprobe). It is the data base we used to construct our diagrams and maps. So the reader has the opportunity to draw by himself other figures to study in more detail a given character, to focus on a given petrographic facies or to make a zoom on a specific area of the Oman ophiolite. This way of presenting the data, made possible thanks to the electronic publication system, allowed us to limit the amount of figures and to avoid tedious descriptions.

B.4.1 Rock names versus rock families

Classification is a problem encountered by all petrologists dealing with a large amount of samples. This is typically a matter of compromise between accuracy (each sample presents, to some degree, unique characters!) and the nature and complexity of the informations we hope to communicate in a synthetic way to the scientific community. Ideally, rock classification should be as close as possible to the classification proposed by the IUGG (e.g. Streckeisen, 1976). However, to apply blindly the recommendations of the IUGG, how useful they are to homogenize the language of petrographers, is not always the most appropriate way to "reduce" a data set. It may lead to miss some important characters of a rock suite - textural characters diagnostic of the crystallization order and some variations in phase proportions are not taken into account in the academic classification, although they may appear meaningful in the frame of a specific study - while arbitrary boundaries (at 10% modal abundance of a given phase for example) can be meaningless in term of petrogenesis and would lead to introduce "noise" in the data. Accordingly, we would like to make a clear distinction between nomenclature and grouping. As far as we are concerned with rock names, we will stay as close as possible to the Streckeisen (1976) classification. However, we will not strictly follow this classification to group our samples in "rock types" themselves grouped in a limited amount of families. This grouping is a fundamental stage of the study because it conditions largely the inferences that we will be able to draw from maps and geochemical chemical plots.

B.4.2 Lithological diversity

Based on modal and textural criteria, we have identified, among our sample population, 36 rock types and have grouped 30 of them in 5 major lithological families (Table 1). Most (> 90%) of Oman mantle dykes are pyroxenites or gabbros, as concluded by previous workers. Our systematic survey has shown, however, that the broad and loosely defined "gabbros" include actually three important (in terms of number of samples) lithological families we have called troctolites, olivine gabbros and gabbronorites, reminding that the olivine gabbros family, for example, includes other rock types than strictly defined (Streckeisen, 1976) olivine gabbros (see Table 1). The distinction between these families is not a matter of subtle, random or meaningless variations in modal proportions : although generally confused on the basis of field description alone, each family presents contrasted and specific mineralogical, textural and field characters diagnostic of their conditions of crystallization and/or of their parent melts.

The rocks from the troctolites family are characterized by the absence of cumulate clinopyroxene (Fig. 2 (b) and 3) ; clinopyroxene may be present as irregular veins of poecilitic (i.e. post-cumulus) crystals (Fig. 3 (c) and (d)) and may appear abundant at the scale of a thin section (Fig. 3 (d)) but it remains a minor component at the scale of a dyke or of a porous flow channel. The modal proportions, although variable, present a well defined peak at values of about 25% olivine and 75% plagioclase (Fig. 4). Although the crystallization of olivine and plagioclase appears largely contemporaneous, when an order of crystallization can be determined, plagioclase is generally the earliest phase : euhedral to subhedral plagioclase crystals, ranging in size from about 0.1 mm to a few mm, exceptionally 1 cm, are included in more irregular olivine crystals (Fig. 3 (b)). Troctolites present frequently medium grained mosaic textures with triple junctions at 120° diagnostic of sub-solidus grain boundaries readjustment and of textural equilibrium. When this is the case, the contact between olivine and plagioclase is generally underlined by a thin reaction rim made of pyroxene (both clinopyroxenitic and orthopyroxenitic rims can occur within a single thin section, see Fig. 3 (b)). This recrystallization is not related to shear deformation.

The olivine gabbros family constitutes another homogeneous group of rocks characterized by the co-precipitation of olivine, plagioclase and clinopyroxene. Co-precipitation is deduced from the adcumulate texture and from the subhedral to anhedral character of these three minerals, although clinopyroxene presents in many samples a more interstitial character than plagioclase and olivine (Fig. 5 (b) (c) and (d)), some samples being transitional, in terms of texture, with Cpx-troctolites. Modal proportions are quite variable from one dyke to the other but, here also, a more frequent modal composition can be defined unambiguously (Fig. 6) : 50% plagioclase, 15% olivine and 35% clinopyroxene. About one fifth of

the rocks from the olivine gabbros family are actually olivine gabbronorites, containing interstitial, post-cumulus orthopyroxene in minor amounts (typically between 5 and 15%, reaching rarely 20%) ; olivine gabbros or gabbronorites with significant amounts ($> 5\%$, Fig. 5 (c) and (d)) of amphibole and/or oxides (ilmenite, hematite and magnetite) are quite uncommon. The texture and grain size of olivine gabbros are generally homogeneous within a single dyke, fine grained to medium (a few hundred microns to one or two millimeters) adcumulates being the most frequent (Fig. 5). Coarser grained olivine gabbros do exist but are uncommon. Olivine gabbronorites are among the finest grained rocks from the olivine gabbros family, some samples having a texture approaching the one of dolerites.

The rocks from the gabbronorites family, present contrasted characters with the olivine gabbros and troctolites. Orthopyroxene is a major (up to 40%) cumulus phase that appeared early in the crystallization sequence (Fig. 7 (b) and (d)) while clinopyroxene and plagioclase may present post-cumulus characters. Clinopyroxene is totally absent in about 10% of the samples from this family (they are, actually, norites, see Fig. 8). Olivine is rarely present and, when present, $< 15\%$, but amphibole (hornblende to pargasite) is not uncommon as a late interstitial mineral (Fig. 7 (d)), frequently epitactic on pyroxenes. When the entire family is considered, modal proportions are quite variable and the definition of an average or of a more frequent composition looks a meaningless exercise. When the gabbronorite type only is considered (excluding the olivine gabbronorites and the norites), the more frequent phase proportions are : 50% plagioclase, 25% clinopyroxene and 25% orthopyroxene (Fig. 8). Textures are also quite variable in this family, even at the scale of a single dyke : they range from fine grained adcumlates to pegmatites, "giant" crystals (up to several tens of cm, Fig. 7 (c)) being quite common. Harrisitic growth on the inner dyke walls results frequently in dykes that are coarse grained on their margins and fine grained in their center. Grain size layering parallel to the dyke walls is frequently observed and can be interpreted in terms of multiple intrusions within a single crack. It is rather common to observe in gabbronorites porphyroclastic to mylonitic textures, especially in the amphibole and/or oxide rich gabbronorites, (Fig. 7 (e) and (f)), while this type of (relatively) low temperature - high stress deformation texture is virtually absent in samples of troctolites and olivine gabbros.

Rocks from the pyroxenites family range in composition from clinopyroxenites (rocks made of 100% clinopyroxene are not uncommon) to orthopyroxenites (up to 98% orthopyroxene, orthopyroxenites totally devoid of clinopyroxene or olivine have not been observed). In terms of modal composition, there is a perfect continuum between clinopyroxenite and websterites made of 50% clinopyroxene and of 50% orthopyroxene, while compositions intermediate between these websterites and orthopyroxenites are uncommon (Fig. 10). Clinopyroxenites are four times as abundant as orthopyroxenites (Fig. 10 and Table 1). Most of the pyroxenites are devoid of olivine ; in other words wherlitic lithologies are uncommon among mantle dykes of Oman. Although there is no true compositional gap between the pyroxenites and the gabbronorites, some samples can be described as "pyroxene-rich gabbronorites" or "plagioclase-bearing websterites", these transitional samples remain uncommon (Fig. 2). Textures of pyroxenites are similar to those described in gabbronorites, ranging from coarse grained to pegmatitic with a frequent overprint of high stress deformation (Fig. 9 (c) (e) and (f)). However, contrasting with the gabbronorites, textures are rarely mylonitic. There is no marked contrast, in terms of modal composition, between pyroxenites layerings and discordant pyroxenitic dykes, although the modal composition of layerings with diffuse contacts with the host harzburgites cannot be defined unambiguously.

Other lithologies observed in mantle dykes of Oman belong essentially to a suite ranging in composition from diorites (frequently transitional with amphibole bearing gabbronorites) to more felsic rocks like tonalites-trondhjemites. Granites do occur but are rather uncommon. Although frequently reported in previous field descriptions, diabase dykes (i.e. frozen melts) are extremely uncommon. Such lithologies do exist in rare places but numerous reported occurrences are actually chloritites resulting from total alteration of previous troctolites or gabbros. We have also put in evidence a type of mantle dykes, not described in previous studies, made of pure diopside (locally associated to pure anorthite or pure forsterite) with texture reminiscent to skarns and that we attribute to very high temperature hydrothermal alteration (Python and Ceuleneer, in prep).

B.4.3 Mineral composition

In order to further characterize the mantle dykes of Oman, we have systematically analyzed the main mineral phases for major and minor elements with the Cameca SX50 microprobe from Toulouse University. Analytical conditions are given in the caption of Table 3. Given the amount of samples we planed to analyze we had to restrict the total number of analyses to a maximum of about 40 points per thin section, i.e. from about 5 to 10 points for each mineral phase. We have frequently checked the homogeneity of chemical composition within a single thin section and within a single mineral. Apart from felsic lithologies where plagioclase presents a marked compositional zoning, the variations of concentrations in a single thin section and, a fortiori, in a single mineral are within the analytical errors : accordingly, the average values calculated on a sample by sample basis, reported in Table 3 and plotted in figures are largely significant. This is consistent with the conclusions of Coogan et al 2000 who have shown that major elements in oceanic gabbros are largely insensitive to complex processes associated to the circulation of late or post-cumulus liquids. When present, minor phases like ore minerals (sulfides, chromites and other oxides, etc...) have been analyzed to determine their precise nature (see Table 2), but variations in their compositions will not be discussed in the present paper.

Mineral compositions present marked but not random variations : the compositional fields and trends appear largely consistent with the classification into rock types and families we have proposed on the basis on petrographic observations alone, that is so justified a posteriori. Moreover petrographic determinations of the modal composition, order of crystallization and texture have shown that there is a closer affinity between rocks of the gabbronorites and pyroxenites families than between gabbronorites and the other gabbroic lithologies. On the other hand, some rocks from the troctolites family present clearly transitional characters with rocks from the olivine gabbros family, allowing us to infer some genetic links between these families. Accordingly, we can schematically group our lithological families into two "super groups". Rocks from the diorite - tonalite family appears, in that respect, closer to the pyroxenite-gabbronorite kindred than two the troctolite-olivine gabbros. These preliminary conclusions justify the grouping we made in some of the following chemical diagrams.

Forsterite content of olivine ranges from about 92 to 70 in both super groups while the Mg/(Mg+Fe) (mgn) of pyroxenes shows a more pronounce variation range in the gabbronorites family (50 to 90). Fo and *mgn* are remarkably well correlated (correlation coefficient close to 0.95). The less magnesian gabbronorites are devoid of olivine (Fig. 11). The NiO content of olivine and the Cr2O3 content of clinopyroxene are largely correlated to the Fo content and to the Mg number. These minor elements present a rather abrupt decrease as the Mg/(Mg+Fe) ratio departs from "primitive" values (i.e. Fo or *mgn* close to 90, see Fig. 12 and 13). In both super groups, a contrast exists between a rather primitive family (troctolites and pyroxenites respectively) and a more evolved family (olivine gabbros and gabbronorites respectively), consistent with crystallization order deduced from petrographic observations. In terms of Fo, troctolites are extremely homogeneous (variations are in the 88-92 range), the troctolites with poecilitic clinopyroxene being, on average, slightly more ferric. Olivine gabbros present a well defined preferred Fo around values of 82-86 Fo, the number of samples decreasing rapidly as the Fo decrease. The uncommon very evolved olivine gabbros content generally amphibole. However, evolved and primitive olivine gabbronorites are equally abundant. Pyroxenites are always rather primitive in terms of *mgn* (that is never less than 80), but there is no as well defined more frequent value as in the troctolites and olivine gabbros families. By the same way, gabbronorites are very scattered in terms of mgn, a poorly defined more frequent value being observed for values comprised between 70 and 80.

The Al2O3 content of pyroxenes is rather contrasted from one family to the other (Fig. 14). The main feature is the low Al2O3 content of pyroxenes from the pyroxenite family compared to the pyroxenes from the cpx-troctolites and olivine gabbros having the same mgn. Most of the clinopyroxenes from the pyroxenites and gabbronorites families have Al2O3 contents lower than 2%, higher values concerning essentially the pyroxenitic layerings, this content is generally higher than 2% in cpx-troctolites and olivine gabbros. There is no marked evolution of the Al2O3 content of pyroxenes with the mgn.

The TiO2 content of clinopyroxenes is another element presenting well defined variations from one

family to the other (Fig. 15) : in pyroxenites, this value is remarkably low, generally below the detection limit (about 0.12%). In the gabbronorites family, a slight increase with decreasing *mgn* from values of 0.15% to 0.25% is observed. The behavior of Ti in the troctolites and olivine gabbros families is quite different. Primitive cpx-troctolites present a wide scatter in TiO2 content, from values below the detection limit to about 0.3%, while the TiO2 content of clinopyroxenes in olivine gabbros increases abruptly to values of 0.8% for a slight decrease of the mgn. The behavior of Na in clinopyroxenes largely mimics the one of Ti (see Fig. 16).

The An content of plagioclase is certainly the chemical parameters that is the more consistent with our grouping in rock families : the variation diagram where An is plotted as a function of the Mg/(Mg+Fe) of coexisting ferromagnesian minerals (Fig. 17) show that troctolites and olivine gabbros families, in one hand, and gabbronorites, on the other hand, define extremely contrasted differentiation trends. Gabbronorites are remarkably An-rich, An being always higher than 85%, and higher than 90% in most of the samples. No global decrease of the An content with the Mg/(Mg+Fe) is observed, in spite of the wide variation range of this late parameter in the gabbronorites family. In the troctolites family, An content reaching 85 are observed only for the more primitive samples. Actually, the scatter in An content of plagioclases from troctolites is huge, varying from 70 to 90. An content shows a vague tendency to decrease with decreasing Mg/(Mg+Fe) in the cpx-troctolites and olivine gabbros, but the main conclusion is that there is, globally, no correlation between these two parameters.

B.4.4 Field characters and distribution

The distribution of the various mantle dyke lithologies in the Oman ophiolite is reported on the map of Fig. 18. Typical field characters of these dykes are illustrated on several photographs (Fig. 3-5-7 and 9). Relations between mafic cumulates and their host mantle harzburgites are in most cases well cut, cumulates having crystallized between two parallel surface of variable spacing. Dyke tips (e.g. Rubin, 1995) are frequently observed and indicate that dykes are former, generally upward, propagating cracks. The generic name of "dyke" given to mantle cumulates refers to these field relations and, implicitly, to a brittle emplacement mechanism. Diffuse relations with the host harzburgites are also observed from place to place ; in that case, a transition exists between the mafic cumulates and the host harzburgites where cumulate crystals are interstitial between residual crystals ; this texture is generally attributed to former intergranular percolation of the melt in the host peridotites, generally accompanied by partial dissolution of the residual orthopyroxene leading to "depleted" margins that can evolve to dunites (Kelemen et al, 1995) ; the strong heterogeneity of the cumulate crystals concentrations in the case of diffuse structures evokes channelized rather than homogeneous porous flow (see Ceuleneer and Rabinowicz, 1992, Kelemen et al, 1995, Ceuleneer et al, 1996). In the case of gabbroic cumulates, the distinction between the residual host rock and the cumulate crystals is relatively easy to draw as the residual mantle rocks of Oman are devoid of plagioclase and virtually devoid of clinopyroxene. However, the distinction is much more tricky, generally impossible on the base of field observation alone, in the case of olivine or orthopyroxene rich cumulates.

The present study has confirmed an observation we made in the Maqsad area, that the troctolites family is the only lithological family where diffuse relationships (Fig. 3 (a)) between cumulates and the host mantle peridotites are commonly observed. We have attributed this to the fact that the ductile/brittle transition for melt migration occurs, in the shallow mantle, at a temperature of about 1200°C, i.e. within the crystallization field of troctolites (Ceuleneer et al, 1996). The unexpected fact that the present study has put in evidence is that the central part of the Maqsad paleo-upwelling is the only area in Oman where troctolites with diffuse relationships constitute the dominant melt migration feature. Our survey has shown that the troctolites "domain" of Maqsad can be followed northwestward in the Nakhl area and southeastward in the Samad area : troctolites occur in a 80 Km long corridor whose orientation is strictly parallel to the strike of the sheeted dyke complex in that area (i.e. N130°E) and whose width reaches a maximum of about 10 km in the Maqsad area, narrowing slightly to the NW and to the SE. Outside

Maqsad the troctolites occur generally in dykes, associated to olivine gabbro dykes. While the troctolites dykes are generally rather thick (one to a few meters) and isolated, olivine gabbros occur more frequently in groups, or "swarms" of parallel dyke a few centimeters to a few decimeters thick (Fig. 5 (a)). Olivine gabbro dykes have a preferred orientation parallel (in terms of strike and of dip) to the local orientation of the sheeted dyke complex and were thus emplaced in a regime of pure extension (see Fig. 19). While depleted margins are common in the case of troctolite dykes, such features are rarely observed in the case of gabbro dykes, and harrisitic growth on their inner wall is not frequent.

At the scale of our global map (Fig. 18), the distributions of troctolites and olivine gabbros families cannot be distinguished, confirming the deduction from petrographic and microprobe study that these two families are genetically related. Another unexpected conclusion of our survey is that the occurrences of olivine gabbros are not so common in the Oman ophiolite. Apart from the large corridor centered on Maqsad, olivine gabbros constitute the dominant dyke lithology (associated to minor troctolites) in a few other places only, essentially a zone parallel to the Maqsad corridor, about 20 Km to the northeast of this one, going from the Kahwad massif to the south of the Wadi-Tayin massif, and a zone of smaller extent (about 15 Km) centered on the wadi Hilti in the northern part of the Oman ophiolite.

Rocks from the pyroxenites and gabbronorites families are generally associated in the field, although either pyroxenites or gabbros are generally dominant in a given area. The frequently reported distribution of pyroxenites and gabbros according to paleo-depth is not supported by our observations : there are area where pyroxenite dykes are observed up to Moho levels while gabbronorites may cross cut deep horizons of the mantle section. Like in the troctolites-olivine gabbros kindred, this association confirms the likely common origin of pyroxenites and gabbronorites families. Cumulates from these families occur always as dykes or as "intrusions" (i.e. irregular bodies reaching a few hundred meters in extent). Dyke thickness is extremely variable, ranging from a few centimeters to more than 10 meters (Fig. 7 (a)). Wall rock reaction, leading to the development of depleted to dunitic margins is not uncommon at the margins of pyroxenites, and is commonly observed in the case of pyroxenite layerings, but is not observed in the case of gabbronorites. Harrisitic growth on the inner dyke walls is the rule in these families, and dykes are frequently composite. They may contain xenoliths of harzburgites. Abundance and thickness of pyroxenite and gabbronorites dykes is quite variable. Interestingly, the pyroxenite-gabbronorites pegmatites reach their maximum abundance in the vicinity of the domains occupied by troctolites and olivine gabbros. This is the case all along the Maqsad corridor, whose periphery is massively injected by pyroxenites and gabbronorites (see also Amri et al, 1996 and Ceuleneer et al, 1996), but also around the olivine gabbros area of wadi Hilti. Conversely, in other massifs, like the Rustaq and Sarami area, abundance of pyroxenites and gabbronorites is not exceptionally high, although these lithologies are always present. The orientation of pyroxenite and gabbronorite dykes appear much more random than in the case of troctolites and olivine gabbros, and are generally unrelated (at least not parallel) to the one of the sheeted dyke complex. The dip of these dykes can be particularly shallow. It is frequent to observe, at the scale of an outcrop or of an area, two preferred (conjugated ?) orientations.

B.5 Discussion

B.5.1 Parent melts of Oman mantle cumulates

A major result of our survey is that mantle dykes of Oman belong to two main groups or "suites" that appear extremely contrasted in terms of all the analyzed characters : field relations and textures, modal composition and order of crystallization, and chemical composition. This implies that the parent melt(s) of these two cumulate suites had contrasted compositions but also that the physical conditions during emplacement were different.

"MORB" suite

In terms of modal and chemical composition and of order of crystallization, the troctolites and olivine gabbros families present the characters predicted for cumulates issued from fractional crystallization of a standard primitive MORB (e.g. Grove et al, 1992) : troctolites correspond to cumulates issued from the most primitive known mid-ocean ridge basalts (mgn around 70, e.g. Presnall and Hoover, 1997) : the most frequent modal proportions (25% olivine and 75% plagioclase) are those determined for the olivine + plagioclase cotectic, i.e. high temperature ($> 1190°C$) cotectic of olivine tholeiites similar to MORBs ; the fact that plagioclase seems to be the (slightly) earliest crystallizing phase implies low crystallization pressures ($\ll 0.5\ MPa$) and a relatively Al-rich parent melt, similar, for examples, to those inferred for the MORBs of the MARK area and other locations where highly plagioclase phyric basalts have been sampled. Experiments of low pressure fractional crystallization of MORBs predict that clinopyroxene joins plagioclase and olivine in the crystallization sequence after a moderate ($< 25\%$) degree of fractional crystallization, i.e. for a slight temperature decrease, which is consistent with the transitional character between troctolites and olivine gabbros and with the fact that, on average, olivine gabbros have slightly lower Fo content than troctolites, and Cpx-troctolites intermediate values ; here also the 3-phases cotectic proportions determined for low pressure crystallization of MORBs (50% Plg + 15% Olv + 35% Cpx ; Grove et al, 1992) are consistent with the more frequent modal content of olivine gabbro dykes.

Gabbroic cumulates sampled in tectonic windows along present-day ocean ridges present generally well defined differentiation trends in a given location, although these trends can be quite variable from one location to the other. In Fig. 20, we have compared the variations of An and TiO2 contents according to *mgn* of Oman mantle to the same variations in several occurrences of oceanic gabbros. It appears that the variation fields of Oman mantle dykes from the MORB suite encompass the field of oceanic gabbros in terms of variations of An and TiO2 for a given mgn, although oceanic gabbros are, on average, more evolved in terms of mgn. This points to the extreme variability of Oman mantle dykes in terms of incompatible elements content.

The similarity between melts in equilibrium with the troctolite-olivine gabbro cumulates and actual MORBs is also largely confirmed on Fig. 21 for characters as different as mgn, TiO2 and Ca/(Ca+Na). Of course, in spite of common characters, these melts still present wide geochemical variations, not necessarily related to a simple fractional crystallization process (i.e. not strictly correlated to mgn). Compatible major and minor elements trends (Fo and Ni in olivine, *mgn* and Cr in pyroxenes) inside each family and from one family to the other are broadly consistent with fractional crystallization as a major process accounting for the geochemical variability of the Oman mantle dykes. However, it is worth to note that a rather strong dispersion in the Ni and Cr contents exists since the most primitive (in terms of Fo or mgn) terms, implying heterogeneity of the parent melts ; this variability can result from melt rock interaction. On the other hand, the fact that the correlation between mineral composition and mineral content is not perfect can be interpreted either as heterogeneity in the major element composition of the parent melts or as the fact that cumulates do not result from pure fractional crystallization. For example, the fact that the crystallization of interstitial orthopyroxene is not restricted to the more evolved olivine gabbros may result from heterogeneity in Si/Mg ratio of the parent melt or from the fact that some rocks are not pure adcumulates (problem of trapped melt) ; however, the excellent correlation between Fo and *mgn* (Opx) lead us to favor the hypothesis of heterogeneity of the parent melt composition. An answer to this question requires trace elements studies. By the same way, although most of the olivine gabbros have more evolved phase composition than the troctolites, some olivine gabbros are more primitive than some troctolites ; these cumulates cannot, strictly speaking, be derivative from exactly the same melt. Accordingly, even if we can speak of a MORB-like parent melt, it remains that in each mantle dyke or porous flow channel, a liquid has circulated that was not strictly equivalent to the one that circulated in its neighborhood.

"Depleted" suite

The parent melt of our second cumulate suite can be characterized as follow : it was richer in SiO2 than standard MORBs, likely closer to quartz tholeiites or even andesites (SiO2 in the range of 55%, in order to account for early and abundant crystallization of orthopyroxene); this melt was depleted in incompatible elements like Na and Ti, (and also in incompatible trace elements like the LREE, Benoit et al, 1999) to such a high degree that it calls for ultradepletion of the mantle source itself; depleted peridotites left after MORB extraction are the best candidate for the source of these melts. The very low Al2O3 content of both clino- and orthopyroxenes in pyroxenites from this suite allows us to rule out a popular previous interpretation of pyroxenites as high pressure cumulates from a MORB-like melt, equivalent to the parent melt of the gabbros. The case of pyroxenitic layering is more ambiguous in this respect as they appear, on average, richer in Al2O3. Unfortunately, due to their early crystallization and transposition by solid state deformation, their origin remains more obscure.

The comparison between the inferred parent melts of our depleted suite and magma types actually erupted at the earth surface is less straightforward than in the case of the MORB suite. At least can we demonstrate that it has not a lot of characters in common with MORBs, the contrast between liquids in equilibrium with our depleted cumulates and present-day MORBs being well illustrated in Fig. 21. By the same way, Oman dykes from the depleted suite differ from actual oceanic gabbros (Fig. 20) in terms of differentiation trends in mgn-An and mgn-TiO2 variation diagrams, apart from the gabbronoritic cumulates of ODP Site 334 that are closer to Oman depleted cumulates than to cumulates from the MORB suite, particularly in terms of TiO2 content.

A boninitic kindred has been proposed for pyroxenite dykes from other ophiolitic massifs (e.g. Varfalvy et al, 1996 This seems unlikely in the case of Oman as the parent melt of our pyroxenite - gabbronorite suite was poor in MgO, as attested by the uncommon occurrence of cumulate olivine in this suite. We will come back on the possible origin of these cumulates below.

B.5.2 Focused MORB delivery in the crustal section

Most of the crustal section of the Oman ophiolite is made of cumulates issued from fractional crystallization of a MORB-like melt (e.g. Pallister and Hopson, 1981; Browning, 1982; Ernewein et al 1988; Juteau et al, 1988; Korenaga and Kelemen, 1997, MacLeod and Yaouancq, 2000). Exceptions concern some rare gabbronoritic layered cumulates ascribed to crystallization of andesitic melts in a starving magma chamber (Lachize et al, 1996) and the common so called wherlitic intrusions of still discussed origin (e.g. Ernewein et al 1988; Reuber, 1988; Koga et al, ,2001) that have no counterpart in mantle dykes lithologies, as we have shown in the present study. On mgn-An and mgn-TiO2 variation diagrams (Fig. 22) it appears that there is no marked difference between our mantle cumulates from the MORB suite and crustal cumulates, the main difference being the degree of differentiation that can be more pronounced in the case of crustal cumulates. So it seems justified to propose that the crustal section of Oman was fed with melts that circulated through the porous flow channels and dykes where cumulates from the MORB suite did crystallize.

We have seen that such fossil conduits for MORB melts occur only in some specific areas of the Oman mantle section, the largest one being a 80 km long lens shaped corridor reaching a maximum width of about 10 km in the Maqsad area. Globally, we estimate that former conduits for MORBs crop out on a quarter only of the mantle section presently exposed in Oman. This conclusion seems to contradict the fact that most of the crustal section crystallized from MORB like melts. This paradox can concern large (massif wide) scales as in a massif like the Rustaq (about 60 Km in length), the mantle section is devoid of dykes from the MORB suite while the overlying crustal section is made essentially of MORB cumulates.

A way to account for this paradox is to invoke focused or episodic (or both) MORB delivery into the crust. Focusing may imply lateral melt movement in the frame of rather uniform mantle flow or focusing

of the mantle flow itself. Keeping in mind that observations conducted in Oman concern the shallowest parts of the melt drainage system (the few uppermost kilometers at most), we can draw the following conclusions relevant to this problem. About 75% of the Oman mantle section appear devoid of any footprint of MORB migration. Conversely, we can observe there evidence for crystallization of a depleted melt. The mantle was much cooler than this melt at the time of its emplacement and crystallization; certainly above 400°C (frozen melts and/or dykes with chilled margins are extremely uncommon) but certainly well below solidus temperatures as shown by evidence for rapid crystal growth on the dyke walls (pegmatites, etc...). Fluids played also an important role in the development of these textures, as attested by the ubiquitous association of amphiboles with the last stage of crystallization of the pegmatites (amphibole rims epitactic on pyroxene crystals). When affected by shear deformation, which is rather common, grain size reduction occur without significant change in mineral assemblage and chemistry, i.e. in high grade conditions (above amphibolite facies conditions). Although there is no experimental or theoretical data to quantify precisely the temperature of the wall rock during crystallization of these pegmatites, temperatures comprised between 800°C and 1000°C are probably good estimates. On the other hand, these structures are not transposed by high temperature plastic flow and were emplaced at the place where we can observe them presently, i.e. not far from the Moho (reaching Moho level in many places, actually). Accordingly, we infer that the tectonic setting for the emplacement of the depleted suite did correspond to the base of a shallow lithospheric lid, partly altered by hydrothermal fluids.

The emplacement and crystallization textures of mantle cumulates from the MORB suite have nothing in common with the above described textures. Troctolites present frequently evidence for crystallization in former porous flow channels; moreover, cumulate textures imply that they emplaced in a mantle that remained sufficiently hot (very close to magmatic temperatures, i.e. about 1200°C) during a sufficient amount of time (here also, this parameter is impossible to quantify) to allow extraction on long distances (up to several kilometers) of the melts left after crystallization of the cumulates and to allow the development of coarse grained mosaic and of coronitic textures requiring efficient diffusion, i.e. high temperature and time. This lead us to propose that the troctolites outcrop in "asthenospheric windows" widely "open" in the case of Maqsad (where the asthenospheric mantle reached Moho level) and less developed in the case of other occurrences of troctolites like in the wadi Hilti area. Olivine gabbro dykes emplaced in a still very hot mantle at the immediate vicinity of these asthenospheric windows. In other words, this would imply that MORB delivery is focused in some areas where the asthenospheric mantle has made its way through a thin lithospheric lid. The parallelism of olivine gabbro dykes with the sheeted dyke complex, and the extreme elongation of the Maqsad corridor along this same direction, shows that this asthenospheric upwelling occurred in an extensional, i.e. spreading, setting. An asthenospheric "diapir" would thus be able to feed the crust on an area much larger than its own size.

B.5.3 Influence of melt migration on MORB composition

In this section we discuss briefly a few implications of the compositional variability of the mantle cumulates from the MORB suite for the interplay between melt migration and petrological evolution. These aspects will be developed further in another paper.

Fractional crystallization in the melt drainage system

MORBs present a wide range in Mg/(Mg+Fe) ratio (mgn) classically attributed to fractional crystallization in a crustal magma chamber. The view that mantle dykes (lato sensu) fed these magma chambers with primitive melts (melts in equilibrium with mantle peridotites, i.e. mgn of about 0.72) is also very popular and attributable to the same paradigm. It is true that primitive MORBs are rarely erupted on the seafloor (see Fig. 21). When compared to the mgn of the liquids in equilibrium with mantle troctolites (stricto sensu, i.e. troctolites with no interstitial Cpx), it appears that the most primitive (and very uncommon) samples from the MORB population have an mgn corresponding to the most frequent mgn

of the liquid in equilibrium with our troctolites. Conversely, equilibrium liquids with olivine gabbros and Cpx-troctolites cumulates present a distribution of their mgn that is remarkably similar to the one of MORBs : olivine gabbros correspond to liquids slightly more primitive than MORBs (more frequent mgn of 0.62 compared to 0.58 for MORBs) ; however, extremely evolved liquids ($mgn < 40$) are never observed in Oman mantle cumulates while such liquids, although not very abundant, can be erupted in the oceans and are in equilibrium with crustal ferro-gabbros frequently described in the present day oceans (e.g. Dick et al, 1991 ; Ross and Elthon, 1997).

We interpret these very simple observations in the following way : as long as they migrate in a network of porous flow channels, primitive liquids have a very low probability to be extracted from the mantle and an even lower probability to reach the surface ; the transition between porous flow channels and dykes occurs close to the transition between the two-phase cotectic (ol+plg) and the three-phase cotectic (ol+plg+cpx, Ceuleneer et al, 1996), so when they become able to migrate quickly to the surface, the liquids are already fractionated to some degree. As the dykes form at the base of the lithosphere, liquids traveling into them will cross a tight thermal gradient and will continue to fractionate before reaching the crust. Fig. 21 (a) shows that the average differentiation state of melts that traveled into olivine gabbros dykes of Oman is very close to the average differentiation state of erupted MORBs. This unexpected result may imply that an important (major ?) part of the fractionation of MORBs can occur inside the mantle, and not inside crustal magma chambers. So we conclude that melt migration may control to some degree the composition of erupted MORBs, as far as compatible elements are concerned.

Mixing of melt fractions in the melting region.

Another paradigm concerning MORB petrogenesis, is that melt migration is able to average efficiently the incremental melt fractions produced at various depths in the melting region (e.g. Langmuir et al, 1992 and many other references). Among the major elements incompatible during partial melting of mantle peridotites, Na is the more frequently used to infer the melting degree of MORBs (Klein and Langmuir, 1987). Melts issued from low degree melting of fertile lherzolite, at the base of the melting region, have a higher Na concentration than melt fractions produced higher up in the melting region, as the mantle is progressively depleted in Na as partial melting progresses. If these melt fractions were efficiently mixed at the top of the melting column, melts migrating at shallow depths in the mantle (like those studied here) would have a rather homogeneous Na content. Variations in Na/Ca of the primitive melts that migrated in the shallow mantle of Oman can be estimated from the An content of plagioclase of the troctolites. We see (Fig. 17) that the variations of this parameter are huge, An content decreasing abruptly (from 90 to 65) for a minor decrease of Fo (from 90 to 88). Following Meyer et al (1989), we think that this trend corresponds to a partial melting trend and that the troctolites cropping out in Oman are issued from incremental melt fractions extracted from various levels of the melting column. There is no systematic variations of An content according to the location, two close spaced (a few hundred meters) troctolite porous flow channels or dykes can have very contrasted An contents. Also, there is no relation between the An content of troctolites and their mode of occurrence (dyke versus porous flow channel), indicating that melt rock reaction was likely not the process governing variations in An.

An content of plagioclase is of course very sensitive to crystallization conditions, especially to parameters like the water content, and thus of delicate interpretation. By the same way, variations in An content of plagioclase could reflect variations in other elements than Na like Ca and Al, although the concentrations in these elements is expected to be less variable than the one of Na in primitive melts. Fortunately, similar conclusions concerning the large scatter, for a given mgn, in incompatible elements concentrations of the equilibrium melts with Oman mantle cumulates can be deduced from an independent observation : the Na and Ti content of clinopyroxenes (Fig. 21), and from trace element data (like the La/Yb ratio, Benoit et al, 1996). Accordingly, we think that the large variations in the An content of plagioclase in our primitive troctolites is primarily related to the Na concentration in their parent melts. We conclude that the mixing of incremental melt fractions in the melting region is rather limited.

B.5.4 Tectonic setting of the Oman ophiolite : the mantle dykes perspective.

The tectonic setting of the Oman ophiolite (back-arc versus mid-ocean ridge) is eagerly debated since more than 30 years ((e.g. Welland and Mitchel, 1977 ;Coleman, 1981, Alabaster et al, 1982, Nicoals, 1989), but is still unanswered. Mantle dykes alone will certainly not bring a definite answer to this question but at lest can we add some new pieces of evidence to feed the controversy.

We have seen that two well defined and contrasted magma suites emplaced in mantle harzburgites of Oman. One, with "andesitic" characters is almost ubiquitous and is most likely issued from hydrated melting of depleted harzburgites. The other one has a parent melt that presents all the characters of primitive mid-ocean ridge basalts but occurs only in some restricted areas of Oman (globally less than 25% of the surface of the mantle section).

We might be tempted to use this evidence to support the hypothesis of an arc setting for the Oman ophiolite. In that frame, area where the MORB suite crops out could be interpreted as evidence for opening of small marginal basins where petrogenetic processes and the mantle source (partial melting of spinel lherzolites not contaminated by fluids) were the same as below mid-ocean ridges.

Things are not so simple, unfortunately. The main problem is that cumulates from the depleted suite are rarely present in the Oman crust itself, apart from rare occurrence reported by Amri et al (1996) and the so called Cpx-phyric and Alley volcanics (Alabaster et al, 1982), attributed to a late (V2) magmatic event by (Ernewein et al, 1988). It would be surprising that, in a back arc spreading context, the major magma type cross cutting the mantle section has no major counterpart in the crust. On the other hand, although they are uncommon, gabbronoritic cumulates similar to cumulates from our depleted suite has been described in the present day oceans in a pure ocean ridge context (ODP Site 334, off the Mid-Atlantic Ridge ; e.g. Ross and Elthon, 1993). Such depleted liquids are also known as inclusions in phenocrysts of mid-oceanic basalts (e.g. Sobolev and Shimizu, 1993). Liquids with highly depleted incompatible elements compositions but higher SiO2 content than MORB do form in a mid ocean ridge context, even if they are never erupted.

Another observation relevant to the possible origin of the depleted suite is that, the occurrences of Oman depleted cumulate are not totally unrelated to the occurrences of mantle cumulates from the MORB suite : pyroxenites and gabbronorites pegmatites are more abundant at the immediate periphery of "asthenospheric windows" defined by the occurrences of troctolites and olivine gabbros. This is very spectacular around the Maqsad area where the peridotites are invaded by giant intrusions of depleted cumulates (see also Amri et al, 1996 ; Benoit et al, 1999).

Accordingly we propose the following scenario for the genesis and emplacement of mantle cumulates in Oman. Hot mantle upwellings made episodically their way through an axial lithospheric lid. Temperature increase in these hydrated and depleted peridotites triggered their remelting, water decreasing markedly the solidus temperature (down to possibly 900-1000%C, e.g. Wyllie, 1988), and favoring the formation of SiO2-rich melts. The sudden overpressure induced by this melting event contributed to fracture the peridotites along conjugated sets of craks, rather independent of the extension direction related to spreading (hydraulic fracturing process). Due to the low temperature of the country rocks, these melts were not able to travel on a long distance away from their zone of production and massively crystallized as swarms of pegmatites before reaching the crust. The arrival of the asthenospheric upwelling at (or close to) Moho level did correspond to an event of MORB-like melts delivery into the crust along porous flow channels and dykes oriented parallel to the spreading axis ; the differentiation state (i.e. temperature) of these melts was largely controlled by the length of their travel into the mantle This scenario could apply as well to mid-ocean ridge setting or to marginal basins related or not to subduction.

B.6 Conclusion

Previous classification schemes of Oman mantle dykes stressed mainly on the contrast between pyroxenites and gabbros, because these lithologies are easily distinguished in the field. It was currently admitted that the pyroxenites are primitive and/or high pressure cumulates derived from the same primary melts as the parent melts of gabbros. We have shown that, in terms of petrogenesis, the main cut has not to be put between pyroxenites and gabbros but between cumulates with olivine and plagioclase as early crystallizing phases (troctolites, olivine gabbros and olivine gabbronorites) and cumulates with pyroxenes as early crystallizing phases (pyroxenites, gabbronorites-norites and diorites-tonalites-trondhjemites). The contrast is a matter of composition of the parent melts and of the mantle source, not of pressure of crystallization. These cumulates define two main magma suites, a first one with MORB characters, a second one with characters closer to depleted andesites. The fact that mantle dykes from the andesitic kindred are the more widespread in Oman can be used to favor a back-arc setting for the ophiolite, but this can also be explained in the frame of hydrated melting of the shallow lithosphere in a mid-ocean ridge setting. The delivery of MORB like melts into the Oman crust was focused in some well defined areas. An important part of the fractionation of MORBs takes place in mantle conduits. Our data suggest that the incremental melt fractions produced at various depths in a mantle upwelling are poorly mixed when reaching Moho level, although this points needs to be confirmed by more elaborated studies of Oman mantle dykes petrogenesis, including modeling and trace elements data. Previous studies having used the mantle dyke orientations to infer paleo-stress fields and trajectories without considering that all the dykes are not cogenetic must be considered with caution.

Acknowledgments

We are very indebted to Philippe de Parseval from the microprobe service of the Toulouse University for his help during data acquisition, to Anne-Marie Roquet, Fabienne de Parseval and Raphael Peyron who made the polished thin sections, to Marc Monnereau for his help in the field and stimulating discussions, and to Hilal Al Azri, from the Oman Geological Survey, who made possible field work in Oman. Financial support for this work was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique in the frameof the programs "Dorsale" and "Dynamique Terrestre et Planétaire".

B.7 References

Alabaster, T., Pearce, J.A., Mallick, D.I.J. et Elboushi, I.M. (1982). The volcanic stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite complex. Contrib. Mineral. Petrol., 81 : 168-183.

Allemann F. and Peters Tj. (1972). The ophiolite radiolarite belt of the North Oman mountains. Eclogae Geol. Helv., 65 : 657-697.

Amri I., Benoit M. and Ceuleneer G. (1996). Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites : evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite. Earth Planet. Sci. Lett., 139 : 177-194.

Benoit M., Polvé M. and Ceuleneer G. (1996) Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). Chem. Geol., 134 : 199-214.

Benoit M., Ceuleneer G. and Polvé M. (1999). The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs. Nature, 402 : 514-518.

Boudier F. and Coleman R.G. (1981). Cross-section through the peridotite in the Samail ophiolite, Southeastern Oman mountains. J. Geophys. Res., 86 : 2573-2592.

Briqueu L., Mével C. and Boudier F. (1991). Sr, Nd, and Pb isotopic constraints in the genesis of a calc-alkaline plutonic suite in Oman ophiolite related to obduction process. In : T.J. Peters, Editor, Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, Kluwer Academic Press : 517-542.

Browning, P. (1982). The petrology, geochemistry and structure of plutonic rocks of the Oman ophiolite. Ph.D. Thesis, Milton Keynes Open University.

Carter, H.J. (1850). Geological observations on the igneous rocks of Muscat and its neighbourhood, and a limestone formation at their circumference. J. Bombay Branch Roy. Asiat. Soc., vol. III : 118-129.

Ceuleneer G. (1986). Structure des ophiolites d'Oman : flux mantellaire sous un centre d'expansion oceanique et charriage a la dorsale. Thèse de l'université de Nantes : 337pp., Nantes.

Ceuleneer G. (1991). Evidence for a paleo-spreading center in the Oman ophiolite : mantle structures in the Maqsad area. In : T.J. Peters, Editor, Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, Kluwer Academic Press, 149-175.

Ceuleneer, G. et Rabinowicz, M. (1992) : Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges : Models derived from observations in ophiolites. In Mantle flow and melt migration at mid-ocean ridges, American Geophysical Union : 123-154.

Ceuleneer G., Nicolas A. and Boudier F. (1988). Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre : the Oman peridotites record. Tectonophysics, 151 : 1-26.

Ceuleneer G., Monnereau M. and Amri I. (1996). Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. Nature, 379 : 149-153.

Coleman, R.G. (1981). Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. Geophys. Res., 86 : 2497-2508.

Coogan L.A., Kempton P.D., Saunders A.D. and Norry M.J. (2000). Melt aggregation within the crust beneath the Mid-Atlantic Ridge : evidence from plagioclase and clinopyroxene major and trace element compositions. Earth Planet. Sci. Lett., 176 : 245-257.

Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomer S., Kirby S., Stakes D. and Mawer C. (1991). Lithostratigraphic evolution of an in-situ section of oceanic layer 3. Ocean Drilling Progam, Scientific Results, 118 : 439-538.

Dick H.J.B. and Natland J.H. (1996). Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. Ocean Drilling Progam, Scientific Results, 147 : 103-134.

Elthon D. (1987). Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center. J. Geophys. Res., 92 : 658-682.

Ernewein M. (1987). Histoire magmatique d'un segment de croûte océanique téthysienne : pétrologie de la séquence plutonique du massif ophiolitique de Salahi (Nappe de Semail, Oman). Thèse de l'Université Louis Pasteur, 205 pp, Strasbourg.

Ernewein, M., Pflumio, C. et Whitechurch, H. (1988). The death of an acretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). Tectonophysics, 151 : 247-274.

Forsyth DW. (1992). Geophysical Constraints on Mantle flow and melt generation beneath mid-ocean ridges. In Mantle flow and melt migration at mid-ocean ridges, American Geophysical Union : 1-65.

Godard M., Jousselin D. and Bodinier J.-L. (2000). Relationships between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading centre a study of the mantle section in the Oman ophiolite. Earth Planet. Sci. Lett., 180 : 133-148.

Gregory R.T. (1984). Melt percolation beneath a spreading ridge : evidence from the Semail peridotite, Oman. In : Ophiolites and Ancient Oceanic Lithosphere. I. G. Gass, S. J. Lippard, and A. W. Shelton Eds, Geol. Soc. London Spec. Publ., 13 : 55-62.

Grove T.L., Kinzler R.J. and Bryan W.B. (1992). Fractionation of Mid-Ocean Ridge basalt (MORB). In Mantle flow and melt migration at mid-ocean ridges, American Geophysical Union, 281-310.

Ildefonse B., Nicolas A. and Boudier F. (1993). Evidence from the Oman ophiolite for sudden stress changes during melt injection at oceanic spreading centres. Nature, 366, 673-675.

Jousselin D., Nicolas A. and Boudier F. (1998). Detailed mapping of a mantle diapir below

a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. J. Geophys. Res., 103 : 18153-18170.

Juteau, T., Ernewein, M., Reuber, I., Whitechurch, H. et Dahl, R. (1988). Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Semail Nappe, Oman. Tectonophysics, 151, (1/4), 107-126.

Kelemen P.B., Shimizu N. and Salters V.J.M. (1995). Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. Nature, 375 : 747-753.

Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M. and Dick H.J.B. (1997). A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. Phill. Trans. R. Soc. London A, 355 : 283-318.

Kelemen P.B., Koga K. and Shimizu N. (1997). Geochemistry of gabbro sills in the crust/mantle transition zone of the Oman ophiolite : implications for the origin of the oceanic lower crust. Earth Planet. Sci. Lett., 146 : 475-488.

Klein E.M. and Langmuir C.H. (1987). Global correlations of ocean ridge basalt chemisty with depth axial depth and crustal thickness. J. Gepohys. Res., 92 : 8080-8115.

Koga K.T., Kelemen P.B. and Shimizu N. (2001). Petrogenesis of the crust mantle transition zone and origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. G3, 2 : 2000GC000132.

Korenaga J. and Kelemen P.B. (1997). Origin of gabbro sills in the Moho transition zone of the Oman ophiolite : implications for magma transport in the oceanic lower crust. J. Geophys. Res., 102 : 27729-27749.

Lachize M., Lorand J.-P. and Juteau T. (1996). Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman. Lithos, 38 : 207-232.

Langmuir C.H., Klein E.M. and Plank T. (1992). Petrological systematics of Mid-Ocean Ridge basalts : constraints on melt generation beneath ocean ridges. In Mantle flow and melt migration at mid-ocean ridges, American Geophysical Union, 183-280.

Lees G.M. (1928). The geology and tectonics of Oman and of parts of southern Arabia. Geol. Soc. London Quart. Jour., 84 : n°336, 585-670.

Lippard, S.J., Shelton, A.W. et Gass, I.G. (1986). The ophiolite of Northern Oman, Men. Geol. Soc. London, 11, 178.

MacLeod C.J. and Yaouancq G. (2000). A fossil melt lens in the Oman ophiolite : implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. Earth Planet. Sci. Lett., 176 : 357-373.

Meyer P.S., Dick H.J.B. and Thompson G. (1989). Cumulate gabbros from the Southwest Indian Ridge, 54°S, 7°16'E : implications for magmatic processes at slow spreading rediges. Contrib. Mineral. Petrol., 103 : 44-63.

Natland J.H and Dick H.J.B. (1996). Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess Deep : the origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast spreading ridges. Ocean Drilling Progam, Scientific Results, 147 : 21-59.

Nicolas A., (1986). Melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. J. Petrol., 27 : 999-1022.

Nicolas A. (1989). Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer, 367 p.

Nicolas A., Ildefonse B., Boudier F., Lenoir X. and Ben Ismail W. (2000) Dike distribution in the Oman-United Arab Emirates ophiolite. Mar. Geophys. Res., 21 : 269-287.

Ozawa K., Meyer P.S. and Bloomer S.H.(1991). Mineralogy and textures of iron-titanium oxide gabbros and associated olivine gabbros from Hole 735B. Ocean Drilling Progam, Scientific Results, 118 : 41-73.

Pallister, J.S. et Hopson, C.A. (1981). Samail ophiolite plutonic suite : field relations, phase variations, cryptic variation and layering, and a model of a spreading Ridge magma chamber, J. Geophys. Res., 86 : 2593-2644.

Pallister, J.S. (1984). Parent magmas of the Samail ophiolite, Oman. (I. G. Gass, S. J.

Lippard, and A. W. Shelton eds), Blackwell Scientific Publications, 63-70.
Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W. and Searle M.P. (1981). The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. Phil. Trans. r. Soc. London, 300 : 299-317.
Pilgrim, G. (1908). Geology of the Persian Gulf and adjoining portions of Persia and Arabia ; Ind. Geol. Surv. Mem., 34 : 1-77.
Presnall D.C. and Hoover J.D. (1987). High pressure phase equilibrium constraints on the origin of Mid-Ocean Ridge basalts. In Magmatic processes : physico-chemical principles Mysen B.O. Ed., 75-89, Geochemical Society, University Park.
Rabinowicz M., Ceuleneer G. and Nicolas A. (1987). Melt segregation and asthenospheric flow in diapirs below spreading centers : evidence from the Oman ophiolite. J. Geophys. Res., 92 : 3475-3486.
Reinhardt B.M., (1969). On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman geosyncline. Sweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 49 : 1-30.
Reuber I., (1988). Complexity of the crustal sequence in northern Oman ophiolite (Fizh and southern Aswad block) : the effect of early slicing? Tectonophysics, 151 : 137-165.
Ross K. and Elthon D. (1993). Cumulates from strongly depleted mid-ocean ridge basalts. Nature, 365 : 826-829.
Ross K. and Elthon D. (1997). Extreme incompatible trace-elemment depletion of diopside in residual mantle from south of the Kane Fracture Zone. Ocean Drilling Progam, Scientific Results, 153 : 277-284,.
Rubin A.M. (1995). Propagation of magma-filled cracks. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 23 : 287-336.
Sobolev A.V. and Shimizu N. (1993). Ultradepleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge, Nature, 363 : 151-154.
Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. Earth Sic. Rev., 12 : 1-33.
Varfalvy V., Hébert R. and Bédard J. H. (1996). Interactions between melt and upper mantle peridotites in the North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada : implications for the genesis of boninitic and related magmas. Chem. Geol., 129 : 71-90.
Welland M.J.P. et Mitchell A.H.G. (1977). Emplacement of the Oman ophiolite. A mechanism related to subduction and collision, Bull. Geol. Soc. Am., 88 : 1081-1088.
Wyllie P.J. (1988). Magma genesis, plante tectonics and chemical differentiation of the Earth. Rev. Geophys., 26 : 370-404.

B.8 Tables and Figures captions

See *PDF* files on attached floppy disk for tables 1, 2 and 3

Table 1 : Summary of main characteristics for each lithological type determined in the sample population. Column "Symb" shows the symbols used in all figures ; N=total number of samples ; S=estimated surface of the mantle section where each lithological family is dominant ; Mcum. : mesocumulate ; Acum. : adcumulate ; Mos. : mosaic ; Diff. : diffuse segregation ; PFC : porous flow channels ; Int. : intrusion.

Table 2 : Field and petrogaphical characteristics for each sample. For samples with label beginning with "89", "90", "92", "93", "94" or "95" (all coming from the Maqsad area),coordinates were calculated from localization on aerial photographs and weight points measured with GPS, they are thus rather unaccurate compared to localization of other samples which were measured directly with a GPS. Modes were estimated from thin sections observations. Comparison with modes carefully measured by point counting and calculated from the whole rock analyzes have shown that the error introduced by estimation rather than determination is about 10% at most. In the frame of the present study, it was impossible to determine precisely the modal composition of about 1000 samples. Long : longitude ; lat : latitude ; Wi. :

width ; Den. : density ; Orient. : orientation ; GS : grain size ; column ore minerals give the nature of ore minerals and column xx order give the order of crystallization. Hzb : harzburgite ; crg : crustal gabbro ; wer : werhlite ; dun. : dunite ; Imp. : impregnation ; P.F.C. : porous flow channel ; Int. : intrusion ; layer. : layering. Adc. : adcumulate ; Mes. : mesocumulate ; Ort. : orthocumulate ; Arx. : adcumulate partially recrystallized ; Cor. : hydrothermal texture ; Mrx. : mesocumulate partially recrystallized ; Rex. : mosaic texture ; Dol. : doleritic texture. Chrom : chromite ; Suf. : sulfide ; Ilm : ilmenite ; Hem : hematite ; Rut. : rutile ; Tit. : titanite.

Table 3 : Main chemical characteristics of each analyzed sample. Samples were analyzed with a microprobe using a standard program : beam current of 20 nA and acceleration voltage of 15 kV. Analytical error is about : ±0.9% for anorthite in plagioclase (An% Plg) ; ±0.5% for orthose in plagioclase (Or% Plg) ; ±1.4% for forsterite in olivine (Fo% Olv) ; ±0.12% for NiO2 in olivine ; ±0.1% for MnO in olivine ; ±2.1% for Fe/(Fe+Mg) in clinopyroxene (mgn Cpx) ; ±0.08 for Cr2O3 in clinopyroxene ; ±0.12 for Al2O3 in clinopyroxene ; ±0.08 for TiO2 in clinopyroxene ; ±0.09 for Na2O in clinopyroxene ; ±1.5% for Fe/(Fe+Mg) in orthopyroxene (mgn Opx) ; ±0.07 for Cr2O3 in orthopyroxene ; ±0.1 for Al2O3 in orthopyroxene ; ±0.08 for TiO2 in orthopyroxene ; ±0.08 for MnO in orthopyroxene ; ±1.9% for Fe/(Fe+Mg) in amphibole (mgn Am) ; ±0.01 for Ti in amphibole ; ±0.03 for Na in amphibole. Concentrations are given in oxide weight percent for plagioclase, olivine, clinopyroxene and orthopyroxene, in number of cations in structural formula for amphibole.

Fig. 1 : Satellite photograph of Oman with indication of geographical names used in the text.

Fig. 2 : Diagrams showing mineralogical modes for the four main phases : olivine (Olv), plagioclases (Plg), clinopyroxene (Cpx) and orthopyroxene (Opx).

Fig. 3 : (a) : Field view of a porous flow channel in harzburgites. (b) : Thin section (crossed Nicol prisms) of a troctolite showing plagioclase partially included in olivine, mosaic textures and pyroxene reaction rim between olivine and plagioclase. (c) :. Sample of troctolite containing a one-centimeter clinopyroxene vein, Cpx appears poecilitic in the vein and is almost totally absent elsewhere in the sample. (d) : Thin section (crossed Nicol prisms) of a sample of Cpx-troctolite showing small subhedral to euhedral plagioclase included in olivine and a background of poecilitic Cpx.

Fig. 4 : Histograms showing the modal proportions of plagioclase, olivine, clinopyroxene and orthopyroxene for rocks from the troctolite family.

Fig. 5 : (a) : Field view of several parallel dykes of fine grained olivine gabbro. (b) : Thin section (crossed Nicol prisms) of a sample of olivine gabbro showing adcumulate texture and the interstitial character of clinopyroxene. (c) and (d) : Thin section of an amphibole and oxide rich olivine gabbro (parallel Nicol prisms (c) ; crossed Nicol prisms (d)) showing mesocumulate texture with interstitial hornblende (Hb) and hematite (He).

Fig. 6 : Histograms showing the modal proportions of plagioclase, olivine, clinopyroxene and orthopyroxene for rocks from the olivine gabbros family. Orthopyroxene rich samples are olivine gabbros containing interstitial orthopyroxene.

Fig. 7 : (a) : View of a ten meters thick and sub-horizontal dyke of gabbronorite. (b) : Thin section (crossed Nicol prisms) of a fine grained gabbronorite, texture is one of an adcumulate but orthopyroxenes appear subhedral to euhedral and is included in more interstitial plagioclases and clinopyroxenes. (c) : Field view of a pegmatitic dyke of gabbronorite showing crystals larger than ten centimeters, the compass is about 6 cm wide. (d) : Thin section (crossed Nicol prisms) of an amphibole-rich gabbronorite showing sub-doleritic texture ; note the interstitial character of the plagioclase including small subhedral to euhedral crystals of pyroxene, amphibole (Am, hornblende) appear poecilitic. (e) : Field view of a mylonitic gabbronorite dyke, deformation is heavier near the contact with harzburgite than in the core of this dyke. (f) : Thin section (crossed Nicol prisms) of a mylonitic amphibole-rich gabbronorite showing relics of plagioclase and orthopyroxene in a fine grained matrix.

Fig. 8 : Histograms showing the modal proportions for samples from the gabbronorite family for plagioclase, olivine, clinopyroxene and orthopyroxene. Very few samples contain olivine or are Cpx-free (norites), histograms show no preferred phase proportions for those facies.

Fig. 9 : (a) : Field view of a large dyke of clinopyroxenite, dyke width for pyroxenite range usually from a few centimeters to a few tens of centimeters. (b) : Sawn surface of a sample of clinopyroxenite showing the pegmatitic character of that rock. (c) : Thin section (crossed Nicol prisms) of a coarse grained clinopyroxenite containing less than 5% of orthopyroxene which appears as small subhedral to euhedral crystals included in clinopyroxene. (d) : Thin section (crossed Nicol prisms) of a sample of orthopyroxenite showing recrystallized texture and the appearance of small interstitial clinopyroxene at grain boundaries. (e) and (f) : thin sections (crossed Nicol prisms) of websterites showing adcumulate texture (e) and partly recrystallized and deformed texture (f).

Fig. 10 : Histograms showing estimated modal proportion for samples from the pyroxenite family for plagioclase, olivine, clinopyroxene and orthopyroxene. Most of the samples are plagioclase and olivine free, orthopyroxene proportions show a continuum between clinopyroxenite (less than 5% Opx) and websterite to 50% Opx.

Fig. 11 : Histograms showing the *mgn* variation in olivines for troctolite and olivine gabbros families and in orthopyroxene for gabbronorite and pyroxenite families. Very few gabbronorite and pyroxenite samples contain olivine so that such a diagram for olivine is significant only for troctolite and olivine gabbro families ; on the other hand, few samples of troctolite or olivine gabbro contain orthopyroxene so that it is better to use olivine for those families.

Fig. 12 : Evolution of NiO with forsterite content in olivines ; (a) : each point represents the compositional average for each sample, see Table 1 for legend of symbols ; (b) : density clouds for troctolite and olivine gabbro families .There are too few sample of olivine bearing pyroxenite or gabbronorite so that cloud of density can be represented for troctolite and olivine gabbro families only. NiO decreases with decreasing forsterite suggesting a differentiation trend from troctolites to olivine gabbros.

Fig. 13 : Evolution of Cr2O3 with *mgn* in clinopyroxenes. (a) : each point represents the average for each sample, see Table 1 for legend of symbols ; (b) and (c) : density clouds show domains of composition where each lithological family is present. Cr2O3 decrease from troctolite family to olivine gabbro and gabbronorite families ; values are very dispersed for the pyroxenite family but the majority of the samples from that group is less chromian than the average of troctolites.

Fig. 14 : Evolution of Al2O3 with *mgn* in clinopyroxenes (a) : each point represents the compositional average for each sample, see Table 1 for legend of symbols ; (b) and (c) : density clouds show compositional domains for each lithological family. Samples from troctolite and olivine gabbro families present about the same values for Al2O3, samples from pyroxenite family present lower concentration.

Fig. 15 : Evolution of TiO2 with *mgn* in clinopyroxenes. (a) : each point represents the compositional average for each sample, see Table 1 for legend of symbols ; (b) and (c) : density clouds show compositional domains for each lithological family. Compositional domain for olivine gabbro family includes that for troctolite family (represented by Cpx-troctolite) and reaches the highest values of TiO2. Most samples from the pyroxenite family are below analytical detection limit.

Fig. 16 : Evolution of Na2O with *mgn* in clinopyroxenes. (a) : each point represents the compositional average for each sample, see Table 1 for legend of symbols ; (b) and (c) : density clouds show compositional domains for each lithological family.

Fig. 17 : Evolution of An% in plagioclase with *mgn* in clinopyroxene (or from a "virtual" clinopyroxene calculated from the Fo of olivine in the case of troctolites (ss), and from the *mgn* of orthopyroxene in the case of norites (ss)). This calculation is based on the excellent correlation between *mgn* (cpx), Fo (ol) and *mgn* (opx) in lithologies where cpx is associated to olivine and/or opx (a) : each point represents the compositional average for each sample, see Table 1 for legend of symbols ; (b) and (c) : density clouds show compositional domains for each lithological family. Samples from pyroxenite family do not contain any plagioclase, so they are not present on that figure ; gabbronorite family show a large variation in clinopyroxene *mgn* with almost no variation in plagioclase An% when troctolite and olivine gabbro families show a larger variation in plagioclase An% than in clinopyroxene mgn.

Fig. 18 : Simplified geological map of the ophiolite of Oman showing the localization of each dyke sampled and the distribution of the main lithological families inferred from these data.

Fig. 19 : Stereonets (pole of planes projected on the lower hemisphere) showing orientation of dykes for each family of rocks in Hilti and Fizh areas. Sheeted dyke complex orientations (see Ceuleneer, 1986)

are represented by a black line (Hilti area) and by a gray line (Fizh area). See Table 1 for legend of symbols.

Fig. 20 : Comparison between Oman mantle dykes and the oceanic crust for some geochemical characters. Global compositional domains are shown for each family of Oman dykes while oceanic gabbros are plotted by geographic area. (a) : anorthite content in plagioclases versus *mgn* in clinopyroxenes ; (b) : TiO2 versus *mgn* in clinopyroxenes.

Fig. 21 : Calculated equilibrium liquids with clinopyroxenes and plagioclases. (a) : histogram showing the *mgn* variations for each main family of dykes and MORBs (worldwide) ; (b) : histogram showing An% (i.e. Ca/(Ca+Na)) for each family of mantle dykes, legend is the same as for (a) ; (c) : evolution of TiO2 of equilibrium liquid (Kd=0.4) with mgn, see Table 1 for legend of symbols ; the yellow area is the MORBs field.

Fig. 22 : Comparison between mantle and crustal cumulates of Oman ; representation for mantle dykes is the same as in Fig. 20. (a) : anorthite content in plagioclases versus *mgn* in clinopyroxenes ; (b) : TiO2 versus *mgn* in clinopyroxenes.

B.9 FIGURES

Fig. 1

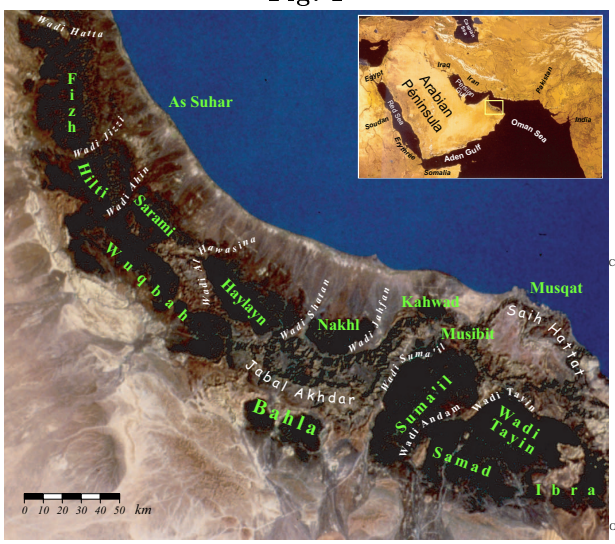


Fig. 2

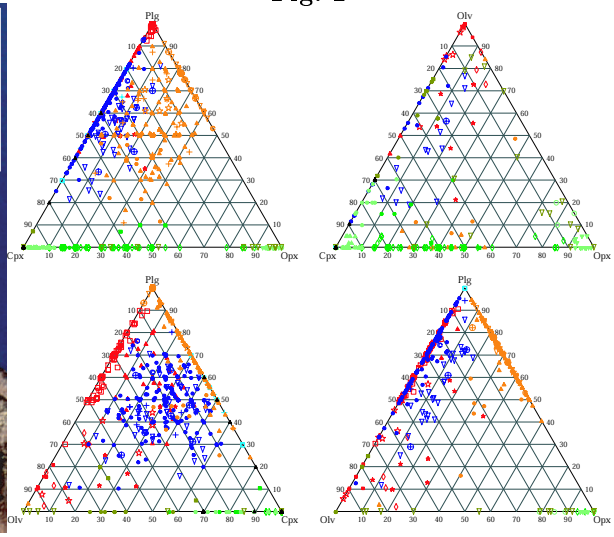


Fig. 3

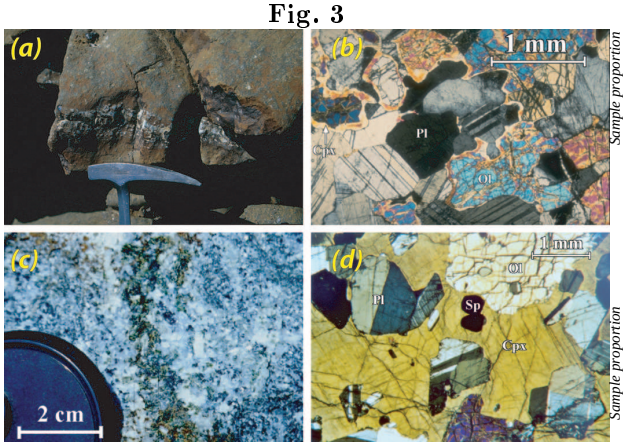


Fig. 4
Troctolites family

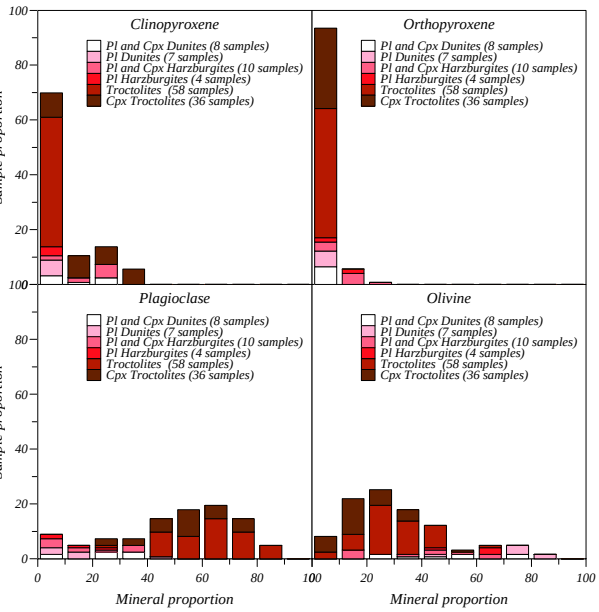


Fig. 5

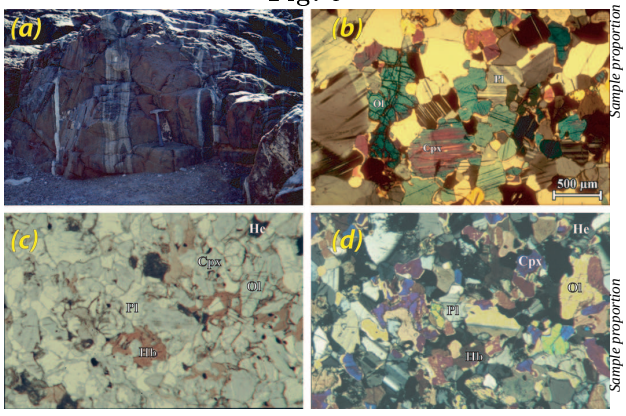


Fig. 6
Olivine gabbros family

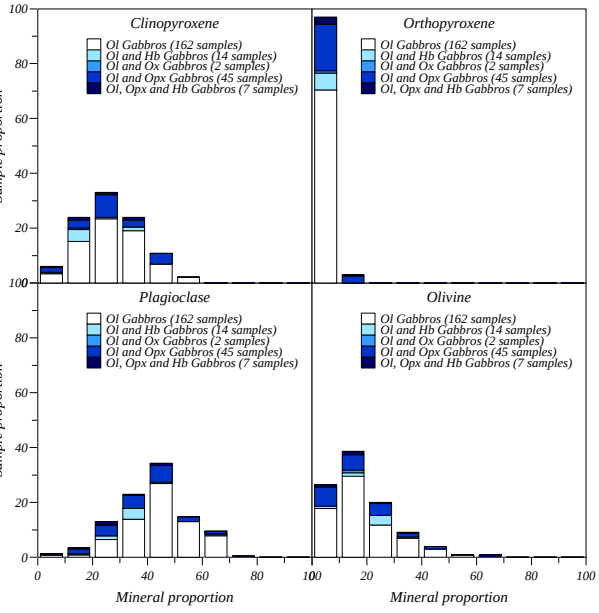


Fig. 7

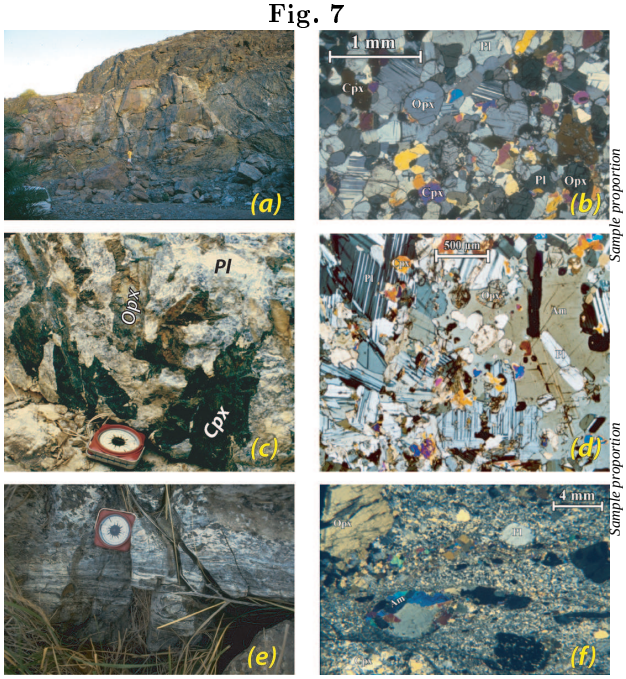


Fig. 8

Gabbronorites family

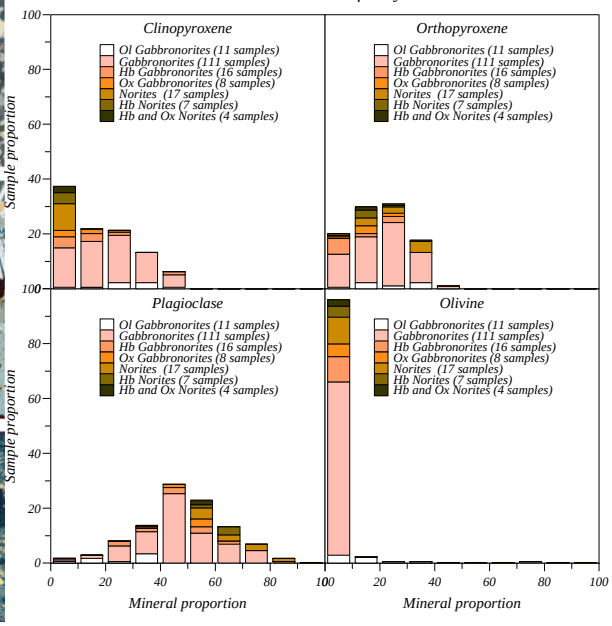


Fig. 9

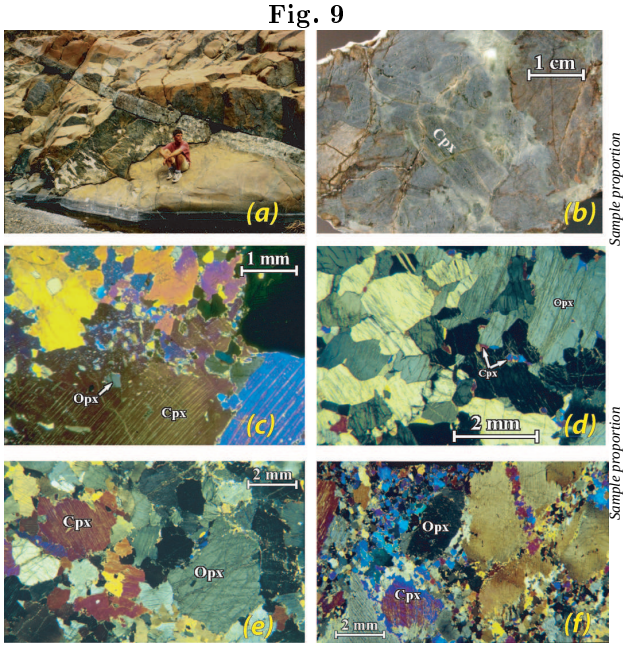
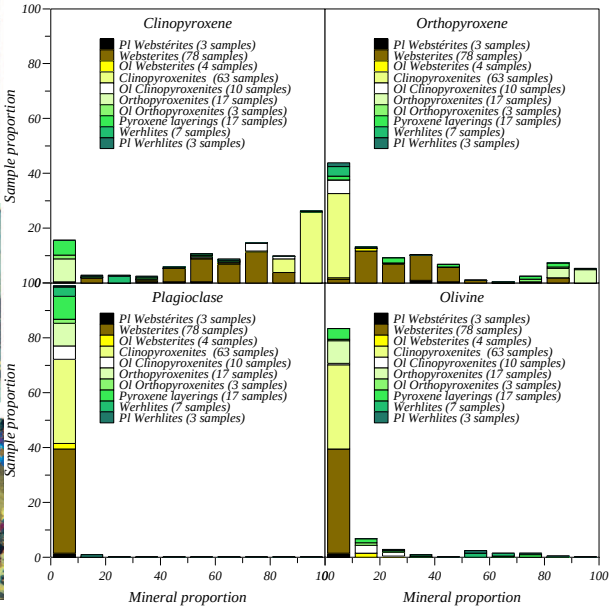


Fig. 10

Pyroxenites family



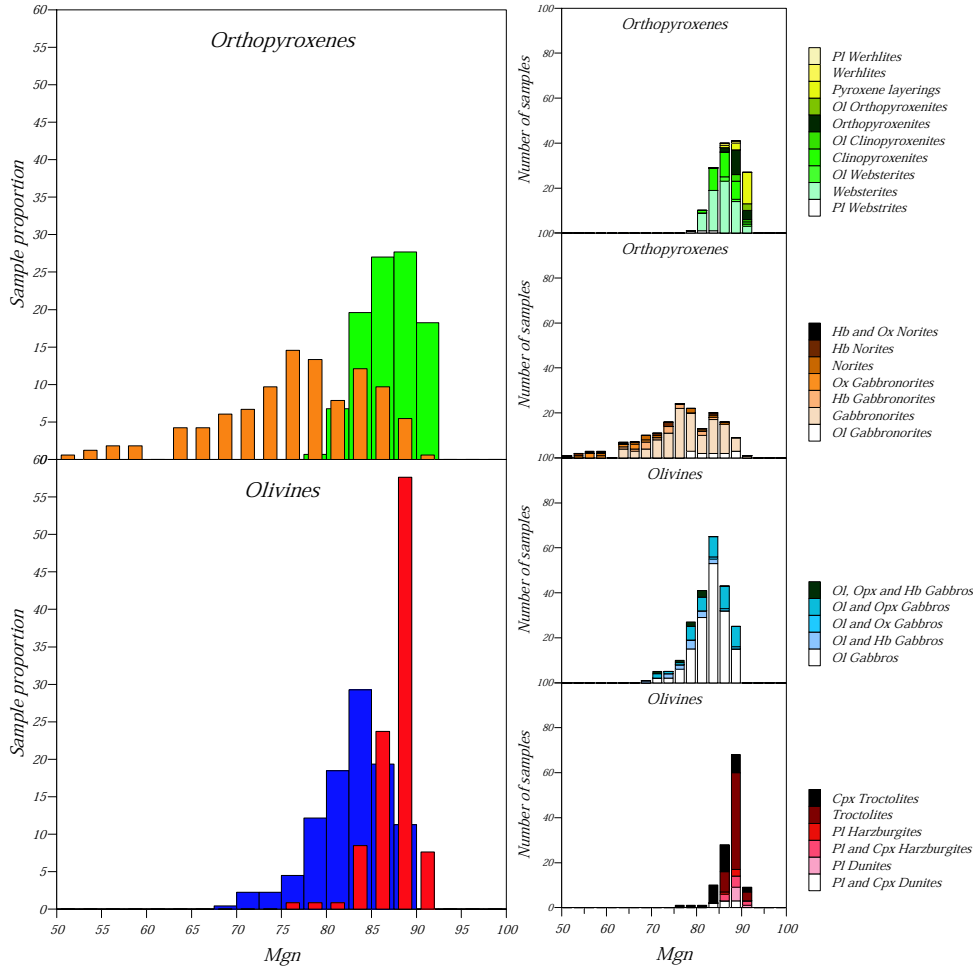

Orthopyroxenes
Olivines
Sample proportion
Number of samples
Mgn
Pl Werhlites
Werhlites
Pyroxene layerings
Ol Orthopyroxenites
Orthopyroxenites
Ol Clinopyroxenites
Clinopyroxenites
Ol Websterites
Websterites
Pl Webstrites
Hb and Ox Norites
Hb Norites
Norites
Ox Gabbronorites
Hb Gabbronorites
Gabbronorites
Ol Gabbronorites
Ol, Opx and Hb Gabbros
Ol and Opx Gabbros
Ol and Ox Gabbros
Ol and Hb Gabbros
Ol Gabbros
Cpx Troctolites
Troctolites
Pl Harzburgites
Pl and Cpx Harzburgites
Pl Dunites
Pl and Cpx Dunites

Fig. 11

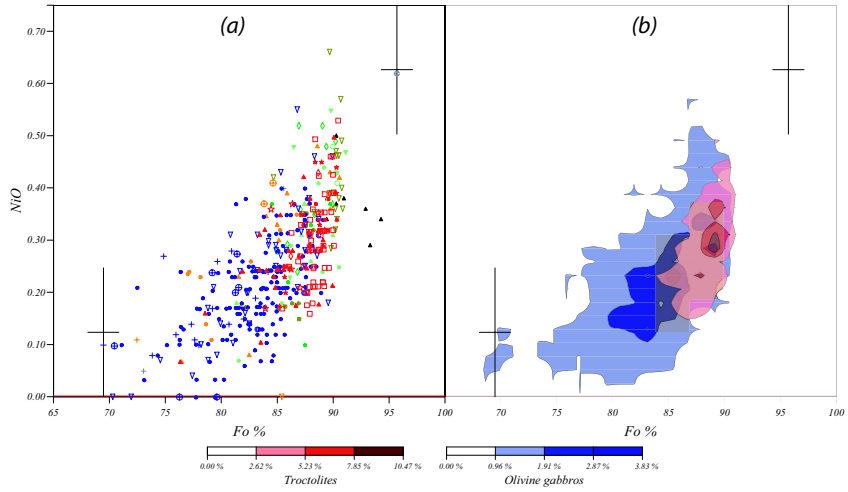

(a)
(b)
NiO
Fo %
Troctolites
Olivine gabbros

Fig. 12

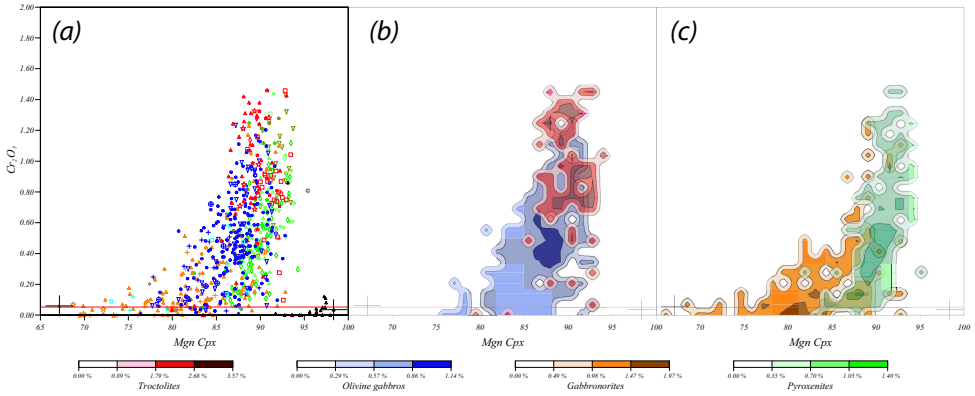


Fig. 13

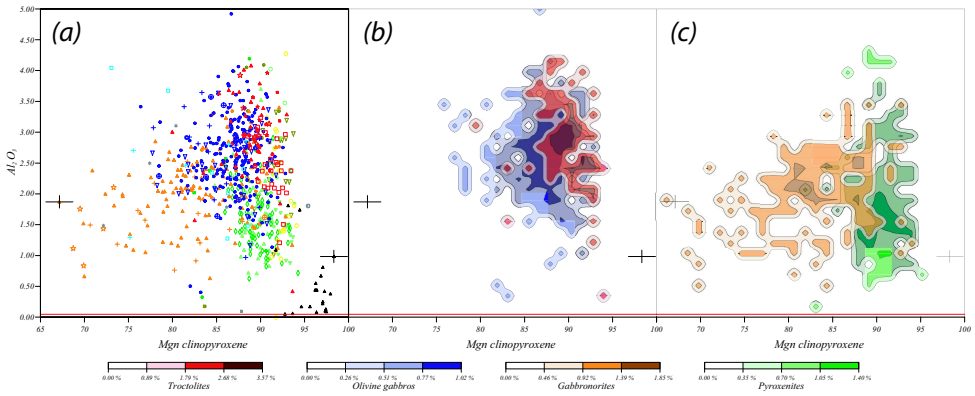


Fig. 14

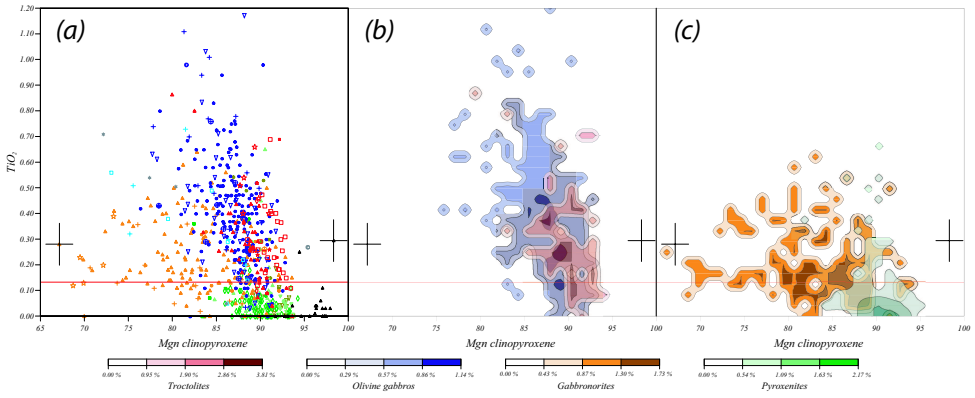


Fig. 15

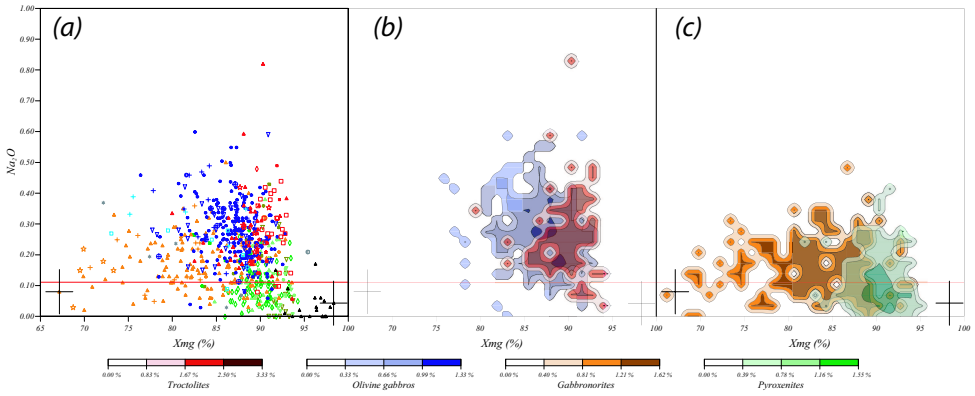


Fig. 16

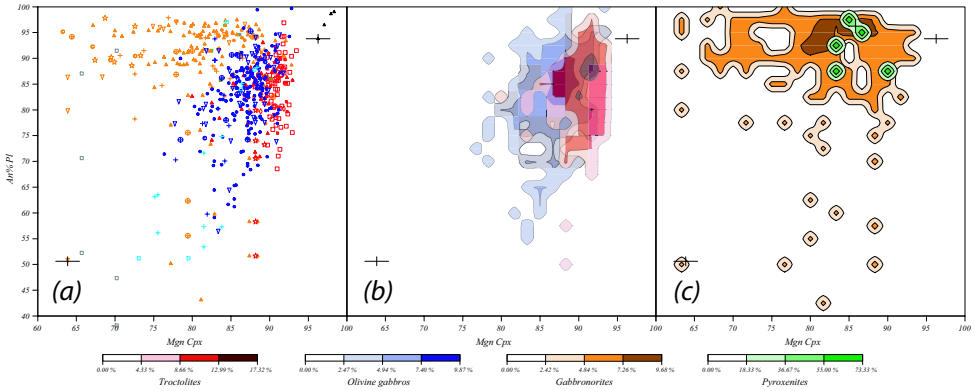


Fig. 17

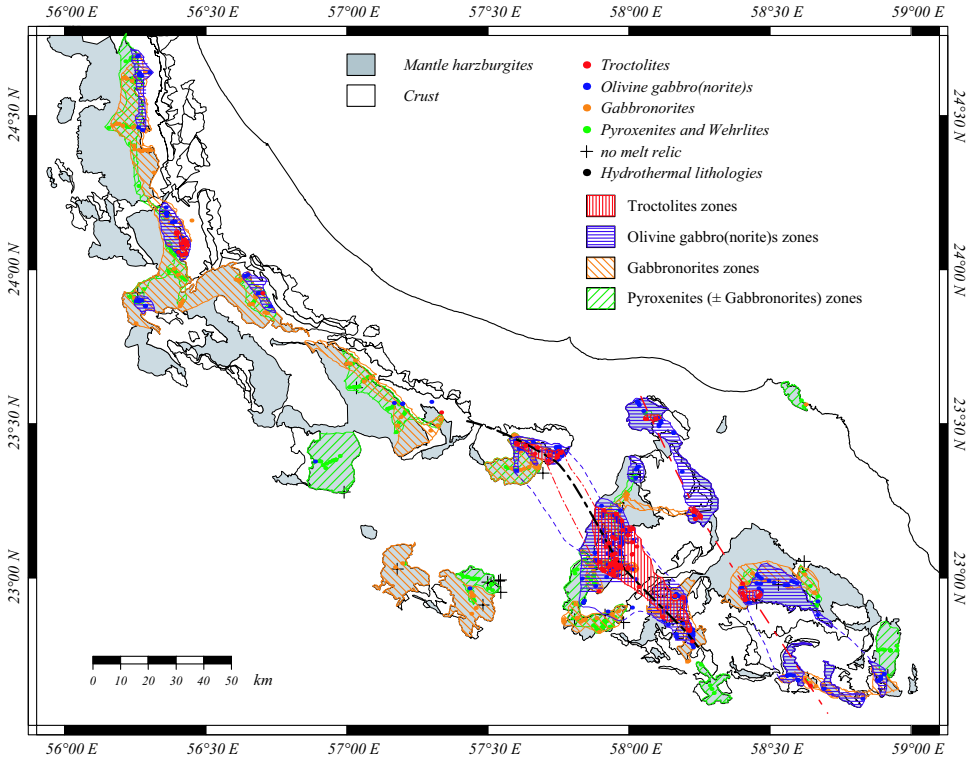


Fig. 18

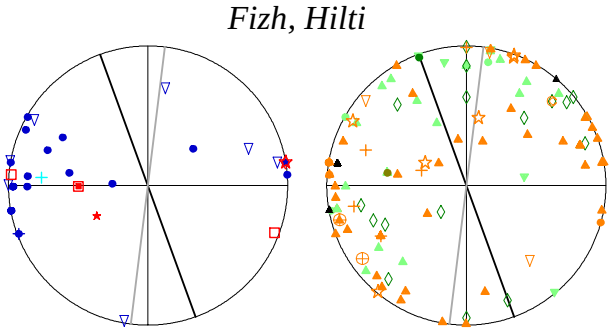


Fig. 19

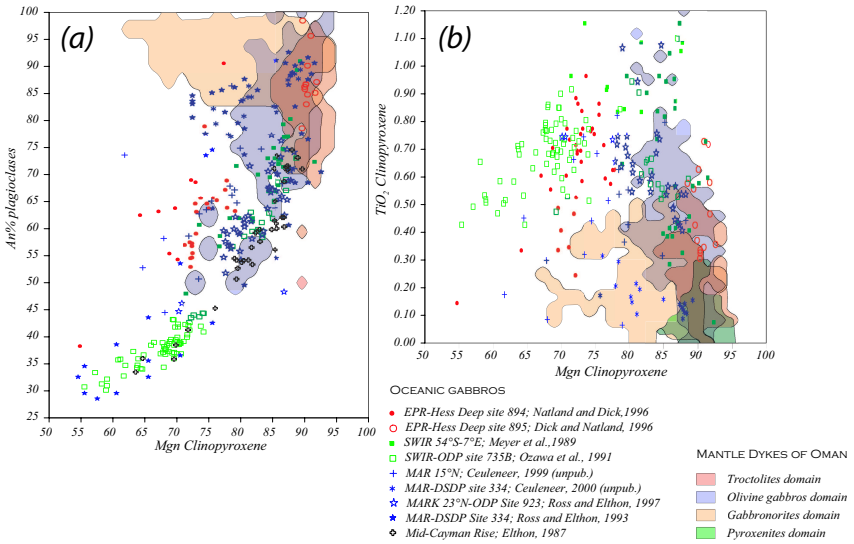


Fig. 20

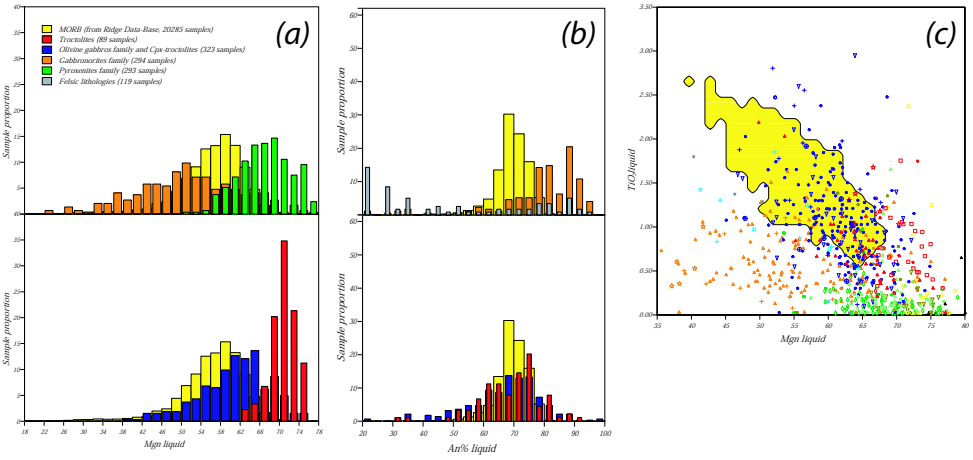


Fig. 21

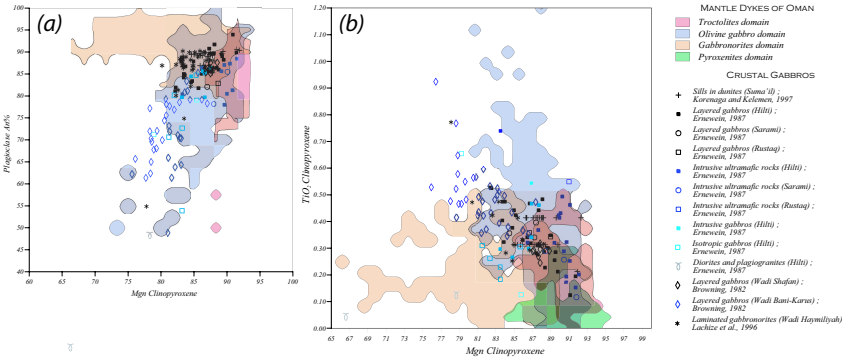


Fig. 22

Bibliographie

Abbotts, I. L. (1978). High-potassium granites in the Masirah ophiolite of Oman. *Geol. Mag.*, 115 :415–425.

Abbotts, I. L. (1981). Masirah (Oman) ophiolite sheeted dykes and pillow lavas : geochemical evidence of the the former ocean ridge environment. *Lithos*, 14 :283–294.

Abrams, M. J., Rothery, D. A., and Pontual, A. (1988). Mapping in the Oman ophiolite using enhanced Landsat Thematic Mapper images. *Tectonophysics*, 151 :387–401.

Al-Harthy, M. S., Coleman, R. G., Hughes-Clarke, M. W., and Hanna, S. S. (1991). Tertiary basaltic intrusions in the central Oman mountains. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 675–682. Kluwer Academic Publishers.

Alabaster, T. (1982). *The interrelationship between volcanic and hydrothermal processes in the Oman ophiolite*. PhD thesis, The Open Univesity. 408 p.

Alabaster, T., Pearce, J. A., Mallick, D. I. J., and Elboushi, I. M. (1980). The volcanic stratigraphy and location of massive-sulfide deposits in the Oman. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 751–757. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Alabaster, T., Pearce, J. A., Mallick, D. I. J., and Elboushi, I. M. (1982a). The interrelationship between magmatic and ore-forming hydrothermal proceses in the Oman ophiolite. *Econ. Geol.*, 80 :168–183.

Alabaster, T., Pearce, J. A., and Malpas, J. (1982b). The volcanic stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81 :168–183.

Aldiss, D. T. (1981). Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites. *Nature*, 289 :577–578.

Allemann, F. and Peters, T. (1972). The ophiolite radiolarite belt of the North Oman mountains. *Eclogae Geol. Helv.*, 65 :657–697.

Amri, I. (1995). Étude pétrologique et tructurale d'une dorsale océanique fossile, massif de Sumail (ophiolite d'Oman). Implication pour les mécanismes d'accretion océaniques. Thèse d'université. Université Paul Sabatier, Toulouse.

Amri, I., Benoit, M., and Ceuleneer, G. (1996). Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites : evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139 :177–194.

Anders, E. and Grevesse, N. (1989). Abundance of the elements ; meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53 :197–214.

Arai, S. (1998). Comment of the paper "Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite" by P. Schiano et al. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 156 :117–119.

Augé, T. (1987). Chromite deposits in the southern Oman ophiolite - Mineralogical constraints. *Miner. Deposita*, 22 :1–10.

Babinot, J.-F. and BourdillonJeudy-DeGrissac, C. (1989). Associations d'ostracodes de l'Albien-Maastrichtien du Dhofar (Oman). Affinités paléobiogéographiques et implications géodynamiques. *Bull. Soc. Geol. France*, 8(2) :287–294.

Béchenec, F., Tegyey, M., Le-Métour, J., Lemière, B., Lescuyer, J.-L., Rabu, D., and Milesi, J.-P. (1991). Igneous rocks in the Hawasina nappes and the Hajar Supergroup, Oman mountains : their significance in the birth and evolution of the composite extensional margin of Eastern Tethys. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 593–611. Kluwer Academic Publishers.

Béchennec, F., Le-Métour, J., Rabu, D., Beurrier, M., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., De-Wever, P., Tegyey, M., and Villey, M. (1989a). Géologie d'une chaîne issue de la Téthys : les montagnes d'Oman. *Bull. Soc. Geol. France*, 8(2) :167–188.

Béchennec, F., Le-Métour, J., Rabu, D., Beurrier, M., and Villey, M. (1989b). Les nappes Hawasina : évolution paléogéographique et structurale d'un fragment de la marge continentale passive sud de la Téthys orientale. *Bull. Soc. Geol. France*, 8(2) :231–240.

Béchennec, F., Le-Métour, J., Rabu, D., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., De-Wever, P., Beurrier, M., and Villey, M. (1990). The Hawasina nappes : stratigraphy, paleogeography, and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 213–223. Blackwell Scientific Publication.

Beattie, P. (1993). Olivine-melt and Orthopyroxene-melt equilibria. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 115 :103–111.

Bechennec, F., Le-Métour, J., Rabu, D., Villey, D., and Beurrier, M. (1988). The Hawasina Basin : a fragment of starved, passive, continental margin thrust over the Arabian Platform during obduction of the Samail Nappe. *Tectonophysics*, 151 :323–343.

Bender, J. F., Hodges, F. N., and Bence, A. E. (1978). Petrogenesis of basalts from the project FAMMOUS area : Experimental study from 0 to 15 Kbars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41 :277–302.

Bender, J. F., Langmuir, C. H., and Hanson, G. N. (1984). Petrogenesis of Basalt Glasses from the Tamayo Region, East Pacific Rise. *J. Petrol.*, 25(1) :213–254.

Benn, K. and Allard, B. (1989). Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *J. Petrol.*, 30 :925–946.

Benn, K., Nicolas, A., and Reuber, I. (1988). Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas : Evidence from the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151 :75–85.

Benoit, M. (1997). Caractérisation géochimique (traces, isotopes) d'un système de drainage magmatique fossile dans l'ophiolite d'Oman. Thèse d'université. Université Paul Sabatier, Toulouse, 338 p.

Benoit, M., Ceuleneer, G., and Polvé, M. (1999). The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs. *Nature*, 402 :514–518.

Benoit, M., Polvé, M., and Ceuleneer, G. (1996). Trace element and isotopic characterisation of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). *Chem. Geol.*, 134 :199–204.

Berger, E. T. (1978). Origine cumulative des enclaves de péridotites à structure pœcilitique et tabulaire à gros grains, comparaison avec les tectonites. Conséquences sur l'interprétation de la structure du manteau spérieur, ses relations avec la croûte inférieure et l'origine des basaltes alcalins. *Bull. Minéral.*, 101 :506–514.

Berger, E. T. (1985). Le concept de dunites résiduelles et la signification pétrologique de certains magmas picritiques. Réponse au commentaire de A. Nicolas, concernant la note "Les dunites en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques : Approche pétrologique", par E. T. Berger et M. Vannier. *Bull. Minéral.*, 108 :727–731.

Berger, E. T. and Vannier, M. (1983). Petrology of megacrysts, mafic and ultramafic xenoliths from the pipe of Eglazines, Caussesn France. In Kornprobst, J., editor, *Kimberlites and related rocks - Contribution to a better Knowledge of the evolution of the mantle. Proceeding of the "Third International Kimberlite Conference"*, pages 155–168. Elsevier's development in petrology series.

Berger, E. T. and Vannier, M. (1984). Les dunites en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques : Approche pétrologique. *Bull. Minéral.*, 107 :649–663.

Bernouilli, D. and Weissert, H. (1987). The upper Hawasina nappes in the central Oman Mountains : stratigraphy, palinspastics and sequence of nappe emplacement. *Geodyn. Acta*, 1 :47–58.

Bernouilli, D., Weissert, H., and Blome, C. D. (1990). Evolution of the Triasic Hawasina basin, Central Oman Mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 189–202. Blackwell Scientific Publication.

Beurrier, M. (1987). Géologie de la nappe ophiolitique de Samail dans les parties orientales et centrale des montagnes d'Oman. Thèse d'état es sciences naturelles. Université Pierre et Marie Currie - Paris 6.

Beurrier, M., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., De-Wever, P., and Lescuyer, J.-L. (1987). Biostratigraphie des radiolarites associées aux volcanites ophiolitiques de la nappe de Semail (Sultanat d'Oman) : conséquences tectonogénétiques. *C. R. Acad. Sci.*, 304(II) :907–910.

Beurrier, M., Ohnenstetter, M., Cabanis, B., Lescuyer, J.-L., Tegyey, M., and Le-Métour, J. (1989). Géochimie des filons doléritiques et des roches volcaniques ophiolitiques de la nappe de Sémail : contraintes sur leur origine géotectonique au Crétacé supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 8(2) :205–219.

Biggar, G. M. and Humphries, D. J. (1981). The plagioclase, forsterite, diopside, liquid equilibrium in the system $CaO - Na_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$. *Min. Mag.*, 44 :309–314.

Blendinger, W. (1991). Al Aridh formation, Oman : stratigraphiy and paleogeographic significance. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 575–592. Kluwer Academic Publishers.

Bloomer, S. H., Natland, J. H., and Fisher, R. L. (1989). Mineral relationships in gabbroic rocks from fracture zones of Indian Ocean Ridges : evidence for extensive fractionation, parental diversity and boundary-layer recrystallization. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., editors, *Magmatism in the Ocean Basins*, number 42 in Geological Society Special Publication, pages 107–124. Blackwell Scientific Publication.

Bottinga, Y. and Allègre, J. C. (1978). Partial melting under spreading ridges. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 288(Ser. A) :501–525.

Boudier, F., Bouchez, J.-L., Nicolas, A., Cannat, M., Ceuleneer, G., Misseri, M., and Montigny, M. (1985). Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite. Model of plate convergence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75 :215–222.

Boudier, F., Ceuleneer, G., and Nicolas, A. (1988). Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite : initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics*, 151 :275–296.

Boudier, F. and Coleman, R. G. (1981). cross-section through the peridotite in the Samail ophiolite, Southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Res.*, 86 :2573–2592.

Boudier, F., Godard, M., and Armbruster, C. (2000). Significance of gabbronorite occurrence in the crustal section of the Semail ophiolite. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :307–326.

Boudier, F. and Juteau, T. (2000). The ophiolite of Oman and United Arab Emirates. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :145–146.

Boudier, F. and Michard, A. (1981). Oman ophiolites, the quiet obduction of oceanic crust. *Terra Cognita*, 1 :109–118.

Boudier, F. and Nicolas, A. (1995). Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.*, 36 :777–796.

Boudier, F., Nicolas, A., and Bouchez, J.-L. (1982). Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites. *Nature*, 296 :825–828.

Boudier, F., Nicolas, A., and Bouchez, J.-L. (1983). Crambert S., Dahl R. and Juteau T. Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq. *Sci. Géol. Bull., Strasbourg*, 36 :17–33.

Boudier, F., Nicolas, A., and Ceuleneer, G. (1989). De l'accrétion océanique à la convergence. Le cas de l'ophiolite d'Oman. *Bull. Soc. Géol. France*, 8(2) :221–230.

Boudier, F., Nicolas, A., and Ildefonse, B. (1996). Magma chambers in the Oman ophiolite : fed from the top and bottom. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144 :239–250.

Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., and Jousselin, D. (1997). EPR microplates : a model for the Oman ophiolite. *Terra Nova*, 9 :79–82.

Bowen, N. L. (1928). *The evolution of the igneous rocks.* Princeton Univesity Press.

Braakman, J. H., Levell, B. K., Martin, J. H., Potter, T. L., and Van-Vliet (1982). Late Paleozoic Gondwana glaciation in Oman. *Nature*, 299 :48–50.

Briqueu, L., Mével, C., and Boudier, F. (1991). Sr, Nd, and Pb isotopic constraints in the genesis of a calc-alkaline plutonic suite in Oman ophiolite related to obduction process. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 517–542. Kluwer Academic Publishers.

Brown, M. A. (1980). Textural and geochemical evidence for the origin of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 714–721. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Brown, M. A. (1982). *Chromite deposits and their ultramafic host in the Oman ophiolite*. PhD thesis, The Open Univesity.

Browning, P. (1982). *The pertrology, geochemistry, and structure of the plutonic rocks of the Oman ophiolite*. PhD thesis, The Open Univesity. 404 p.

Browning, P. (1984). Cryptic variation within the cumulate sequence of the Oman ophiolite : magma chamber depth and petrological implication. In Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., editors, *Ophiolites and Ancient Oceanic Lithosphere*, number 13 in The Geological Society Special publication, pages 71–82. Blackwell scientific publications.

Browning, P. and Smewing, J. D. (1981). Processes in magma chamber beneath spreading axes : evidence for magmatic associations in the Oman ophiolite. *J. Geol. Soc. London*, 138 :279–280.

Bryan, W. B. (1983). Systematics of Modal Phenocryst Assemblages in Submarine Basalts : Petrologic implications. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 83 :62–74.

Bucher, M. (1991). Mineral equilibria in metagabbros : evidence for polymetamorphic evolution of the Asimah window, northern Oman mountains, United Arab Emirates. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 543–571. Kluwer Academic Publishers.

Cakir, U., Juteau, T., and Whitechurch, H. (1978). Nouvelles preuves de l'écaillage intra-océanique précoce des ophiolites téthysiennes : les roches métamorphiques infra-péridotitiques du massif de Posanti-Karsanti (Turquie). *Bull. Soc. Géol. France*, 20 :61–70.

Calvez, J.-Y. and Lescuyer, J.-L. (1991). Lead isotope geochemistry of various sulphide deposits from the Oman mountains. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 385–397. Kluwer Academic Publishers.

Cannat, M., Ceuleneer, G., and Fletcher, J. (1997). Localization of ductile strain and the magmatic evolution of gabbroic rocks drilled at the Mid-Atlantic ridge (23°N). In Karson, J. A., Cannat, M., Miller, J. D., and Elthon, D., editors, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 153, pages 77–98. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Cannat, M., Karson, J. A., Miller, D. J., Agar, S. M., Barling, J., Casey, J. F., Ceuleneer, G., Dilek, Y., Fletcher, J., Fujibayashi, N., Gaggero, L., Gee, J. S., Hurst, S. D., Kelley, D. S., Kempton, P. D., Lawrence, R. M., Marchig, V., Mutter, C., Niida, K., Rodway, K., Ross, D. K., Stephens, C., Werner, C.-D., Whitechurch, H., and Fox, C. O. (1989). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports*, volume 153. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Carrière, J.-C. (1998). *Le cercle des menteurs*. Press Pocket.

Carter, H. J. (1850). Geological Observations on the Igneous Rocks of Maskat and its Neighbourhood, and on the Limestone Formation at their circumference. *J. of Bombay, branch of the Royal Asiatic Society*, 3 :118–129.

Cawood, P. A. (1991). Processes of ophiolite emplacement in Oman and Newfoundland. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 501–516. Kluwer Academic Publishers.

Ceuleneer, G. (1986). Structure des ophiolites d'Oman : Flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique et charriage à la dorsale. Thèse d'université. Nantes, 338 p.

Ceuleneer, G. (1991). Evidence for a paleo-spreading center in the Oman ophiolite : mantle structures in the Maqsad area. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 149–175. Kluwer Academic Publishers.

Ceuleneer, G., Monnereau, M., and Amri, I. (1996). Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. *Nature*, 379 :149–153.

Ceuleneer, G., Monnereau, M., Rabinowicz, M., and Rosemberg, C. (1993). Thermal and petrological consequences of melt migration within mantle plumes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 342(A) :53–64.

Ceuleneer, G. and Nicolas, A. (1985). Structures in podiform chromite from the Maqsad district (Sumail ophiolite, Oman). *Mineralium Deposita*, 20 :177–185.

Ceuleneer, G., Nicolas, A., and Boudier, F. (1988). Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre : The Oman peridotites record. *Tectonophysics*, 151 :1–26.

Ceuleneer, G. and Rabinowicz, M. (1992). Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges : Models derived from observations in ophiolites. In Morgan, J. P., Blackman, D. K., and Simon, J. M., editors, *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, number 71 in Geophysical monograph, pages 123–154. American Geophysical Union.

Chemenda, A. I., Mattauer, M., and Bokun, A. N. (1996). Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks : new modelling and field data from Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143 :173–182.

Chen, J. H. and Pallister, J. S. (1981). Lead isotopic studies of the Samail ophiolite, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2699–2697.

Chenevez, J., Machetel, P., and Nicolas, A. (1998). Numerical models of magma chambers in the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 103 :15443–15455.

Chevrel, S., Chevremont, P., Wyns, R., Le-Métour, J., Al-Toba, A., and Beurrier, M. (1991). the use of digitally-processed Spot data in the geological mapping of the ophiolite of northern Oman. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 853–873. Kluwer Academic Publishers.

Christensen, N. I. and Smewing, J. D. (1981). Geology and seismic structure of the northern section of the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2545–2555.

Coleman, R. G. (1981). Tectonic Setting for Ophiolite Obduction in Oman. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2497–2508.

Coleman, R. G. (1984). The diversity of ophiolites. In Zwart, H. J., Hartman, P., and Tobi, A. C., editors, *Ophiolites and Ultramafic rocks : a tribute to Emile den Tex*, volume 63(2) of *Geologie en Mijnbouw*, pages 141–159. De Bussy Ellerman Harm, Amsterdam.

Coleman, R. G. and Hopson, C. A. (1981). Introduction to the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2495–2496.

Coogan, L. A., Kempton, P. D., Saunders, A. D., and Norry, M. J. (2000a). Melt aggregation within the crust beneath the Mid-Atlantic Ridge : evidence from plagioclase and clinopyroxene major and trace element compositions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176 :245–257.

Coogan, L. A., Saunders, A. D., Kempton, P. D., and Norry, M. J. (2000b). Evidence from oceanic gabbros for porous melt migration within a crystal mush beneath the Mid-Atlantic Ridge. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1(Article [8513 words, 5 figures, 3 tables]) :2000GC000072. Published September 25, 2000.

Cooper, D. J. W. (1987). Hamrat Duru Group : revised stratigraphy of a mesozoic deep-water passive margin in the Oman Mountains. *Geol. Mag.*, 124 :157–164.

Crawford, A. J., editor (1989). *Boninites*. Unwin Hyman (London).

Dahl, R. (1984). Etude géométrique, pétrologique et géochimique de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman, massif de Rustaq (bloc de Haylayn). Un modèle tridimentionnel de zone d'accretion. Thèse d'université. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 264 p.

Dahl, R., Juteau, T., Boudier, F., Nicolas, A., Bouchez, J.-L., and Crambert, S. (1983). Ophiolite des nappes de Semail (Oman) : nouvelles données de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustaq et de Nakhl. *Sci. Geol. Bull., Strasbourg*, 36 :35–59.

Danyushevky, L. V., Carroll, M. R., and Falloon, T. J. (1997). Origin of high-An plagioclase in Tongan High-Ca Boninites : Implication for plagioclase-Melt equilibria at low P(H_2O). *Can. Min.*, 35 :313–326.

De-Wever, P., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., and Bechennec, F. (1988a). Découvertes de radiolarites permiennesau bord sud de la Téthys (nappes d'Hawasina, Sultanat d'Oman). *C. R. Acad. Sci.*, 307(II) :1383–1388.

De-Wever, P., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., and Bechennec, F. (1988b). Permian age from radiolarites of the hawasina nappes, Oman Mountains. *Geology*, 16 :912–914.

De-Wever, P., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., and Bechennec, F. (1990). Permian to Cretaceous radiolarian biostratigraphic data from the Oman Mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 225–238. Blackwell Scientific Publication.

De-Wever, P., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., and Beurrier, M. (1988c). Radiolaires Sénonien de la nappe de Samail (Oman). *Revue de Micropaléontologie*, 31 :166–179.

Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussamn, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. Harvard University Press, 2nd edition.

Dessaint, W. and Ngwâma, A. (1994). *Au sud des nuages : mythes et contes recueillis oralement chez les montagnards Lissou (tibéto-birmans)*. L'aube des peuples. Gallimard.

Dick, H. J. B., Meyer, P. S., Bloomer, S., Kirby, S., Stakes, D., and Mawer, C. (1991). Lithostratographic evolution of an in-situ section of oceanic layer 3. In Von-Heren, R. P., Robinson, P. T., Adamson, A. C., Becker, K., Bloomer, S. H., mathilde Cannat, Dick, H. J. B., Hermmermann, R. F. K., Gard, G., Goldbreg, D., Herbert, R., Hertogen, J. G. H., Hoskins, H., Iturino, G., Kassenaar, J. D. C., and Kempton, P. D., editors, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 118, pages 439–538. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Dick, H. J. B. and Natland, J. H. (1996). Late-Stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. In Mevel, C., Gillis, K. M., Allan, J. F., and Meyer, P. S., editors, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 147, pages 103–134. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Dick, H. J. B., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., Haggas, S., Hertogen, J. G. H., Hirth, G., Holm, P. M., Ildefonse, B., Iturrino, G. J., John, B. E., Kelley, D. S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P. J., Maeda, J., Meyer, P. S., Miller, D. J., Naslund, H. R., Niu, Y.-L., Robinson, P. T., Snow, J., Stephen, R. A., Trimby, P. W., Worm, H.-U., and Yoshinobu, A. (2000). A long situ section of the lower ocean crust : results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179 :31–51.

Dick, H. J. B., Natland, J. H., Miller, D. J., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., Haggas, S., Hertogen, J. G. H., Hirth, G., Holm, P. M., Ildefonse, B., Iturrino, G. J., John, B. E., Kelley, D. S., Kilawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P. J., Maeda, J., Meyer, P. S., Naslund, H. R., Niu, Y., Robinson, P. T., Snow, J. E., Stephen, R. A., Trimby, P. W., Worm, H.-U., Yoshinobu, A., Marin, J. A., and Scroggs, J. M. (1999). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports*, volume 176. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Drake, M. J. (1975). Plagioclase-melt equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40 :457–465.

Duda, A. and Schmincke, H. U. (1985). Polybaric differentiation of alkali basaltic mahmas : evidences from green-core clinopyroxenes (Eifel FRG). *Contrib. Minerl. Petrol.*, 91 :340–353.

Einaudi, F., Pezard, P. A., Cochemé, J.-J., Coulon, C., Laverne, C., and Godard, M. (2000). Petrography, geochemistry and physical properties of a continuous extrusive section from the Sarami massif, Semail ophiolite. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :387–407.

El-Shazly, A. K. (1994). Petrology of lawsonite-pumpeylite- and sodic amphibole bearing metabasites from NE Oman. *J. Metamorphic Geol.*, 12 :23–48.

El-Shazly, A. K. (1995). Petrology of Fe-Mg-carpholite-bearing metasediments from NE Oman. *J. Metamorphic Geol.*, 13 :379–396.

El-Shazly, A. K., Coleman, R. G., and Liou, J. G. (1990). Eclogites and blueschists from NE Oman : petrology and P-T evolution. *J. Petrol.*, 31 :629–666.

El-Shazly, A. K. and Lanphere, M. A. (1992). Two high pressure events in NE Oman : evidence from 40Ar/39Ar dating and petrological data. *J. Geol.*, 100 :731–751.

Elthon, D. (1984). Plagioclase buoyancy in oceanic basalts : chemical effects. *Geochim. Cosmoschim. Acta*, 48 :753–768.

Elthon, D. (1987). Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Spreading center. *J. Geophys. Res.*, 92(B1) :658–682.

Elthon, D. (1991). Experimental phase petrology of mid-ocean ridge basalts. In Floyd, P. A., editor, *Oceanic Basalts*, pages 95–119. Blackie and Son.

Elthon, D. (1993). The cristallization of mid-ocean ridge basalt at moderate and hight pressures. *Eur. J. Mineral.*, 5 :1025–1037.

Elthon, D. and Casey, J. F. (1985). The very depleted nature of certain primary mid-ocean ridge basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49 :289–298.

Elthon, D., Casey, J. F., and Komar, S. (1982). Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Am Massif of the Bay of Islands ophiolites : evidence for high pressure crystal fractionation of oceanic basalts. *J. Geophys. Res.*, 87 :8717–8734.

Ernewein, M. (1987). Histoire magmatique d'un segment de croûte océanique téthysienne : Pétrologie de la séquence plutonique du massif ophiolitique de Salahi (nappe de Semail, Oman). Thèse d'université. Université Louis Pasteur, Strasbourg, 205 p.

Ernewein, M., Pflumio, C., and Whitechurch, H. (1988). The death of an acretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, 151 :247–274.

Ernewein, M. and Whitechurch, H. (1986). Les intrusions ultrabasiques de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman : un évènement témoin de l'extinction d'une zone d'accrétion océanique ? *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 303, Série II(5) :379–383.

Farhoudi, G. and Karig, D. E. (1977). Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, 5 :664–668.

Filbrandt, J. B., Nolan, S. C., and Ries, A. C. (1990). Late Cretaceous and early Terciary evolution of jebel Ja'alan and adjacent areas, NE Oman. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 697–714. Blackwell Scientific Publication.

Fleet, A. J. and Robertson, A. H. F. (1980). Ocean ridge metalliferous and pellagic sediments of the Sumail nappe, Oman. *J. Geol. Soc. London*, 137 :403–422.

Flower, M. F. J. (1981). Thermal and kinematic control on ocean ridge magma fractionation : contrasts between Atlantic and Pacific spreading axes. *J. Geol. Soc. London*, 138 :695–712.

Francis, D. (1987). Mantle-Melt interaction recorded in spinel lherzolites xenoliths from the aligator lake volcanic complex, Yukon, Canada. *J. Petrol.*, 28(3) :569–597.

Fujii, T. (1989). Genesis of mid-ocean ridge basalts. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., editors, *Magmatism in the Ocean Basins*, number 42 in Geological Society Special Publication, pages 137–146. Blackwell Scientific Publication.

Garrido, C. J., Kelemen, P. B., and Hirth, G. (2001). Variation of cooling rate with depth in lower crust formed at an oceanic spreading ridge : Plagioclase crystal size distribution in gabbros from the oman ophiolite. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2(Article) :2000GC00136 [9 figures, 2 tables]. Published October 16, 2001.

Gass, I. G. (1989). Magmatic processes at and near constructive plate margins as deduced from the Troodos (Cyprus) and Semail Nappe (N Oman) ophiolites. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., editors, *Magmatism in the Ocean basins*, number 42 in The Geological Society Special publication, pages 1–15. Blackwell Scientific Publication.

Gast, P. W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32 :1057–1086.

Gealey, W. K. (1977). Ophiolite obduction and the geologic evolution of the Oman mountains and adjacent areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88 :1183–1191.

Gealey, W. K. (1980). Ophiolite obduction mechanism. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 228–243. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Ghent, E. D. and Strout, M. Z. (1981). Metamorphism at the base of the Samail ophiolite, Southeastern Oman mountains. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2557–2571.

Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamics model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 119 :197–212.

Gillis, K. M., Mevel, C., Allan, J. F., Arai, S., Boudier, F., Celerier, B., Dick, H. J. B., Falloon, T. J., Frueh-Green, G., Iturrino, G. J., Kelley, D. S., Kelso, P., Kennedy, L. A., Kikawa, E., Lecuyer, C. M., MacLeod, C. J., Malpas, J., Manning, C. E., McDonald, M. A., Miller, D. J., Natland, J., Pariso, J. E., Pedersen, R.-B., Prichard, H. M., Puchelt, H., Richter, C., Marins, J. A., and McQuistion, N. K. (1993). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports*, volume 147. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Girardeau, J. and Francheteau, J. (1993). Plagioclase-wehrlites and peridotites on the East-Pacific Rise (Hess Deep) and the Mid-Atlantic Ridge (DSDP Site 334) : evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 115 :137–149.

Glennie, K. W. (1975). Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution : reply. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59 :1688.

Glennie, K. W., Boeuf, M. G. A., Hugues-Clark, M. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, M., and Reinhardt, B. M. (1974). *Geology of the Oman mountains*, volume 31. Verh. K. Ned. Geol. Mijnboukd. Genoot. 423 pp.

Glennie, K. W., Boeuf, M. G. A., Hugues-Clark, M. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W. F. H., and Reinhardt, B. M. (1973). Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 :5–27.

Gnos, E. and Perrin, M. (1996). Paleomagnetic studies on lavas from Masirah Island, Oman. *Tectonophysics*, 253 :53–64.

Gnos, E. and Peters, T. (1993). K-Ar ages of the metamorphic sole of the Semail ophiolite : implications for ophiolite cooling history. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113 :325–332.

Gnos, E., Wyder, R., and Rothery, D. A. (1991). Comparison between mapping at 1 :25000 scale and decorrelation stretched Landsad Thematic Mapper images in the Wuqbah block (Oman mountains). In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 875–885. Kluwer Academic Publishers.

Godard, M., Jousselin, D., and Bodinier, J.-L. (2000). Relationships between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading centre a study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180 :133–148.

Goffé, B., Michard, A., Kienast, J. R., and Le-Mer, O. (1988). A case of obduction-related high-pressure, low-temperature metamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman : P-T path and kinematic interpretation. *Tectonophysics*, 151 :363–386.

Graham, G. M. (1980). Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman mountains. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 414–423. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Gray, D. R. and Gregory, R. T. (2000). Implications of the structure of the Wadi Tayin metamorphic sole, the Ibra-Dasir block of the Samail ophiolite, and the Saih Hatat window for late stage extensional ophiolite emplacement, Oman. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :211–227.

Green, D. H., Hibberson, W. O., and Jaques, A. L. (1979). Petrogenesis of Mid-Ocean Ridge Basalts. In McElhinny, M. W., editor, *The Earth : Its origine, structure and evolution*, pages 265–299. Academic Press, London, inc.

Gregory, R. T. (1984). Melt percolation beneath a spreading ridge : evidence from the Semail peridotite, Oman. In Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., editors, *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, number 13 in The Geological Society Special publication, pages 55–62. Blackwell scientific publications.

Gregory, R. T. and Taylor, H. P. (1981). An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman : evidence for $\delta^{18}0$ buffering of the oceans by deep ($> \ 5\ km$) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges . *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2737–2755.

Grindlay, N. R., Madsen, J. A., Rommevaux-Jestin, C., and Sclater, J. (1996). A different pattern of ridge segmentation and mantle bouger anomalies along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (15°30'E to 25°E). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161 :243–253.

Grove, T. L. and Baker, M. B. (1984). Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *J. Geophys. Res.*, 89(B5) :3253–3274.

Grove, T. L. and Bryan, W. B. (1983). Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure : An experimental study. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 84 :293–309.

Grove, T. L., Gerlach, D. C., Sando, T. W., and Baker, M. B. (1982). Origin of calc-alcaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 80 :160–182.

Grove, T. L., Gerlach, D. C., Sando, T. W., and Baker, M. B. (1983). Origin of calc-alcaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing : corrections and clarifications. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 82 :407–408.

Grove, T. L. and Juster, T. C. (1989). Experimental investigations of low-Ca pyroxene stability and olivine - pyroxene - liquid equilibria at 1-atm in natural basaltic and andesitic liquids. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 103 :287–305.

Grove, T. L., Kinzler, R. J., and Bryan, W. B. (1992). Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB). In Morgan, J. P., Blackman, D. K., and Simon, J. M., editors, *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, volume Geophysical monograph 71, pages 281–310. American Geophysical Union.

Hacker, B. R. (1994). Rapid emplacement of a young oceanic lithosphere : Argon geochronology of the Oman ophiolite. *Science*, 265 :1563–1565.

Hacker, B. R. and Gnos, E. (1997). The conundrum of samail : explaining the metamorphic history. *Tectonophysics*, 279 :215–226.

Hanna, S. S. (1990). The alpine deformation of the central Oman mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 341–360. Blackwell Scientific Publication.

Haymon, R. M., Koski, R. A., and Abrams, M. J. (1989). Hydrothermal discharge zones beneath massive sulfide deposits mapped in the Oman ophiolite. *Geology*, 17 :531–535.

Haymon, R. M., Koski, R. A., and Sinclair, C. (1984). Fossils of hydrothermal vent worms discovered in cretaceous sulfide ores of the Samail ophiolite, Oman. *Science*, 223 :1407–1409.

Hekinian, R., Hebert, R., Maury, R. C., and Berger, E. T. (1985). Orthopyroxene-bearing gabbroic xenoliths in basalts from the East Pacific Rise axis near 12° 50' N. *Bull. Mineral.*, 108 :691–698.

Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B., and Hofmann, A. W. (2001). Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 410 :677–681.

Hess, P. C. (1989). *Origins of igneous rocks*. 0-674-64481-6. Harvard University Press.

Hess, P. C. (1992). Phase Equilibria Constraints on the Origin Of Ocean Floor Basalts. In Morgan, J. P., Blackman, D. K., and Simon, J. M., editors, *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, volume Geophysical monograph 71, pages 67–102. American Geophysical Union.

Hopson, C. A., Coleman, R. G., Gregory, R. T., Pallister, J. S., and Bailley, E. H. (1981). Geologic section through the Samail Ophiolite and associated rocks along the Muscat-Ibra transect, southeastern Oman Mountain. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :27527–2544.

Hopson, C. A. and Pallister, J. S. (1980). Samail ophiolite magma chamber, I. Evidence from gabbro phase variation, internal structure and layering. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 402–404. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Housh, T. B. and Luhr, J. F. (1991). Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *Amer. Min.*, 76 :477–492.

Hudson, R. G. S. (1960). The permian and Trias of the Oman Peninsula, Arabia. *Geol. Mag.*, XCVII(4) :299–308.

Hudson, R. G. S., Browne, R. V., and Chatton, M. (1954a). The structure and stratigraphy of the Jebel Qamar area, Oman. *Proc. Geol. Soc. London*, 1513 :XCIX–CIV.

Hudson, R. G. S. and Chatton, M. (1959). The permian and Trias of the Oman Peninsula, Arabia. *Paris, Mus. Nat. d'Histoire Naturelle, notes et mémoires Moyen-Orient*, t7 :69–93.

Hudson, R. G. S., McCugan, A., and Morton, D. M. (1954b). The structure of the Jebel Hagab area, Trucial Oman. *Geol. Soc. London Quart. J.*, 84(4) :568–670.

Ildefonse, B., Nicolas, A., and Boudier, F. (1993). Evidence from the Oman ophiolite for sudden stress changes during melt injection at oceanic spreading centres. *Nature*, pages 673–675.

Ildefonse, B. and Nicolas, S. B. A. (1995). A detailed study of mantle flow away from diapirs in the Oman ophiolite. In Vissers, R. L. M. and Nicolas, A., editors, *Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and ophiolites*, pages 163–177.

Immenhauser, A. (1996). Cretaceous sediments on the Masirah ophiolite (Sultanate of Oman) - Evidence for an unusual bathymetric history. *J. Geol. Soc. London*, 153 :539–551.

Irvine, T. N. (1982). Terminology for Layered Intrusions. *J. Petrol.*, 23(2) :127–162.

Ixer, R. A., Alabaster, T., and Pearce, J. A. (1984). Ore petrography and geochemistry of massive-sulfide deposits within the Samail ophiolite, Oman. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 93(Sect. B) :114–124.

Jacob, K. H. and Quittmeyer, R. L. (1979). The Makran region at Pakistan and Iran : Trench-arc system with active plate subduction. In Farah, A. and De-Jong, K. A., editors, *Geodynamics of Pakistan*, Geological Survey of Pakistan, pages 305–317. Que Ha.

Jousselin, D. and Nicolas, A. (2000a). Oceanic ridge off-axis deep structure in the Mansah region (Sumail massif, Oman ophiolite). *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :243–257.

Jousselin, D. and Nicolas, A. (2000b). The Moho transition zone in the Oman ophiolite-relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :229–241.

Jousselin, D., Nicolas, A., and Boudier, F. (1998). Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 103 :18153–18170.

Juteau, T., Beurrier, M., Dahl, R., and Nehlig, P. (1988a). Segmentation at a fossil spreading axis : the plutonic sequence of the wadi Haymiliyah area (Haylayn block, Sumail nappe, Oman). *Tectonophysics*, 151 :167–197.

Juteau, T., Ernewein, M., Whitechurch, I. R. H., and Dahl, R. (1988b). Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Semail Nappe, Oman. *Tectonophysics*, 151 :107–126.

Juteau, T., Manac'h, G., Moreau, O., Lécuyer, C., and Ramboz, C. (2000). The high temperature reaction zone of the Oman ophiolite : new field data, microthermometry of fluid inclusions, PIXE analyses and oxygen isotopic ratios. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :351–385.

Juteau, T., Nehlig, P., Lachize, M., and Lorand, J.-P. (1989). Découverte de concentration de sulfures d'origine magmatique dans un complexe ophiolitique. La chambre gabbroïque fossile d'Haymiliyah dans la nappe de Semail (Sultanat d'Oman). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309 :1773–1780.

Juteau, T. and Whitechurch, H. (1989). La séquence plutonique de la nappe ophiolotique de Semail en Oman : dualité du magmatisme et segmentation axiale. *Bull. Soc. géol. France*, 8(2) :189–204.

Karpoff, A.-M. and Walter, A. V. (1988). Metalliferous sediments within lava sequences of the Sumail ophiolite (Oman) : mineralogical and geochemical caracterization, origin and evolution. *Tectonophysics*, 151 :223–245.

Kawahata, H., Nohara, M., Ishizuka, H., Hasebe, S., and Chiba, H. (2001). Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 106 :11083–11099.

Kelemen, P. B. and Aharonov, E. (1998). Periodic formation of magma fractures and generation of layered gabbros in the lower crust beneath oceanic spreading ridges. In Morgan, J. P., Blackman, D. K., and Simon, J. M., editors, *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, number 106 in Geophysical monograph, pages 267–289. American Geophysical Union.

Kelemen, P. B., Braun, M., and Hirth, G. (2000). Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges : observations from the Ingalls and Oman ophiolites. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1 :1999GC000012.

Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., and Dick, H. J. B. (1997a). A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Phill. Trans. R. Soc. London A*, 355 :283–318.

Kelemen, P. B., Koga, K., and Shimizu, N. (1997b). Geochemistry of gabbro sills in the crust/mantle transition zone of the Oman ophiolite : implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146 :475–488.

Kelemen, P. B., Shimizu, N., and Salters, V. J. M. (1995). Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375 :747–753.

Kelemen, P. J. (1990). Reaction between Ultramafic Rock and fractionating Basaltic Magma 1. Phase Relations, the origin of calc-alkaline Magma Series, and the Formation of Discordant Dunite. *J. Petrol.*, 31(1) :3–46.

Kenko, U. (1987). *Les Heures oisives*. Number 15 in Connaissance de l'Orient pocheColl. Unesco d'oeuvres représentatives. Série japonaise. Gallimard.

Kennedy, A. K., Grove, T. L., and Johnson, R. W. (1990). Experimental and major element constraints on the evolution of lavas from Lihir Island, Papua New Guinea. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104 :722–734.

Kerrich, R., Wyman, D., Fan, J., and Bleeker, W. (1998). Boninite series : low Ti-tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164 :303–316.

Koga, K. T., Kelemen, P. B., and Shimizu, N. (2001). Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal werhlite in the Oman ophiolite. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2(Article) :2000GC000132 [17,079 words, 8 figures, 8 tables]. Published September 4, 2001.

Korenaga, J. and Kelemen, P. B. (1997). Origin of gabbro sills in the Moho transition zone of the Oman ophiolite : implications for magma transport in the oceanic lower crust. *J. Geophys. Res.*, 102 :27729–27749.

Korenaga, J. and Kelemen, P. B. (1998). Melt migration through the oceanic lower crust : a constraint from melt percolation modeling with finite solid diffusion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 156 :1–11.

Lachize, M. (1993). La chambre magmatique fossile d'Haymiliyah (massif de Haylayn, ophiolite de semail, sultanat d'Oman) : Un cas de précipitation de sulfures magmatiques dans la couches 3 de la lithosphère océanique. Thèse d'université. Université de Bretagne Occidentale, 314 p.

Lachize, M., J.-P., J.-P. L., and Pattou, L. (1995). Géochimie des métaux nobles (Au et Eléments du groupe du platine), cuivre et soufre dans les gabbros lités et les roches ultramafiques intrusives de l'ophiolite d'Oman. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 320(II) :23–30.

Lachize, M., Lorand, J.-P., and Juteau, T. (1991). Cu-Ni-PGE magmatic sulfide ores and their host layered gabbros in the Haymiliyah fossil magma chamber (Haylayn block, Semail ophiolite nappe, Oman). In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 209–229. Kluwer Academic Publishers.

Lachize, M., Lorand, J.-P., and Juteau, T. (1996). Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman. *Lithos*, 38 :207–232.

Laird, J. and Albee, A. L. (1981). High pressure metamorphism in mafic shishts from northern Vermont. *Amer. J. Sci.*, 281 :97–126.

Lamoureux, G., Ildefonse, B., and Mainprice, D. (1999). Modelling the seismic properties of fast-spreading ridge crustal Low-Velocity Zones : insights from Oman gabbro textures. *Tectonophysics*, 312 :283–301.

Langmuir, C. H. and Hanson, G. N. (1981). Calculating Mineral-Melt equilibria with stoichiometry, mass balance, and single-component distribution coefficients. In Newton, R. C., Navrotsky, A., and Woods, B. J., editors, *Thermodynamics of Minerals and Melts*, pages 247–271. Springer-Verlag, New-York.

Langmuir, C. H., Klein, E. M., and Plank, T. (1992). Petrological Systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts : Constraints on Melt Generation Beneath Ocean). In Morgan, J. P., Blackman, D. K., and Simon, J. M., editors, *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, volume Geophysical monograph 71, pages 183–280. American Geophysical Union.

Lanphère, M. A. (1981). K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2777–2782.

Lanphère, M. A., Coleman, R. G., and Hopson, C. A. (1981). Sr isotoic tracer study of the Samail Ophiolite, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86 :2709–2720.

Le-Métour, J., Rabu, D., Tegyey, M., Bechennec, F., Beurrier, M., and Villey, M. (1986). Le métamorphisme regional crétacé de faciès eclogites-schistes bleus sur la bordure omanaise de la plateforme arabe : conséquences d'une tectongénèse précoce ante-subduction. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302(II) :905–910.

Le-Métour, J., Rabu, D., Tegyey, M., Bechennec, F., Beurrier, M., and Villey, M. (1990). Subduction and obduction : two stages in the eo-alpine tectonometamorphic evolution of the Oman mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 327–339. Blackwell Scientific Publication.

Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Min.*, 63 :1023–1052.

Leblanc, M. and Ceuleneer, G. (1992). Chromite crystallization in a multicellular magma flow evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, 27 :231–257.

Leblanc, M., Ceuleneer, G., Al-Azri, H., and Jedwab, J. (1991). Concentration hydrothermale de Pd et de Pt dans les péridotites mantellaires du complexe ophiolitique d'Oman. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312(II) :1007–1012.

Lees, G. M. (1928). The geology and tectonics of Oman and parts of Southern Arabia. *Geol. Soc. London Quart. J.*, 84(336) :585–670.

Lippard, S. J. (1993). Cretaceous high pressure metamorphism in NE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement. *Geol. Soc. London J.*, 140 :97–104.

Lippard, S. J., Graham, G. M., Smewing, J. D., and Searle, M. P. (1983). Melange associated with the Semail ophiolite in the northern Oman mountains allochton, southeast Arabia. In McCall, G. J. H., editor, *Ophiolitic Melanges*, Benchmark papers in geology, pages 300–308.

Lippard, S. J. and Rex, D. C. (1982). K-Ar ages of alkaline igneous rocks in the northern Oman mountains, NE Arabia, and their relation to rifting, passive margin development and destruction of the Oman Tethys. *Geol. Mag.*, 119 :497–503.

Lippard, S. J., Shelton, A. W., and Gass, I. G. (1986). *The ophiolite of the Northern Oman.* Number 11 in The Geological Society of London Memoirs. Blackwell Scientific Publication.

Lippard, S. J., Smewing, J. D., Rothery, D. A., and Browning, P. (1982). The geology of the Dibba zone, northern Oman Mountains : a preliminary study. *J. Geol. Soc . London*, 139 :59–66.

Lofgren, G. (1980). Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In Hargraves, R. B., editor, *Physics of magmatic processes*, pages 487–551. Princeton University Press.

Lorand, J.-P. (1988). Fe-Ni-Cu sulfides in tectonite peridotites from the Maqsad district, Sumail ophiolite, southern Oman : implications for the origin of the sulfide component in the oceanic upper mantle. *Tectonophysics*, 151 :57–73.

Lorand, J.-P. and Ceuleneer, G. (1989). Silicate and base-metal sulfide inclusions in chromites from the Maqsad area (Oman ophiolite, Gulf of Oman) : a model for entrapment. *Lithos*, 22 :173–190.

Lorand, J.-P. and Juteau, T. (2000). The Haymiliyah sulphide ores (Haylayn massif, Oman ophiolite) : in-situ segregation of PGE-poor magmatic sulphides in a fossil oceanic magma chamber. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :327–349.

Lovelock, P. E. R., Potter, T. L., Walsworth-Bell, E. B., and Wiemer, W. M. (1981). Ordovician rocks in Oman Mountains : The Amedh formation. *Geologie en Mijnbouw*, 60 :487–495.

Luyendyk, B. P. and Day, R. (1982). Paleomagnetism of the Semail ophiolite, Oman, 2. The wadi Kadir gabbro section. *J. Geophys. Res.*, 87(B13) :903–10–917.

Luyendyk, B. P., Laws, B. R., Day, R., and Collinson, T. B. (1982). Paleomagnetism of the Semail ophiolite, Oman, 1. The sheeted dyke complex of Ibra. *J. Geophys. Res.*, 87(B13) :883–10–902.

MacLeod, C. J. and Rothery, D. A. (1992). Ridge axial segmentation in the Oman ophiolite : Evidence from along-strike variations in the sheeted dyke complex. In Parson, L. M., Murton, B. J., and Browning, P., editors, *Ophiolites and Their Modern Oceanic Analogues*, number 60 in The Geological Society Special publication, pages 39–63. Blackwell scientific publications.

MacLeod, C. J. and Yaouancq, G. (2000). A fossil melt lens in the Oman ophiolite : implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176 :357–373.

Mahood, G. A. and Backer, D. R. (1986). Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks : Pantelleria, Strait of Sicily. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 93 :251–264.

Manghani, M. G. and Coleman, R. G. (1981). Gravity profiles across the Samail ophiolite, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2509–2525.

Mann, A. and Hanna, S. S. (1990). The tectonic evolution of pre-permian rocks, central Oman mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 3O7–325. Blackwell Scientific Publication.

Marques, D., Peters, T., and Gnos, E. (1995). A new structural interpretation for the emplacement of the Masirah ophiolite, Oman. A main Paleocene intraoceanic thrust. *Geodyn. acta*, 8 :13–19.

Mattauer, M. and Ritz, J.-F. (1996). Arguments géologiques en faveur d'un modèle de subduction continentale pour l'exhumation du métamorphisme haute-pression d'Oman. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 322(II) :869–876.

Maunoury, J.-L. (1990). *Sublimes paroles et idioties de Nasr Eddin Hodja.* Phébus.

McCulloch, M. T., Gregory, R. T., Wasserburg, G. J., and Taylor, H. P. (1980). A neodymium, strontium, and oxygen isotopic study of the cretaceous Samail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46 :201–211.

McCulloch, M. T., Gregory, R. T., wasserburg, G. J., and Taylor, H. P. (1981). Sm-Nd, Rb-Sr and $^{18}O/^{16}O$ isotopic systematics in an oceanic crustal section : evidence from the Samail ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2509–2525.

McIntire, W. L. (1963). Trace element partition coefficients : a review of theory and applications to geology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27 :1209–1264.

Meyer, J., Mercolli, I., and Immenhauser, A. (1996). Off-ridge alkaline magmatism and seamount volcanoes in obducted oceanic crust of Masirah island (Sultanate of Oman). *Tectonophysics*, 267 :187–208.

Meyer, P. S., Dick, H. J. B., and Thompson, G. (1989). Cumulate gabbros from the Southwest Indian Ridge, 54°S-7°16'E : implications for magmatic processes at slow spreading ridge. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 103 :44–63.

Michael, P. J. and Chase, R. L. (1987). The influence of primary magma composition, H_2O and pressure on Mid-Ocean Ridge basalt differentiation. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 96 :245–263.

Michard, A. (1982). Contribution à la connaissance de la marge nord du Gondwana, une chaîne plissée paléozoïque, vraisemblablement hercynienne en Oman. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 22.

Michard, A. (1983). Les nappes de Mascate (Oman), rampe épi-continentale d'obduction à faciès schiste bleu et la dualité apparente des ophiolites omanaises. *Sci. Géol. Bull., Strasbourg*, 36 :3–16.

Michard, A., Bouchez, J.-L., and Ouazzani-Touhami, M. (1984). Obduction related planar and linear fabrics in Oman. *J. Struct. Geol.*, 6 :39–49.

Michard, A., Boudier, F., and Goffé, B. (1991). Obduction versus subduction and collision in the Oman case and other tethyan settings. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 447–467. Kluwer Academic Publishers.

Michard, A., Goffé, B., and Ouazzani-Touhami, M. (1982). Obduction-related high pressure-low temperature metamorphism in upper crustal materials, Muscat, Oman. *Terra Cognita*, 3.

Michard, A., Goffé, B., Saddiqi, O., Oberhänsli, R., and Wendt, A. S. (1994). Late cretaceous exhumation of the Oman blueschists and eclogites : a two-stage extensional mechanism. *Terra Nova*, 6 :404–413.

Michard, A., Juteau, T., and Witechurch, H. (1985). L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. *Bull. Soc. Géol. France*, 2 :189–198.

Michard, A., Le-Mer, O., Goffé, B., and Montigny, R. (1989). Mechanism of the Oman mountains obduction onto the arabian continental margin. *Bull. Soc. Geol. France*, 8(2) :241–252.

Michibayashi, K., Gerbert-Gaillard, L., and Nicolas, A. (2000). Shear sense inversion in the Hilti mantle section (Oman ophiolite) and active mantle uprise. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :259–268.

Miller, J. M., D.R.Gray, and Gregory, R. T. (1998). Exhumation of high-pressure rocks in northeastern Oman. *Geology*, 26 :235–238.

Misseri, M. (1982). Structures des massifs ophiolitiques de Canyon Mountain (Oregon) et de Wadi Tayin (Oman) : Lithosphère d'arc insulaire, lithosphère océanique. Thèse d'université. Université de Nantes, 156 p.

Mitchell, N. C., Livermore, R. A., Fabretti, P., and Carrara, G. (2000). The Bouvet triple junction, 20 to 10 Ma, and extensive transtentional deformation adjacent to the Bouvet and Conrad transforms. *J. Geophys. Res.*, 105(B4) :8279–8296.

Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274 :321–355.

Miyashiro, A., Shido, F., and Ewing, M. (1970). Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from Mid-Ocean Ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7 :361–365.

Montigny, R., Le-Mer, O., Thuizat, R., and Whitechurch, H. (1988). K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite : tectonic implications. *Tectonophysics*, 151 :345–362.

Morse, S. A. (1980). *Basalts and phase diagrams.* Springer-Verlag New York Inc.

Moseley, F. (1969). The upper cretaceous ophiolite complex of Masirah island. *Oman. Geol. J.*, 6(2) :293–306.

Moseley, F. and Abbotts, I. L. (1979). The ophiolite melange of Masirah. *Oman. J. Geol. Soc. London*, 136 :713–724.

Mountain, G. S. and Prell, W. L. (1990). A multiphase plate tectonic history of the southeast continental margin of Oman. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 725–743. Blackwell Scientific Publication.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba,Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38 :757–775.

Natland, J. H. and Dick, H. J. B. (1996). Melt Migration through high-level gabbroic cumulates of the east pacific rise at Hess Deep : The origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast-speading ridges. In Mevel, C., Gillis, K. M., Allan, J. F., and Meyer, P. S., editors, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 147, pages 21–58. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Natland, J. S., Meyer, P. S., Dick, H. J. B., and Bloomer, S. H. (1991). Magmatic oxides and sulfides in gabbroic rocks from Hole 735B and the latter development of the liquid line of descent. In Von-Heren, R. P., Robinson, P. T., Adamson, A. C., Becker, K., Bloomer, S. H., mathilde Cannat, Dick, H. J. B., Hermmermann, R. F. K., Gard, G., Goldbreg, D., Herbert, R., Hertogen, J. G. H., Hoskins, H., Iturino, G., Kassenaar, J. D. C., and Kempton, P. D., editors, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 118, pages 75–111. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Neary, C. R. and Brown, M. A. (1979). Chromites from the Al'Ays complex, Saudi Arabia and Semail complex, Oman, evolution and mineralisation of the arabian shield. *IAG Bull.*, 136 :193–205.

Nehlig, P. (1993). Interactions between magma chambers and hydrothermal systems : oceanic and ophiolitic constraints. *J. Geophys. Res.*, 98 :19621–19633.

Nehlig, P. (1994). Fracture and permeability analysis in magma-hydrothermal transition zones in the Samail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.*, 99 :589–601.

Nehlig, P. and Juteau, T. (1988a). Deep crustal seawater penetration and circulation at ocean ridges : evidence from the Oman Ophiolite. *Mar. Geol.*, 84 :209–228.

Nehlig, P. and Juteau, T. (1988b). Flow porosities, permeabilities and preliminary data on fluid inclusions and fossil thermal gradients in the crustal sequence of the Samail Ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, 151 :199–121.

Nehlig, P., Juteau, T., Bendel, V., and Cotten, J. (1994). The root zones of oceanic hydrothermal systems : constraints from the Samail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.*, 99 :4703–4713.

Nägler, T. F. and Frei, R. (1997). True K-feldspar granites in oceanic crust (Masirah ophiolite, Sultanate of Oman) : a U-Pb and Sm-Nd isotope study. *Chem. Geol.*, 138 :119–126.

Nicolas, A. (1985). Origine résiduelle d'olivine à contours automorphes. Discussion de la note "Les dunites en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques : Approche pétrologique", par E. T. Berger et M. Vannier. *Bull. Minéral.*, 108 :725–726.

Nicolas, A. (1986). Melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.*, 27 :999–1022.

Nicolas, A. (1989). *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*, volume 4 of *Petrology and Structural Geology*. Kluwer Academic Publishers.

Nicolas, A. (1990). Melt extraction from mantle peridotites : hydrofracturing or porous flow consequence on oceanic ridge activity. In Ryan, M. P., editor, *Magma transport and storage*, pages 160–174. Blackwell Scientific Publication.

Nicolas, A. (1992). Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *J. Petrol.*, 33 :891–915.

Nicolas, A. and Azri, H. A. (1991). Chromite-rich and chromite-poor ophiolites : the Oman case. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 261–274. Kluwer Academic Publishers.

Nicolas, A. and Boudier, F. (1991). Rooting of the sheeted dike complex in the Oman ophiolite. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 39–54. Kluwer Academic Publishers.

Nicolas, A. and Boudier, F. (1995). Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 100 :6179–6197.

Nicolas, A., Boudier, F., and Ceuleneer, G. (1988a). Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges : evidence from the Oman ophiolite. *Marine Geophysical Research*, 9 :293–310.

Nicolas, A., Boudier, F., and Ildefonse, B. (1994a). Dike Patterns in Diapirs beneath Oceanic Ridges : The Oman Ophiolite. In Ryan, M. P., editor, *Magmatic Systems*, pages 77–95. Academic Press, Inc.

Nicolas, A., Boudier, F., and Ildefonse, B. (1994b). Evidence from the Oman ophiolite for active mantle upwelling beneath a fast spreading ridges. *Nature*, 380 :51–53.

Nicolas, A., Boudier, F., and Ildefonse, B. (1996). Variable crustal thickness in the Oman ophiolite : implication for the oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 101 :17941–17950.

Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., and Ball, E. (2000a). Accretion of Oman and United Emirates ophiolite - discussion of a new structural map. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :147–179.

Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F., and Misseri, M. (1988b). Structural mapping in the Oman ophiolites : mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics*, 151 :27–56.

Nicolas, A., Freydier, C., Godard, M., and Vauchez, A. (1993). Magma chambers at oceanic ridges : how large ? *Geology*, 21 :53–56.

Nicolas, A. and Ildefonse, B. (1996). Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers. *Geophys. Res. Lett.*, 23 :2013–2016.

Nicolas, A., Ildefonse, B., Boudier, F., Lenoir, X., and Ismail, W. B. (2000b). Dike distribution in the Oman-United Arab Emirates ophiolite. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :269–287.

Nicolas, A. and Jackson, M. (1982). High temperature dikes in peridotites : origin by hydraulic fracturing. *J. Petrol.*, 24 :188–206.

Nicolas, A. and Prinzhofer, A. (1983). Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites : Structuctural evidence. *J. Petrol.*, 24(2) :188–206.

Nicolas, A., Reuber, I., and Benn, K. (1988c). A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151 :87–105.

Nicolas, A. and Violette, J. F. (1982). Mantle flow at oceanic spreading centers : models derived from ophiolites. *Tectonophysics*, 81 :319–339.

Nielsen, R. L., Davidson, P. M., and Grove, T. L. (1988). Pyroxene-melt equilibria : an updated model. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 100 :361–373.

Nielsen, R. L. and Dungan, M. A. (1983). Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 84 :310–326.

Nolan, S. C., Skelton, P. W., Clissold, B. P., and Smewing, J. D. (1990). Maastrichian to early tertiary stratigraphy and paleogeography of the Central and Northern Oman Mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 495–512. Blackwell Scientific Publication.

Osborn, E. F. and Tait, D. B. (1952). The system Diopside–Forsterite–Anorthite. *Amer. J; Sci.*, Part 2 :413–433.

Ozawa, K., Meyer, P. S., and Bloomer, S. H. (1991). Mineralogy and textures of iron-titanium oxide gabbros and associated olivine gabbros from Hole 735B. In Von-Heren, R. P., Robinson, P. T., Adamson, A. C., Becker, K., Bloomer, S. H., mathilde Cannat, Dick, H. J. B., Hermmermann, R. F. K., Gard, G., Goldbreg, D., Herbert, R., Hertogen, J. G. H., Hoskins, H., Iturino, G., Kassenaar, J. D. C., and Kempton, P. D., editors, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 118, pages 41–73. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Pallister, J. S. (1981). Structure of the sheeted dyke complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2661–2672.

Pallister, J. S. (1984). Parent magmas of the Samail ophiolite, Oman. In Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., editors, *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, number 13 in The Geological Society Special publication, pages 63–70. Blackwell scientific publications.

Pallister, J. S. and Hopson, C. A. (1980). Samail ophiolite magma chamber, II. Evidence from the cryptic variation and mineral chemistry. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 405–406. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Pallister, J. S. and Hopson, C. A. (1981). Samail ophiolite plutonic suite : field relations, phase variations, cryptic variation and layering, and a model of a spreading Ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2593–2644.

Pallister, J. S. and Knight, R. J. (1981). Rare-Earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2673–2698.

Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L. V., Crawford, A. J., and Harris, K. L. (1995). An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar : implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 118 :420–432.

Park, Y. and Means, W. D. (1996). Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *J. Struct. Geol.*, 18(6) :847–858.

Paterson, S. R., Kenneth-Fowler-Jr., T., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., and Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44 :53–82.

Pearce, J. A. (1980). Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 261–272. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., and Searle, M. P. (1981). The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. *Phil. Trans. r. Soc. London*, 300 :299–317.

Perrin, M., Plenier, G., Cocuaud, J.-M. D. E., and Prévot, M. (2000). Rotation of the Semail ophiolite (Oman) : additional paleomagnetic data from the volcanic sequence. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :181–194.

Perrin, M., Prevot, M., and Bruere, F. (1994). Rotation of the Oman ophiolite and initial location of the ridge in the hotspot reference frame. *Tectonophysics*, 229 :31–42.

Peter, T. and Kramer, J. D. (1974). Chromite deposits in the ophiolite complex of northern Oman. *Mineral. Deposita*, 9 :253–259.

Peters, T. and Kamber, B. S. (1994). Peraluminous, potassium-rich granitoids in the Semail ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118 :229–238.

Peters, T. and Mercolli, I. (1997). Formation and evolution of the Masirah ophiolite (Sultanate of Oman). *Ofioliti*, 22 :15–34.

Peters, T. and Mercolli, I. (1998). Extremely thin oceanic crust in the proto-idian ocean : evidence from the Masirah ophiolite, Sultanate of Oman. *J. Geophys. Res.*, 103 :677–689.

Pflumio, C. (1991). Evidence for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi block (northern Oman). In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 313–351. Kluwer Academic Publishers.

Platel, J.-P. and Roger, J. (1989). Evolution géodynamique du Dhofar (Sultanat d'Oman) pendant le Crétacé et le Tertiaire en relation avec l'ouverture du golfe d'Aden. *Bull. Soc. Geol. France*, 8(2) :253–263.

Presnall, D. C., Dixon, J. R., O'Donnell, T. H., and Dixon, S. A. (1979). Generation of Mid-ocean ridge Tholeiites. *J. Petrol.*, 20 :3–35.

Presnall, D. C., Dixon, S. A., Dixon, J. R., O'Donnell, T. H., Brenner, N. L., and Schrock, R. L. (1978). Liquidus phase relations on the join Diopside-Forsterite-Anorthite from 1 atm to 20 kbar : their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66 :203–220.

Putirka, K. (1999). Clinopyroxène + liquid equilibria to 100 kbar and 2450°K. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 135 :151–163.

Quatrevaux, F. (1995). Etude pétrologique des péridotites des massifs de Maqsad et de Wuqbah, ophiolite d'Oman). Thèse d'université. Université de Paris VII, 536 p.

Quick, J. E. (1981). The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Tinity peridotite, Nothern California. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 78 :413–422.

Quick, J. E. and Denlinger, R. P. (1993). Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites. *J. Geophys. Res.*, 98 :14015–14027.

Rabinowicz, M., Ceuleneer, G., and Nicolas, A. (1987). Melt segregation and asthenospheric flow in diapirs below spreading centers : evidence from the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 92 :3475–3486.

Rabinowicz, M., Nicolas, A., and Vigneresse, J. L. (1984). A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67 :97–108.

Rabu, D., Le-Métour, J., Béchennec, F., Beurrier, M., Villey, M., and BourdillonJeudy-DeGrissac, C. (1990). Sedimentary aspect of the eo-alpine cycle on the Northern edge of the arabian platform (Oman Mountains. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 49–68. Blackwell Scientific Publication.

Rabu, D., Nehlig, P., Roger, J., Béchennec, F., Beurrier, M., Le-Métour, J., BourdillonJeudy-DeGrissac, C., Tegyey, M., Chauvel, J.-J., Cavelier, C., Azri, H. A., Juteau, T., Janjou, D., Lemière, B., Villey, M., and Wyns, R. (1993). *Stratigraphy and structure of the Oman mountains*. Number 221 in Document du BRGM. Marinus Kluyver.

Ravaut, P., Bayer, R., Hassani, R., Rousset, D., and Yahya'ey, A. A. (1997). Structure and evolution of the northern Oman margin : gravity and seismic constraints over the Zagros-Makran-Oman collision zone. *Tectonophysics*, 279 :253–280.

Regba, M., Agrinier, P., Pflumio, C., and Loubet, M. (1991). A geochemical study of a fossil oceanic hydrothermal discharge zone in the Oman ophiolite (Zuha sulphide prospect) : evidence for a polyphased hydrothermal history. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 353–384. Kluwer Academic Publishers.

Reinhardt, B. M. (1969). On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman geosyncline. *Sweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 49 :1–30.

Reuber, I. (1988). Complexity of the crustal sequence in northern Oman ophiolite (Fizh and southern Aswad block) : the effect of early slicing? *Tectonophysics*, 151 :137–165.

Reuber, I. (1991). Geometry and flow pattern of the plutonic sequence of the Salahi Massif (Northern Oman ophiolite) - A key to decipher successive magmatic events. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 83–103. Kluwer Academic Publishers.

Reuber, I., Nehlig, P., and Juteau, T. (1991). Axial segmentation at a fossil oceanic spreading centre in the Haylayn block (Semail nappe, Oman) : off-axis mantle diapir and advancing ridge tip. *J. Geodyn.*, 13 :253–278.

Reynolds, J. R. (1995). *Segment-Scale Systematics of Mid-Ocean Ridge Magmatism and Geochemistry.* PhD thesis, Columbia Univesity. 483p.

Reynolds, J. R. and Langmuir, C. H. (1997). Petrological systematics of the Mid-Atlantic Ridge south of Kane : Implications for ocean crust formation. *J. Geophys. Res.*, 102(B7) :14915–14946.

Ricateau, R. and Riché, P. H. (1980). Geology of the Mussandam peninsula (Sultanate of Oman) and its surroundings. *J. Petrol. Geol.*, 3(2) :139–152.

Ricou, L. E. (1968). Sur la mise en place au Crétacé supérieur d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les Monts Zagros (Iran). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267 :2272–2275.

Ricou, L. E. (1971). Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture des nappes mises en place au Crétacé Supérieur. *Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn. Paris*, 13(2) :327–350.

Ricou, L. E., Brand, J., and Brunn, J. H. (1977). *Le Zagros*, volume 8, pages 33–52. Mem. Hors série Soc. Geol. France.

Robertson, A. H. F. (1986). Geochemical evidence for the origin of late Triasic melange units in the Oman Mountains as a small oceanbasin formed by continenetal rifting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77 :318–332.

Robertson, A. H. F. (1987a). The transition from a passive margin to an upper cretaceous foreland basin related to ophiolite emplacement in the Oman mountains. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99 :633–653.

Robertson, A. H. F. (1987b). Upper cretaceous Muti formation : transition from a mesozoic nate plateform to a foreland basin in the Oman mountains. *Sedimentology*, 34 :1123–1142.

Robertson, A. H. F. and Fleet, A. J. (1987). Geochemistry and paleo-oceanography of metalliferous and pelagic sediments from the late cretaceous Oman ophiolite. *Ofioliti*, 12 :424.

Robertson, A. H. F. and Woodcock, N. H. (1983a). Genesis of the Batinah melange above the Semail ophiolite, Oman. *J. Struct. Geol.*, 5 :1–17.

Robertson, A. H. F. and Woodcock, N. H. (1983b). Zabyat formation, Semail nappe, Oman : sedimentation on to an emplacing ophiolite. *Sedimentology*, 30 :105–116.

Robinson, P. T., Von-Herzen, R. P., Adamson, A. C., Becker, K., Bloomer, S. H., Cannat, M., Dick, H. J. B., Emmermann, R. F. K., Gard, G., Goldberg, D., Hebert, R., Hertogen, J. G. H., Hoskins, H., Iturrino, G. J., Kassenaar, J. D. C., Kempton, P. D., Kikawa, E., Kirby, S. H., Meyer, P. S., Natland, J. H., Ozawa, K., Pariso, J. H., Scott, J. H., Stakes, D. S., and Swift, S. A. (1989). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports*, volume 118. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., and Reuber, I. (1991). Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite : a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 55–82. Kluwer Academic Publishers.

Roeder, P. L. (1974). Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23 :397–410.

Roeder, P. L. and Emslie, R. F. (1970). Olivine-Liquid Equilibrium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29 :275–289.

Roger, J., Platel, J.-P., Cavelier, C., and BourdillonJeudy-DeGrissac, C. (1989). données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman). *Bull. Soc. Geol. France*, 8(2) :265–277.

Roman, J., Roger, J., Platel, J.-P., and Cavelier, C. (1989). Les échinoïdes du Crétacé et du Paléogène du Dhofar (Sultanat d'Oman) et les relations entre les bassins de l'océan Indien et de la Méditerranée. *Bull. Soc. Geol. France*, 8(2) :279–286.

Ross, K. and Elthon, D. (1993). Cumulates from strongly depleted Mid-Ocean Ridges Basalt. *Nature*, 365 :826–829.

Ross, K. and Elthon, D. (1997). Cumulus and postcumulus crystallization in the oceanic crust : major and trace element geochemistry of Leg153 gabbroic rocks. In Karson, J. A., Cannat, M., Miller, J. D., and Elthon, D., editors, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 153, pages 333–350. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Rothery, D. A. (1982). *Evolution of the Wuqbah block and the applications of remote sensing in the Oman ophiolite*. PhD thesis, The Open Univesity. 417 p.

Rothery, D. A. (1983). The base of the sheeted-dyke complex, Oman Ophiolite : implications for magma chambers at oceanic spreading axes. *J. Geol. Soc. London*, 140 :287–296.

Rothery, D. A. (1984a). Reflectances of ophiolite rocks in the Landsat MSS bands : relevance to lithological mapping by remote sensing. *J. Geol. Soc. London*, 141 :933–939.

Rothery, D. A. (1984b). The role of Landsat Multispectral Scanner (MSS) imagery in mapping the Oman ophiolite. In Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., editors, *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, number 13 in The Geological Society Special publication, pages 405–413. Blackwell scientific publications.

Sack, R. O., Walker, D., and Carmichael, I. S. E. (1987). Experimental petrology of alkalic lavas : constraints on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 96 :1–23.

Saddiqui, O., Poupeau, G., Michard, A., Goffé, B., and Oberhansli, R. (1995). Exhumation des roches métamorphiques HP-BT d'Oman : datation par traces de fission sur zircons. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 320(II) :1071–1077.

Schaaf, A. and Thomas, V. (1986). Les radiolaires campaniens du wadi Ragmi (nappe de Semail, Oman) : un nouveau repère chronologique de l'obduction omanaise. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303(II) :1593–1598.

Schiano, P., Clocchiatti, R., Lorand, J.-P., Massare, D., Deloule, E., and Chaussidon, M. (1997). Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146 :489–497.

Schiano, P., Lorand, J.-P., and Clocchiatti, R. (1998). Reply to comment by S. Arai on "Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite" by P. Schiano et al. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 156 :121–123.

Searle, M. P. (1983). Alcaline peridotite, pyroxenite and gabbroic intrusions in the Oman mountains. *Can. J. Earth Sci.*, 21 :396–406.

Searle, M. P. (1985). Sequence of thrusting and origin of culminations in the northern and central Oman mountains. *J. Struct. Geol.*, 7 :129–143.

Searle, M. P. and Cox, J. (1999). Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111 :104–122.

Searle, M. P. and Graham, G. M. (1982). The Oman exotics : oceanic carbonate build-ups associated with the early stages of continental rifting. *Geology*, 10 :43–49.

Searle, M. P., James, N. P., Calon, T. J., and Smewing, J. D. (1983). Sedimentological and structural evolution of the arabian continental margin in the Musandam mountains and Dibba zone, United Arab Emirates. *Bull. geol. Soc. Am.*, 94 :1381–1400.

Searle, M. P., Lippard, S. J., Smewing, J. D., and Rex, D. C. (1980). Volcanic rocks beneath the Semail ophiolite in the northern Oman mountains and their tectonic significance in the mesozoic evolution of Tethys. *J. Geol. Soc. London*, 137 :589–604.

Searle, M. P. and Malpas, J. (1980). Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Science*, 71 :247–262.

Searle, M. P. and Malpas, J. (1982). Petrochemistry and origin of subophiolite metamorphic and related rocks in the Oman Mountains. *J. Geol. Soc. London*, 139 :5–248.

Searle, M. P. and Stevens, R. K. (1984). Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites. In Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., editors, *Ophiolites and Ancient Oceanic Lithosphere*, number 13 in The Geological Society Special publication, pages 303–319. Blackwell scientific publications.

Searle, M. P., Waters, D. J., Martin, H. N., and Rex, D. C. (1994). Structure and metamorphism of blueschist-eclogite facies rocks from the NE Oman mountains. *Geol. Soc. London J.*, 151 :555–576.

Seifert, K. E. and VerPloeg, A. J. (1977). Deformal characteristics of experimentally deformed Adirondack anorthosite. *Can. J. Earth Sci.*, 14 :2706–2717.

Shackleton, R. M. and Ries, A. C. (1990). Tectonics of the Masirah fault zone and Eastern Oman. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 715–725. Blackwell Scientific Publication.

Shackleton, R. M., Ries, A. C., Bird, P. R., Filbrandt, J. B., and Lee, C. W. (1990). The Batain melange of NE Oman. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 673–696. Blackwell Scientific Publication.

Shazly, A. K. E. and Coleman, R. G. (1990). Metamorphism in the Oman mountains in relation to the Semail ophiolite emplacement. In Robertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, A. C., editors, *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, volume 49 of *The Geological Society Special publication*, pages 473–493. Blackwell Scientific Publication.

Shelton, A. W. and Egan, S. S. (1991). The obduction of the northern Oman ophiolite - crustal loading and flexure. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 469–483. Kluwer Academic Publishers.

Shelton, T. (1984). *Geophysical studies on the Nothern Oman ophiolite.* PhD thesis, The Open Univesity. 353 p.

Smewing, J. D. (1980a). An upper-cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite. In Panayiotou, A., editor, *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium*, pages 407–413. Geological Survey department of Cyprus. Cyprus, 1979.

Smewing, J. D. (1980b). Regional setting and petrological caracteristics of the Oman ophiolite in North Oman. In Rocci, G., editor, *Ofioliti Special Issue on Tethyan Ophiolites*, volume 2, pages 335–378.

Smewing, J. D. (1981). Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axis : evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2645–2660.

Smewing, J. D., Abbotts, I. L., Dunne, L. A., and Rex, D. C. (1991). Formation and emplacement ages of the Masirah ophiolite, Sultanate of Oman. *Geology*, 19 :453–456.

Smewing, J. D., Christensen, N. I., Bartholomew, I. D., and Browning, P. (1984). The structure of the oceanic upper mantle and lower crust as deduced from the northern section of the Oman ophiolite. In Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., editors, *Ophiolites and Ancient Oceanic Lithosphere*, pages 41–53. Blackwell scientific publications.

Smewing, J. D., Simonian, K. O., Boushi, I. M. E., and Gass, I. G. (1977). mineralized fault zone parallel to the Oman ophiolite spreading axis. *Geology U.S.A.*, 5(9) :534–538.

Spry, A. (1969). *Metamorphic Textures.* Pergamon Press.

Stakes, D. S., Taylor, H. P., and Fischer, R. L. (1984). Oxgen isotope and geochemical characterisation of hydrothermal alteration in ophiolite complexes and modern oceanic crust. In Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., editors, *Ophiolites and Ancient Oceanic Lithosphere*, number 13 in The Geological Society Special publication, pages 199–214. Blackwell scientific publications.

Stöcklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran, a review. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 52 :1220–1258.

Stolper, E. (1980). A phase diagram for Mid-Ocean Ridge Basalts : Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 74 :13–27.

Stoneley, R. (1975). On the origins of ophiolite complexes in the southern Tethys region. *Tectonophysics*, 25 :303–322.

Stoneley, R. (1990). The arabian continental margin in Iran during the late Cretaceous. In *The geology and tectonics of the Oman region*, Geol. Soc. Spec Pap., pages 787–796.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12 :1–33.

Sugawara, T. (2000). Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid. *J. Geophys. Res.*, 105(B4) :8457–8472.

Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F., and Cassaigneau, C. (1981). Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movement in Afghanistan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52 :355–371.

Thomas, V., Pozzi, J.-P., and Nicolas, A. (1988). Paleomagnetic results from Oman ophiolites related to their emplacement. *Tectonophysics*, 151 :297–321.

Tilton, G. R., Hopson, C. A., and Wright, J. E. (1981). Uranium-Lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman with applications to Tethyan ocean ridge tectonics. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2763–2775.

Tippit, P. R., Pessagno, E. A., and Smewing, J. D. (1981). The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86(4) :2756–2762.

Tormey, D. R., Grove, T. L., and Bryan, W. B. (1987). Experimental petrology of normal MORB near the Kane Fracture Zone : 22°-25° N, mid Atlantic ridge. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 96 :121–139.

Tschopp, R. H. (1967). The general geology of Oman. *Proc. 7th World Petrol. Cong., Mexico*, 2 :231–242.

Ulmer, P. (1989). The dependence of the Fe^{2+} cation-partitioning between Olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. An experimental study to 30 kbars. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 101 :261–273.

Vanko, D. A. and Laverne, C. (1998). Hydrothermal anorthitization of plagioclase within the magmatic/hydrothermal transition at mid-ocean ridges : examples from deep sheeted dikes (Hole 504B, Costa Rica rift) and a sheeted dike root zone (Oman ophiolite). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 162 :27–43.

Watts, K. F. and Garrison, R. E. (1986). Sumeini group, Oman. Evolution of a Mesozoic carbonate slope on a south Tethyan continental margin. *Sediment. Geol.*, 48 :107–168.

Weiler, P. D. (2000). Differential rotations in the Oman ophiolite : paleomagnetic evidence from the south massifs. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :195–210.

Welland, M. J. P. (1975). Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution : discussion. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59 :1686–1688.

Welland, M. P. J. and Mitchell, A. G. H. (1977). Emplacement of the Oman ophiolite. A mechanism related to subduction and collision. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 88 :1081–1088.

Wendt, A. S., D'Arco, P., Goffé, B., and Oberhänsli, R. (1993). Radial cracks around a-quartz inclusions in almandine : constraints on the metamorphic history of the Oman mountains. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114 :449–461.

White, R. S. (1979). Deformation of the Makran continental margin. In Farah, A. and De-Jong, K. A., editors, *Geodynamics of Pakistan*, Geological Survey of Pakistan, pages 295–304. Que Ha.

White, R. S. and Ross, D. A. (1979). Tectonics of the western gulf of Oman. *J. Geophys. Res.*, 84(B7) :3479–3489.

Wilson, H. H. (1969). Late Cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics, and ophiolite emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia. *A. A. P. G. Bull.*, V(53) :626–671.

Woodcock, N. H. and Robertn, A. H. F. (1982). Stratigraphy of the mesozoic rocks above the Semail ophiolite, Oman. *Geol. Mag.*, 119 :67–76.

Woodcock, N. H. and Robertson, A. H. F. (1982). The upper Batinah complex, Oman : allochthonous sediment sheets above the Semail ophiolite. *Can. J. Earth Sci.*, 19 :1635–1656.

Würsten, F., Flisch, M., Michalski, I., Le-Métour, J., Mercolli, I., Matthäus, U., and Peters, T. (1991). The uplift history of the precambrian crystalline basement of the Jabal J'alan (Sur Area). In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 613–626. Kluwer Academic Publishers.

Yang, H.-J., Kinzler, R. J., and Grove, T. L. (1996). Experiments and models of anhydous, basaltic olivine-plagiocles-augite saturated melts from 0.001 to 10 kbar. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 124 :1–18.

Yaouancq, G. and MacLeod, C. J. (2000). Petrofabric investigation of gabbros from the Oman ophiolite : comparison between AMS and rock fabrick. *Mar. Geophys. Res.*, 21(3/4) :289–305.

Ziegler, U., Stössel, F., and Peters, T. (1991). Meta-Carbonatites in the Metamorphic series below the Semail ophiolite in the Dibba zone, northern Oman mountains. In Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R. G., editors, *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, volume 5 of *Petrology and Structural Geology*, pages 627–645. Kluwer Academic Publishers.

Résumé :

L'ophiolite d'Oman est un fragment de dorsale océanique téthysienne obductée sur la marge continentale arabe. Sa section mantellaire contient de nombreux filons basiques assimilés à un réseau de drainage magmatique mantellique fossile ayant alimenté la croûte. L'étude pétrographique et microsonde d'un millier de filons conduit à définir une quarantaine de types lithologiques différents montrant une grande variété de conditions pétrogénétiques dans le manteau. Ces lithologies appartiennent à deux séries de différenciation dont les caractères pétrographiques et géochimique sont bien distincts.

La première s'apparente à une série tholéiitique de type N-MORBs et affleure dans quelques régions limitées dont une bande parallèle à l'axe de la paléo-dorsale centrée sur la zone diapirique de Maqsad. L'alimentation de la croûte (majoritairement de type "N-MORB") s'est probablement focalisée au niveau de ces quelques zones. La chimie de ces cumulats couvre largement le domaine des MORBs, illustrant la faiblesse du mélange dans un réseau de drainage magmatique au sein du manteau et la précocité de la cristallisation dans l'histoire des magmas. Les caractères pétrographiques montrent que ces magmas ont circulé dans un environnement "asthénosphérique" relativement chaud.

La seconde série s'apparente à un magma parent plus siliceux et déprimé de type andésitique. Elle affleure sur la plus large part de la section mantellaire et est quasi absente dans les zones "tholéiitiques". Les modes d'affleurement et les caractères pétrographiques de ces filons impliquent un contraste de température liquide-encaissant qui pourrait provoquer une cristallisation rapide du magma. Ce qui entraînerait une difficulté d'extraction à l'origine de leur rareté dans la section crustale omanaise. Certains caractères chimiques de ces roches et l'existence de lithologies métamorphiques magnésiennes sont compatibles avec la refusion d'un manteau déprimé hydraté lors d'un précédent épisode d'hydrothermalisme.

Abstract :

The Oman ophiolite is an ocean ridge fragment which was obducted on the Arabic margin. The mantle dykes are considered as fossilized melt migration structures that fed the gabbroic crust. Petrographical studies and microprobe analyses of a thousand dyke samples lead to the discrimination of about forty lithological facies showing the diversity of petrogenetic conditions in the mantle. These lithologies belong to two main differentiation series that exhibit distinct petrographical and chemical characteristics.

The first one is similar to a N-MORB tholeiitic suite. It appears in only a few well defined regions which represent at most 25 % of the mantle outcropping surface, the main one being a 60 km band parallel to the paleo-ridge axis and centered on the Maqsad diapiric area. The supply to the omanese crust, presenting mainly N-MORB-like characters, was probably focused by those few regions. A large part of the heterogeneity in incompatible elements of that kind of dyke is not related to fractional crystallization. It likely reflects poor mixing of the incremental melt fractions produced in the melting regime.

The second suite derives from a more silicic and depleted melt, similar to a more andesitic liquid. It outcrops on the majority of the ophiolitic surface but is missing in the areas where tholeiitic dykes are numerous. Field and petrographical characteristics show that the wall rock temperature was significantly cooler than the melt temperature leading to a rapid cooling and crystallization of liquid. This can make the extraction difficult and explain the scarcity of "andesitic" cumulates in the crust. The depletion in some minor elements and the existence of highly depleted and magnesian lithologies may corroborate the hypothesis of the remelting of an hydrothermaly altered mantle.