



HAL
open science

Caractérisation géochimique de l'arc du Kohistan (Nord Pakistan) : implications pour l'initiation et l'évolution d'une subduction océanique

Bruno Dhuime

► **To cite this version:**

Bruno Dhuime. Caractérisation géochimique de l'arc du Kohistan (Nord Pakistan) : implications pour l'initiation et l'évolution d'une subduction océanique. Géochimie. Université de Montpellier 2, 2007. Français. NNT: . tel-00437770

HAL Id: tel-00437770

<https://theses.hal.science/tel-00437770>

Submitted on 1 Dec 2009

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.

ACADÉMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITÉ MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ MONTPELLIER II

Discipline : Physique et Chimie de la Terre
Formation Doctorale : Structure et Évolution de la Lithosphère
École Doctorale : Terre – Eau – Espace

Présentée et soutenue publiquement

Par

BRUNO DHUIME

Le 05 février 2007

**CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DE L'ARC DU
KOHISTAN (Nord Pakistan) :
IMPLICATIONS POUR L'INITIATION ET L'ÉVOLUTION
D'UNE SUBDUCTION OCÉANIQUE**

Devant le jury d'examen composé de :

Mme Delphine Bosch, Chargée de recherche
M. Jean-Louis Bodinier, Directeur de recherche
M. Stéphane Guillot, Chargé de recherche
M. René Maury, Professeur
M. Carlos Garrido, Docteur
M. Serge Lallemand, Directeur de recherche

Directeur de Thèse
Co-directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

Remerciements

Cette page est dédiée à toutes celles et ceux qui ont collaboré à ce travail, à un moment ou à un autre de son élaboration.

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude et mon amitié à **Delphine Bosch** et à **Olivier Bruguier**. Je pourrais sans aucun mal consacrer un chapitre entier de ce mémoire à les remercier... C'est pourquoi, si il ne fallait retenir qu'une seule chose, je leur dirais tout simplement merci de m'avoir « recueilli » il y a bientôt cinq ans, au moment où je désespérais de ne trouver aucun sujet de géochimie isotopique pour mon stage de maîtrise. Depuis ce jour, leur soutien et leurs encouragements m'ont permis de franchir de nombreuses étapes, dont bien évidemment l'écriture de cet ouvrage. Merci et merci encore à eux de m'avoir appris tant de choses pendant toutes ces années passées à leurs côtés.

Je remercie très chaleureusement **Jean-Louis Bodinier** pour m'avoir proposé un sujet de thèse aussi extraordinaire. Je garderais toujours en mémoire le jour de notre première réunion, au pied de la coupe de l'arc du Kohistan...« Waouh !... »

Cette thèse repose également sur l'aide efficace de **Carlos Garrido**. Je le remercie tout d'abord pour ses conseils avisés lors de la sélection des échantillons. Je le remercie ensuite pour sa grande disponibilité à chaque fois que je l'ai sollicité pour une discussion.

J'adresse une pensée particulière à **Renaud Caby**, qui m'a énormément guidé lors de mes premiers pas. Je le remercie de m'avoir proposé autant de sujets magnifiques pour mes stages de maîtrise et de DEA (le Brésil, le Groënland...) et de m'avoir transmis ses connaissances sur le terrain.

Merci à toutes celles et ceux qui m'ont apporté leur assistance technique : **Simone Pourtalès** pour les analyses ICP-MS (et bien sûr Olivier !), **Philippe Télouk** pour les analyses isotopiques par MC-ICP-MS et **Béatrice Galland** pour les distillations et titrages d'acides en chimie. J'adresse tout particulièrement une pensée amicale à **Patrick Verdoux**, qui m'a formé d'une manière exemplaire aux mystères de la spectrométrie de masse à source solide. Je le remercie également pour sa gentillesse et sa grande disponibilité.

Je remercie **Bernadette Marie** du secrétariat et **Marguerite Nguyen-Platon** du service gestion, pour leur bonne humeur et pour tous les services rendus à chacune de mes nombreuses missions.

Je n'oublie pas de saluer les générations de thésards qui se sont succédé dans « notre bureau », en particulier Julie qui m'a accueilli lors de mon arrivée, et a su depuis ce jour entretenir une foule de sujets de conversation passionnants.

Je remercie également mes « sponsors » qui ont financé mes études pendant de longues et coûteuses années : mes parents tout d'abord, pour avoir toujours été là quand il le fallait ; et également le CROUS, qui m'a donné, comme à beaucoup d'autres, un sérieux coup de pouce pour financer mes études.

Merci à tous mes amis, en particulier ceux du cercle des « anciens » du Lycée de Bédarieux (au cœur de la vallée de l'Orb, le plus beau pays du monde pour ceux qui ne connaissent pas encore) + tous les anciens géologues de la promo « Digne 2001 ». Un grand merci à eux tous de m'avoir soutenu tout au long de ma phase de rédaction.

Un grand MERCI enfin aux **membres du jury** et à messieurs les rapporteurs **Stéphane Guillot** et **René Maury**, pour avoir pris le temps de parcourir ce mémoire.

Table des matières

I. INTRODUCTION GENERALE.....	9
II. CONTEXTE GÉOLOGIQUE : EVOLUTION DE LA NÉOTÉTHYS –PRÉSENTATION DE L’ARC OBDUCTÉ DU KOHISTAN.....	19
II.1. OUVERTURE ET ÉVOLUTION DE LA NÉOTÉTHYS, RELATIONS AVEC LA FERMETURE DE LA PALÉOTÉTHYS .	21
II.2. L’ARC OBDUCTÉ DU KOHISTAN : ÉVOLUTION ET PRINCIPALES UNITÉS	23
II.2.1. Principales étapes de l’évolution temporelle de l’arc du Kohistan	23
II.2.2. Les différentes unités pétrographiques et structurales.....	25
II.3. LA SÉQUENCE DE JIJAL-PATAN-KIRU-KAMILA DE L’ARC DU KOHISTAN	27
II.3.1. Le complexe ultrabasique et basique de Jijal	27
II.3.1.1. Section ultrabasique	27
II.3.1.2. Section basique (gabbroïque).....	27
II.3.2. Le complexe métaplutonique de Patan-Kiru-Kamila	31
II.3.2.1. La séquence de Patan	31
II.3.2.2. La séquence de Kiru.....	31
II.3.2.3. La séquence de Kamila	31
II.3.3. Contraintes thermo-barométriques et géochronologiques pour la séquence de Jijal-Patan-Kiru- Kamila	33
III. ORIGINE ET ÉVOLUTION DU COMPLEXE ULTRABASIQUE-BASIQUE DE JIJAL – CONTRAINTES GÉOCHIMIQUES.....	35
III.1. PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS PRINCIPAUX DE L’ÉTUDE.....	39
III.2. PRINCIPAUX RÉSULTATS.....	41
III.3. MODÈLE D’ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE	44
III.4. ARTICLE RENVOYÉ À LA REVUE GEOLOGY APRÈS RÉVISION	49
III.5. ARTICLE SOUMIS POUR PUBLICATION À LA REVUE EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS	73
IV. ORIGINE ET ÉVOLUTION DE LA SECTION CRUSTALE DE JIJAL-PATAN-KIRU-KAMILA DE L’ARC DU KOHISTAN (PAKISTAN) – CARACTÉRISATION DES PROCESSUS – IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES.....	109
IV.1. INTRODUCTION	111
IV.2. RÉSULTATS	113
IV.2.1. Caractérisation de la section crustale du complexe de Jijal (0-3,0 km).....	115
IV.2.1.1. Les éléments majeurs et en trace (n=43)	115
IV.2.1.1.A- Hornblendites-grenatites (groupe « Jijal-A ») (n=16)	115
IV.2.1.1.B- Gabbronorites à hornblende et granulites à grenat (groupe « Jijal-B ») (n=27).....	119
IV.2.1.2. Les isotopes (n=17)	119
IV.2.2. Caractérisation de la séquence de Patan (3,0-9,7 km).....	121

IV.2.2.1. Les éléments majeurs et en trace (n=23)	121
IV.2.2.1.A- Les « gabbros de Sarangar » (3,0-6,5 km) (n=10).....	121
IV.2.2.1.B- Roches du groupe Patan-1 (6,5-6,6 km) (n=4)	122
IV.2.2.1.C- Roches du groupe Patan-2 (6,6-9,7 km) (n=9)	123
IV.2.2.2. Les isotopes (n=11)	123
<i>IV.2.3. Caractérisation du Groupe Kiru (9,7-17,0 km)</i>	<i>125</i>
IV.2.3.1. Les éléments majeurs et en trace (n=13)	125
IV.2.3.1.A- Roches du groupe Kiru-1 (9,7-~11,5 km) (n=3)	125
IV.2.3.1.B- Roches du groupe Kiru-2 (~11,5-15,0 km) (n=7).....	125
IV.2.3.1.C- Roches du groupe Kiru-3 (15,0-17,0 km) (n=2).....	128
IV.2.3.2. Les isotopes (n=5)	128
<i>IV.2.4. Caractérisation du Groupe Kamila (17,0- >30,0 km)</i>	<i>129</i>
IV.2.4.1. Les éléments majeurs et en trace (n=16)	129
IV.2.4.1.A- Roches du groupe Kamila-1 (17,0-18,3 km) (n=3)	129
IV.2.4.1.B- Roches du groupe Kamila-2 (18,3-19,3 km) (n=3)	131
IV.2.4.1.C- Roches du groupe Kamila-3 (19,3-23 km) (n=4)	131
IV.2.4.1.D- Roches du groupe Kamila-4 (23-25 km) (n=3)	133
IV.2.4.1.E- Roches du groupe Kamila-5 (25-30 km) (n=3).....	133
IV.2.4.2. Les isotopes (n=8)	134
<i>IV.2.5. Caractérisation des granites intrusifs dans les différentes séquences</i>	<i>135</i>
IV.2.5.1. Les éléments majeurs et en trace (n=20)	135
IV.2.5.1.A- Granites de Type 1 (n=12)	137
IV.2.5.1.B- Granites de Type 2 (n=3)	137
IV.2.5.1.C- Autres granites (n=5).....	139
IV.2.5.2. Les isotopes (n=7)	139
IV.3. CARACTÉRISATION ET ÉVOLUTION DES MAGMAS DE L'ARC DU KOHISTAN	140
<i>IV.3.1. Caractérisation de la source du magmatisme : bilan et synthèse des résultats obtenus.....</i>	<i>140</i>
IV.3.1.1. Modèle d'évolution des éléments en trace	140
IV.3.1.2. Corrélations entre les variations des éléments en trace et les variations isotopiques	144
IV.3.1.2.A- Caractérisation des domaines d'évolution géochimique A et B	144
IV.3.1.2.B- Cas particulier des groupes Jijal-A et Jijal-B	145
IV.3.1.2.C- Données géochimiques antérieures sur les unités de Kamila et Chilas.....	145
<i>IV.3.2. Evolution du magmatisme au cours de la subduction.....</i>	<i>149</i>
IV.3.2.1. Contraintes temporelles	149
IV.3.2.1.A- Contraintes temporelles sur l'évolution des roches du domaine « A ».....	149
IV.3.2.1.B- Contraintes temporelles sur l'évolution des roches du domaine « B »	152
IV.3.2.2. Nature des composantes impliquées dans la source des magmas	153
IV.3.2.2.A- Caractérisation des composantes « slab fluid » et « slab melt ».....	153
IV.3.2.2.B- Contraintes isotopiques	157
IV.3.2.3. Comportement de Nb et Ta selon les composantes impliquées dans la source.....	157
<i>IV.3.3. Origine des granites intrusifs.....</i>	<i>161</i>
IV.3.3.1. Origine des granites de type 2	161
IV.3.3.2. Origine des granites de type 1	161
IV.4. MODÈLE D'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE	163
<i>IV.4.1. Etape 1 (~117-105 Ma) : Initiation de la subduction / Construction de l'arc volcanique.....</i>	<i>163</i>
<i>IV.4.2. Etape 2 (~105 à 96-91 Ma) : Evènement thermique majeur / Sous-placage magmatique / Granulitisation / Erosion-délamination de la base de l'arc</i>	<i>166</i>
<i>IV.4.3. Etape 3 (~85 Ma) : Intrusion du complexe de Chilas suite à une période amagmatique d'environ 10 Ma (dernier stade d'évolution magmatique de l'arc en domaine intra-océanique).....</i>	<i>168</i>
IV.5. CONCLUSION	169

V. CALCUL DU BILAN DE MASSE ET COMPARAISON AVEC LA CROÛTE CONTINENTALE....	173
V.1. INTRODUCTION ET MÉTHODE UTILISÉE POUR LES CALCULS DE COMPOSITION GÉOCHIMIQUE DES SECTIONS DE CROÛTE	175
V.1.1. <i>Introduction</i>	175
V.1.2. <i>Méthode utilisée pour les calculs de composition géochimique des sections de croûte</i>	175
V.2. RÉSULTATS PRINCIPAUX.....	175
V.2.1. <i>Composition moyenne calculée pour la section crustale</i>	175
V.2.1. <i>Relation entre granites intrusifs et granulites de la base de croûte</i>	177
V.2.1. <i>Relation entre la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et le complexe de Chilas</i>	180
V.3. COMPARAISON ENTRE LA COMPOSITION DE LA SECTION CRUSTALE DE L'ARC DU KOHISTAN, CELLES DES ARCS INTRA-OCÉANIQUES MODERNES ET CELLE DE L'ARC OCÉANIQUE DE TALKEETNA.....	181
V.3.1. <i>Comparaison avec les arcs intra-océaniques modernes</i>	181
V.3.2. <i>Comparaison avec l'arc de Talkeetna (Alaska)</i>	183
V.3.3. <i>Comparaison avec la croûte continentale</i>	183
V.4. CONCLUSION	184
VI. CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	187
VI.1. CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	189
VI.2. PERSPECTIVES D'ÉTUDES	190
VI.2.1. <i>Contraintes géochronologiques fines</i>	190
VI.2.2. <i>Apports des isotopes de l'Hf et du Li</i>	191
V.2.2.1. <i>Isotopes de l'hafnium</i>	191
V.2.2.2. <i>Isotopes du lithium</i>	191
VI.2.3. <i>Analyse en Composante Principale</i>	192
VI.2.4. <i>Etude géochimique pluri-méthode du batholite du Kohistan</i>	192
VI.2.5. <i>Etude géochimique « in situ »</i>	193
RÉFÉRENCES.....	197
LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.....	215
ANNEXE A : TECHNIQUES ANALYTIQUES.....	223
ANNEXE B : TABLEAUX DES CHAPITRES III ET IV	247
ANNEXE C : ARTICLES PUBLIÉS OU SOUS PRESSE.....	269

*C*hapitre 1 :

Introduction générale

—

Problématique

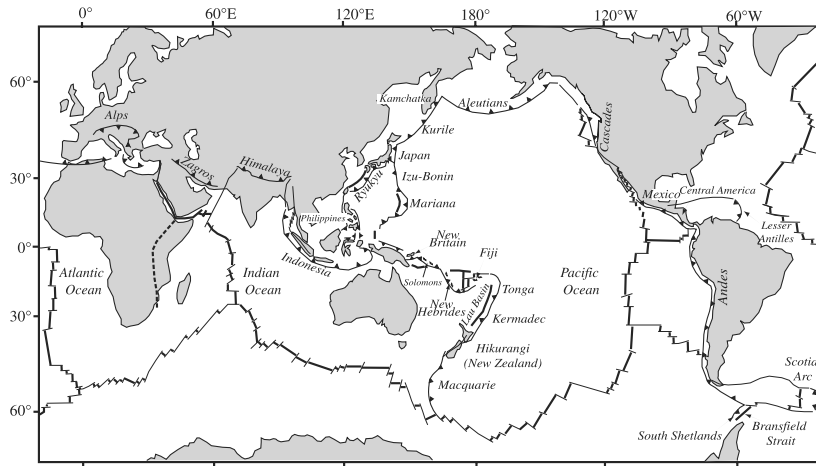


Figure I.1 : Localisation des marges convergentes et des rides médio-océaniques à l'échelle du globe terrestre, d'après Lallemand (1999) et Stern (2002).

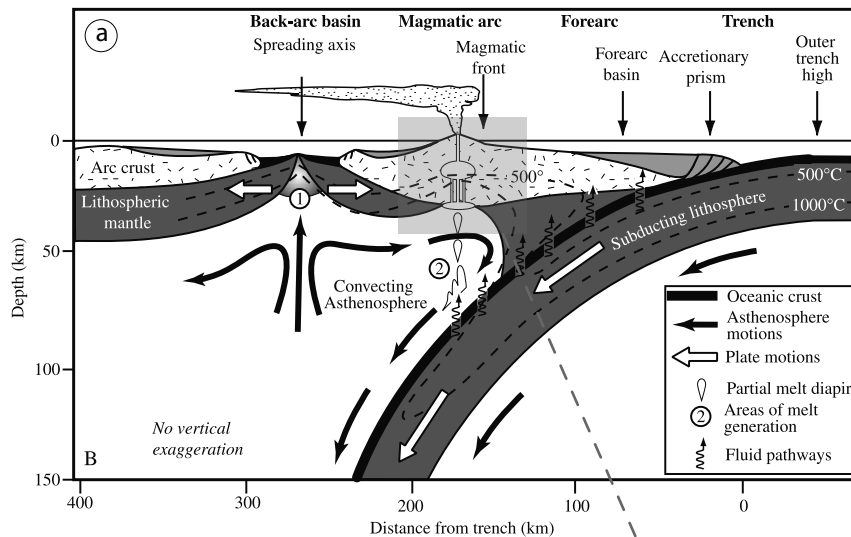
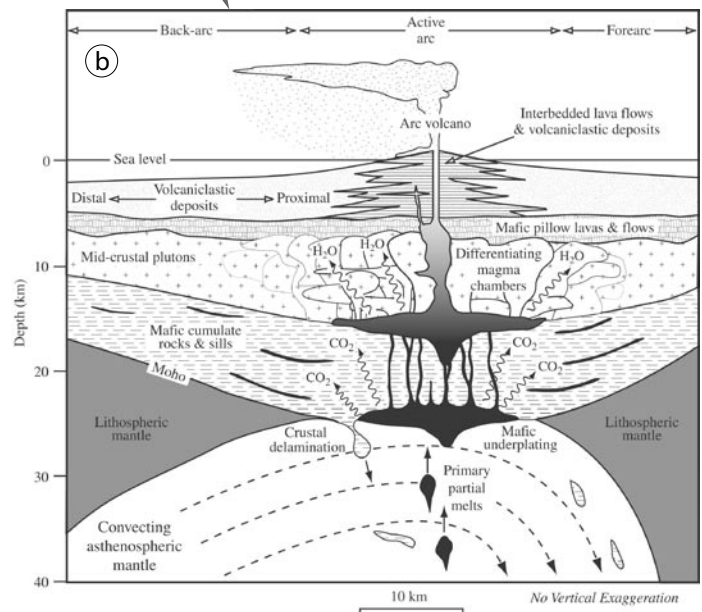


Figure I.2 :

a) Coupe schématique d'une zone de subduction intra-océanique et principaux mécanismes mis en œuvre.

b) Grossissement de la zone de formation de l'arc volcanique. D'après Stern (2002).



I. INTRODUCTION GENERALE

La subduction océanique constitue un des processus tectoniques majeurs observables à la surface du globe terrestre (von Huene et Scholl, 1991 ; Lallemand, 1999). La longueur totale cumulée des frontières convergentes à l'échelle terrestre [en contexte de subduction océanique et de collision continentale] atteint environ 67 000 km, soit une valeur globalement équivalente à la longueur cumulée des dorsales océaniques (Nicolas, communication personnelle *dans* Lallemand, 1999) (**Figure I.1**). Les zones de subduction représentent des zones d'évolution clés dans l'évolution de la planète. Elles constituent des domaines extrêmement complexes où de nombreux échanges et processus se produisent simultanément. La subduction océanique permet, en particulier, le recyclage dans le manteau de portions de lithosphère océanique formée plusieurs dizaines de millions d'années auparavant, au niveau d'une ride médio-océanique. Le processus de subduction génère très souvent un abondant magmatisme en profondeur associé à des émissions volcaniques importantes en surface. Ces émissions magmatiques contribuent au fil du temps à la formation et au développement de zones d'arcs océaniques (**Figure I.2**).

Depuis plusieurs dizaines d'années, l'origine et l'évolution des magmas en contexte de subduction représentent un des centres d'intérêt majeur pour les géochimistes et les pétrologues de la communauté scientifique internationale (*cf.*, par exemple, Kelemen et al., 2003 et références citées). Parmi les thèmes de recherche relatifs à cette problématique, deux axes principaux peuvent être distingués et concernent :

- (1) la caractérisation de la source du magmatisme d'arc en fonction du contexte de subduction considéré (ex. : subduction océanique ou continentale, géométrie et cinématique de la zone de subduction, évolution temporelle ...) ;
- (2) la détermination des processus responsables de la différenciation des liquides extraits du coin du manteau infra-arc. Ces liquides, en équilibre avec les péridotites du manteau, sont caractérisés par des valeurs de $Mg\#^1$ de l'ordre de 70 ; et leur différenciation se traduit par la formation de matériel crustal « évolué » ($Mg\# \leq 50$).

(1) : Les magmas formés en contexte de subduction (IAB²) présentent des caractéristiques géochimiques spécifiques qui les distinguent des magmas produits en contexte de ride médio-océanique (MORB³) ou bien en contexte de point chaud au niveau des îles océaniques (OIB⁴). Le caractère singulier des IAB se traduit, en particulier du point de vue des éléments en trace, par un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE⁵), Th, U et en terres rares légères (LREE) par rapport aux éléments à fort potentiel ionique (HFSE⁶), et ceci en dépit des degrés d'incompatibilité similaires de ces éléments lors de la fusion du manteau (**Figure I.3**). Cette signature géochimique enrichie est liée au transfert d'éléments apportés par le panneau lithosphérique plongeant en direction du manteau infra-arc et correspond à la participation de la « composante subduction » (*cf.*, par exemple, Pearce, 1982 ; McCulloch et Gamble, 1991 ; Hawkesworth et al., 1991a,b, 1993a,b ; Pearce et Peate, 1995 ; Keppler,

¹ : $Mg\# = 100 \times MgO / (MgO + FeO_{Total})$, base molaire.

² : Island Arc Basalt

³ : Mid Ocean Ridge Basalt

⁴ : Ocean Island Basalt

⁵ : Large Ion Lithophile Element (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr)

⁶ : High Field Strength Element (Nb, Ta, Zr, Hf)

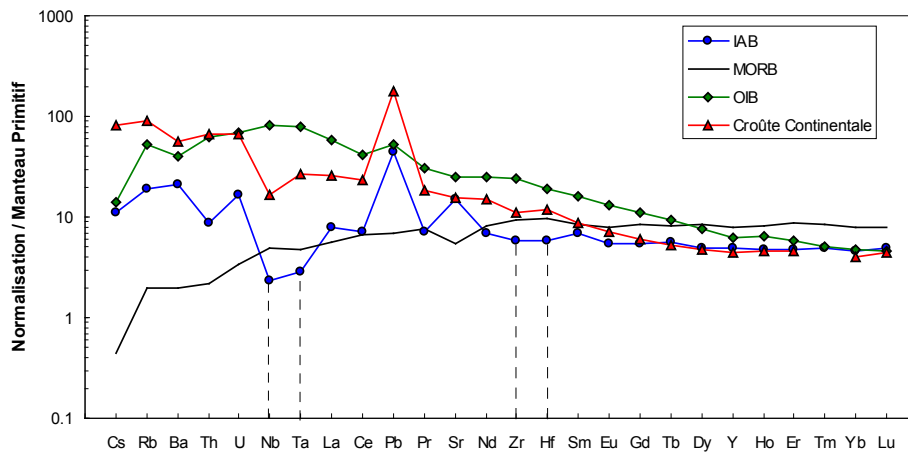


Figure 1.3 : Spectres de terres rares étendus aux éléments incompatibles montrant une comparaison entre les compositions moyennes des IAB [basaltes d'arcs océaniques compilés d'après une base de données GEOROC (<http://earthref.org/GERM/>), n = 389 analyses], des N-MORB [basaltes de rides médio-océaniques « normaux », composition moyenne d'après Hofmann, 1988], des OIB [basaltes des îles océaniques compilés d'après une base de données GEOROC (<http://earthref.org/GERM/>), n = 615 analyses] et de la croûte continentale (Rudnick et Fountain, 1995). Valeurs de concentration normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

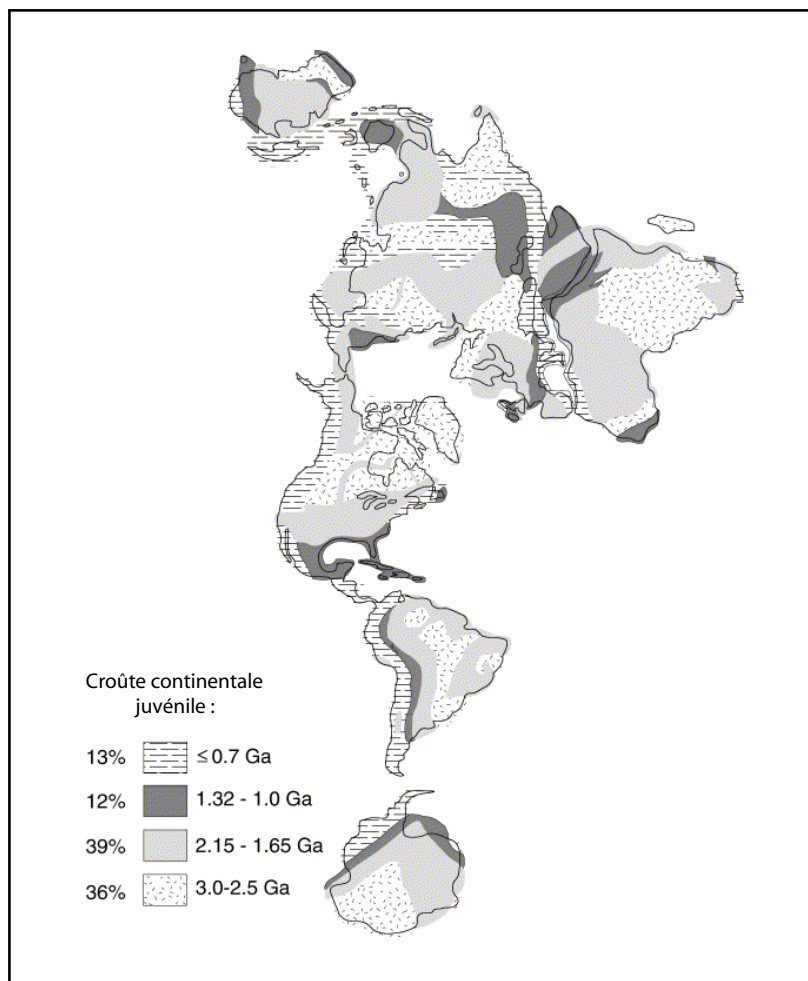


Figure 1.4 : Carte des continents montrant la distribution de la croûte continentale juvénile. D'après Condie (1998).

1996). Ces observations ont conduit à un modèle très populaire de genèse des magmas d'arc, ou modèle de « flux melting ». Ce modèle propose qu'un fluide aqueux et/ou un liquide de fusion hydratée, provenant du panneau lithosphérique plongeant, envahit le coin de manteau source des magmas, l'enrichit en LILEs, Th, U et LREE, et déclenche alors la fusion partielle des péridotites (ex. : Tera et al., 1986 ; Stolper et Newman, 1992 ; von Huene et Scholl, 1993 ; Kamenetsky et al., 1997 ; Abe et al., 1998 ; Eiler et al., 2000 ; Grove et al., 2001, 2003 ; Ozawa, 2001 ; Myers et al., 1985 ; Kelemen, et al., 1993 ; Kelemen, 1995 ; Yogodzinski et al., 1995 ; Yogodzinski et Kelemen, 1998 ; Kelemen et al., 2003).

La caractérisation précise des composantes impliquées dans la source des magmas d'arc est en particulier possible grâce à l'utilisation de traceurs géochimiques divers, tels les éléments majeurs, les éléments en trace et les isotopes. Depuis quelques dizaines d'années, de nombreuses études ont été réalisées sur la problématique posée par la genèse des magmas d'arc (*cf.*, par exemple, Kay, 1980 ; Ellam et Hawkesworth, 1988 ; Plank et Langmuir, 1993, 1998 ; Miller et al., 1994 ; Turner et al., 1996 ; Elliott et al., 1997 ; Hawkesworth et al., 1997 ; Peate et al., 1997 ; Class et al. 2000 ; Münker, 2000 ; Elliott, 2003 ; Turner et al., 2003). Ainsi, trois grands types de composants principaux sont classiquement retenus afin d'expliquer la composition géochimique observée pour les magmas d'arcs. Il s'agit :

- du coin de manteau, qui peut être fertile mais appauvri en éléments fortement incompatibles (manteau source des MORB), ou relativement réfractaire et appauvri à la suite de l'extraction de liquides au niveau d'une ride ou d'un bassin d'arrière-arc, ou bien encore enrichi avec une composition similaire au manteau source des basaltes d'îles océaniques (OIB) ;
- d'une composante de type « slab fluid » résultant de la déshydratation des sédiments et/ou de la croûte océanique basaltique lors du plongement de la portion de lithosphère subduite ;
- d'une composante de type « slab melt » issue de la fusion, en profondeur, des sédiments et/ou de la croûte océanique basaltique appartenant à la portion de lithosphère subduite.

(2) : Certaines caractéristiques d'éléments en trace des IAB (ex. : anomalies négatives marquées en HFSE) sont également typiques de la croûte continentale (**Figure I.3**). Ces similitudes suggèrent qu'une partie au moins de la croûte continentale se forme au niveau des zones de subduction par accréation d'arcs insulaires (*cf.*, par exemple, Taylor et McLennan, 1985 ; Condie et Chomiak, 1996 ; Rudnick, 1995 ; Draut et al., 2002). Ainsi, il est fréquemment envisagé que la subduction océanique et le magmatisme associé jouent un rôle prépondérant dans la genèse de la croûte juvénile, au moins depuis le Protérozoïque (*cf.*, par exemple, Taylor et McLennan, 1985 ; Kay et Kay, 1985a ; Reymer et Schubert, 1986 ; Ellam et Hawkesworth, 1988 ; Plank et Langmuir, 1998 ; Rudnick, 1995 ; Draut et al., 2002). Ce modèle de formation de croûte continentale est également supporté par la présence importante de croûte continentale juvénile post-archéenne en bordure des cratons (Condie et Chomiak, 1996 ; Condie, 1997) (**Figure I.4**). Toutefois, d'autres signatures géochimiques caractéristiques de roches crustales ne peuvent être expliquées par un modèle simple d'accréation de roches d'arc conduisant à la croissance crustale. En particulier, la composition moyenne de la croûte continentale en éléments majeurs est de nature andésitique (dioritique), et donc distincte de la composition moyenne basaltique (gabbroïque) des arcs intra-océaniques (**Tableau I.1**). Ce paradoxe a conduit certains auteurs à remettre en cause le modèle de formation de croûte continentale juvénile par accréation d'arcs et à proposer d'autres sources potentielles, telles que, par exemple, la participation de plateaux océaniques

via la fusion partielle de panaches mantelliques (Abouchami et al., 1990 ; Richards et al., 1991 ; DeWit et al., 1992 ; Boher et al., 1992 ; Stein et Goldstein, 1996 ; Albarède, 1998).

	IAB	N-MORB	OIB	Croûte continentale
SiO ₂	54,54	50,45	49,12	59,10
TiO ₂	0,86	1,62	2,47	0,70
Al ₂ O ₃	16,38	15,26	14,27	15,80
FeO _T	8,93	10,43	10,40	6,60
MnO	0,18	0,19	0,21	0,11
MgO	5,74	7,58	8,33	4,40
CaO	9,72	11,30	9,82	6,40
Na ₂ O	2,70	2,68	3,35	3,20
K ₂ O	0,78	0,11	1,54	1,88
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,48	0,20
Mg#	53	56	59	54

Tableau I.1 : Composition moyenne en éléments majeurs des IAB, N-MORB, OIB et de la croûte continentale. Abréviations et sources identiques à la Figure I.3.

Plusieurs possibilités permettent d'aborder et de résoudre, au moins partiellement, le paradoxe posé par le modèle de formation de la croûte continentale en domaine d'arc. En particulier, la pétrologie et la géochimie des magmas d'arc (composition des magmas d'arcs primitifs, composition du flux mantellique en direction de la croûte d'arc, nature des mécanismes de différenciation intra-crustale...) permettent de contraindre un certain nombre de processus.

Ainsi, Kelemen et ses collaborateurs (2003) ont recensé deux principaux mécanismes permettant d'expliquer la formation de croûte continentale andésitique évoluée (Mg# ~50) à partir de la composition de magmas d'arc primitifs (Mg# > 60). Ces mécanismes sont :

- la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle d'andésites d'arc primitives (à haut Mg#) ;
- la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle de basalte d'arc primitif pour des valeurs élevées de fugacité d'O₂ et de H₂O, conduisant à la production de liquides de composition andésitique.

Quelque-soit le type de mécanisme envisagé, le modèle nécessite le fractionnement, au niveau des racines d'arcs, d'une quantité importante de cumulats/restites ultrabasiques (34 à 57% du volume initial de magma parent) (Kay et Kay, 1985a,b ; DeBari, 1997 ; Müntener et al., 2001 ; Stern, 2002 ; Kelemen et al., 2003). Ces cumulats/restites peuvent se retrouver sous forme d'une épaisse couche composée de dunité-pyroxénite à la base des plutons d'arc différenciés ou bien, du fait de leur densité plus importante par rapport au coin de manteau appauvri en FeO, être délamainés et recyclés au sein du manteau convectif (*cf.*, par exemple, Kuno, 1968 ; Arndt et Goldstein, 1989 ; Jull et Kelemen, 2001 ; Kelemen et al., 2003).

Si on considère que les arcs insulaires sont le siège d'épisodes de différenciation crustale apparaissant précocement durant les premiers stades de magmatisme en domaine intra-océanique, il devrait donc être possible, en théorie, de contraindre ces processus de différenciation par l'étude de diverses sections d'arc à travers le globe terrestre. Toutefois, les

informations disponibles sur la genèse des arcs insulaires restent fragmentaires. En effet, la grande majorité des travaux réalisés en domaine d'arc océanique est essentiellement focalisée sur l'étude des laves et/ou xénolites provenant des arcs intra-océaniques modernes (*cf.*, par exemple, Arculus et Willis, 1980 ; Takahashi, 1980 ; Conrad et al., 1983 ; Kay et Kay, 1985a,b ; DeBari et al., 1987 ; Maury et al. 1992 ; Kepezhinskis et al., 1995 ; Ducea et Saleeby, 1998 ; McInnes et al., 2001).

La seule possibilité d'observation directe des parties profondes d'un arc océanique est fournie par de rares exemples de sections d'arc insulaire exhumées à la suite de leur obduction sur une marge continentale. En effet, dans de tels contextes, il est possible de recueillir des informations détaillées, non seulement sur la composition pétrographique et géochimique des diverses lithologies de roches constituant une section d'arc ainsi que sur leurs volumes respectifs, mais également sur les mécanismes mis en jeu lors de la genèse et du développement des arcs océaniques.

A l'échelle du globe terrestre, deux portions d'arc océanique exhumées sont tout à fait exceptionnelles de part la qualité exceptionnelle de leur affleurement (fraîcheur des roches, continuité des structures et lithologies...) et leur relative accessibilité. Il s'agit de l'arc Crétacé du Kohistan au Nord du Pakistan (*cf.*, par exemple, Tahirkheli, 1979 ; Bard et al., 1980 ; Bard, 1983a,b ; Treloar et al., 1996 ; Zeilinger, 2002) et de l'arc Jurassique de Talkeetna en Alaska (*cf.*, par exemple, Barker et Grantz, 1982 ; Burns, 1985 ; DeBari et Coleman, 1989 ; Kelemen et al., 2003 ; Greene et al., 2006). Dans ces deux zones particulières, on peut observer une section d'arc obduite quasiment complète, depuis les racines mantelliques de l'arc océanique jusqu'aux niveaux volcano-sédimentaires superficiels.

Les travaux réalisés sur ces deux sections d'arc ont conduit à des résultats sensiblement différents. En effet, l'arc du Kohistan possède une composition globalement différenciée ($Mg\# \sim 55$, Garrido et al., 2006) et montre, par rapport à l'arc de Talkeetna, des valeurs supérieures en SiO_2 pour une valeur de $Mg\#$ déterminée (Greene et al., 2006). L'arc du Kohistan se singularise également par une quantité importante de granites localisés dans des niveaux structuraux intermédiaires à supérieurs de la section crustale. Ces granites sont, pour la plupart, sub-contemporains du plutonisme d'arc actif en domaine intra-océanique (Schaltegger et al., 2002). Ceci suggère que les mécanismes de différenciation ont eu lieu précocement dans l'histoire de l'arc du Kohistan, probablement dès les stades d'évolution intra-océaniques.

Les analyses des éléments en trace combinées aux isotopes du Nd réalisés sur les roches de la section de l'arc de Talkeetna ont permis à Greene et collaborateurs (2006) de suggérer que la section entière de cet arc dérive d'un magma primaire homogène. Par contre, les analyses isotopiques Nd-Sr-Pb réalisées par Khan et co-auteurs (1997) et Bignold et Treloar (2003) sur une sélection de cinq échantillons prélevés dans la zone appelée « Kamila Amphibolite Belt » de l'arc du Kohistan (équivalent des séquences de Kiru et Kamila présentées dans la **figure IV.1**, *cf.* également §II.3.2) ont permis d'identifier la présence de deux groupes distincts isotopiquement : un groupe appauvri et un groupe enrichi. Ces deux groupes ont été interprétés respectivement comme la croûte océanique de type MORB sur laquelle l'arc s'est mis en place et comme une séquence d'arc volcanique juvénile. Sur la base de résultats isotopiques en hafnium sur zircons, Schaltegger et al. (2002), ont cependant suggéré la participation d'une source homogène de type N-MORB depuis les niveaux plutoniques inférieurs de l'arc du Kohistan jusqu'aux granites plus superficiels. Ces auteurs ont proposé un changement de régime brutal au niveau de la source du magmatisme, et une évolution vers une composition isotopique enrichie, au moment de l'intrusion du complexe de Chilas. Ce complexe est considéré comme l'indicateur de la transition entre le stade d'évolution intra-

océanique de l'arc et la collision de l'arc avec la plaque Karakoram au nord (*cf.* §II.2). Cet enrichissement isotopique est également confirmé par les isotopes de Nd-Sr-Pb (Khan et al., 1997).

Ce travail de thèse est focalisé sur l'étude de l'arc du Kohistan, plus particulièrement sur une séquence épaisse d'environ 35 km. Cette section d'arc est constituée d'une racine de dunites-wehrlites-pyroxénites, surmontée par une portion de croûte constituée d'une intercalation de niveaux méta-plutoniques et méta-volcaniques, de composition gabbroïque à dioritique, et dont les niveaux supérieurs sont intrudés par de nombreux granites. Le caractère évolué de cet arc, combiné au degré de préservation remarquable de l'ensemble des unités, constitue un laboratoire naturel idéal pour caractériser et comprendre les différents épisodes de magmatisme et de différenciation qui prennent place et s'enchaînent durant la formation d'un arc océanique. La combinaison de traceurs isotopiques (Sr, Nd, Pb) et d'éléments majeurs et en trace représente un outil extrêmement puissant pour identifier et caractériser finement ces processus et les différents composants mis en jeu.

La présente étude permet, pour la première fois, de présenter une caractérisation géochimique multi-méthode très précise de l'ensemble des différentes unités structurales présentes au sein de la section d'arc étudiée de 35 km. Cette étude est basée sur l'analyse conjointe d'éléments majeurs, d'éléments en trace et de rapports isotopiques, sur une même sélection d'échantillons comprenant l'ensemble des différentes lithologies reconnues au sein de la section et également répartis sur la coupe structurale (136 échantillons analysés en éléments majeurs et en traces, 61 analysés en isotopie).

Mis à part le premier chapitre d'introduction générale, ce manuscrit est organisé selon quatre chapitres principaux :

Le deuxième chapitre intitulé « Contexte Géologique » dresse le bilan des connaissances actuelles sur l'arc du Kohistan, d'un point de vue de l'évolution géodynamique globale, et également sur la base des résultats antérieurs disponibles en pétrologie et géochimie sur les différentes roches de la section d'arc étudiée. Dans une première partie, le contexte d'évolution de l'océan Néotéthys durant le Crétacé est rappelé et, ensuite, les données géochimiques et chronologiques disponibles pour l'arc du Kohistan sont synthétisées.

Le chapitre III est consacré aux relations génétiques existant entre la séquence de dunites-wehrlites-pyroxénites située à la base de l'arc et la séquence de roches à dominante gabbroïque sus-jacente. Ce chapitre est principalement axé sur une étude exhaustive des éléments majeurs et en trace, sur des travaux de modélisation numérique à l'aide des terres rares et, enfin, sur une étude couplée des isotopes du Nd, Sr et Pb sur des échantillons de roche totale lessivée et sur minéraux séparés (Clinopyroxène, Plagioclase, Amphibole). Les résultats obtenus fournissent de nouvelles contraintes sur les processus de différenciation intra-crustale. Sur la base de ces résultats, un modèle géodynamique expliquant la formation et l'évolution des racines de l'arc du Kohistan au fur et à mesure du fonctionnement de l'arc est proposé. Ce modèle récapitule l'évolution de l'arc, depuis l'initiation de la zone de subduction, jusqu'aux stades plus matures de fonctionnement de cette zone, durant lesquels s'opèrent les processus de différenciation intra-crustale.

Le quatrième chapitre est focalisé sur l'étude et la compréhension des mécanismes actifs au sein de la section crustale qui occupe plus de 30 km d'épaisseur de l'arc du Kohistan. L'étude réalisée permet de présenter une caractérisation géochimique et isotopique (Nd-Sr-Pb) très précise de l'ensemble des différentes unités structurales présentes le long de cette section crustale (114 échantillons étudiés en éléments majeurs et en trace, 49 échantillons analysés en isotopie). Le maillage très resserré de l'échantillonnage utilisé a permis de caractériser très précisément l'évolution chimique du magmatisme de l'arc du Kohistan durant une période d'environ 30 Ma. Ainsi, un modèle géodynamique récapitulant les différents stades d'évolution de cette section d'arc océanique, depuis sa naissance jusqu'à sa mort, a pu être proposé. Les mécanismes mis en jeu lors des divers stades de croissance ont pu être caractérisés, et les différents composants impliqués dans le magmatisme de l'arc ont été identifiés.

Enfin, le calcul de la composition « *in situ* » d'une section de croûte d'arc insulaire de 30 km d'épaisseur a été effectué dans le chapitre V. La détermination de cette composition moyenne de croûte d'arc a des implications fondamentales pour la compréhension des processus de différenciation crustale et de maturation continentale en domaine d'arc océanique.

Ce mémoire de doctorat se termine avec un chapitre de conclusion qui rappelle brièvement les résultats fondamentaux obtenus au cours de ce travail et présente des perspectives et « pistes » qui seraient intéressantes à suivre dans l'avenir pour tenter de progresser dans la caractérisation et la compréhension des mécanismes actifs au sein des zones de croissance d'arc océaniques.

*C*hapitre 2 :

Contexte Géologique

Évolution de la Néotéthys

—

*Présentation de l'arc obducté du
Kohistan*

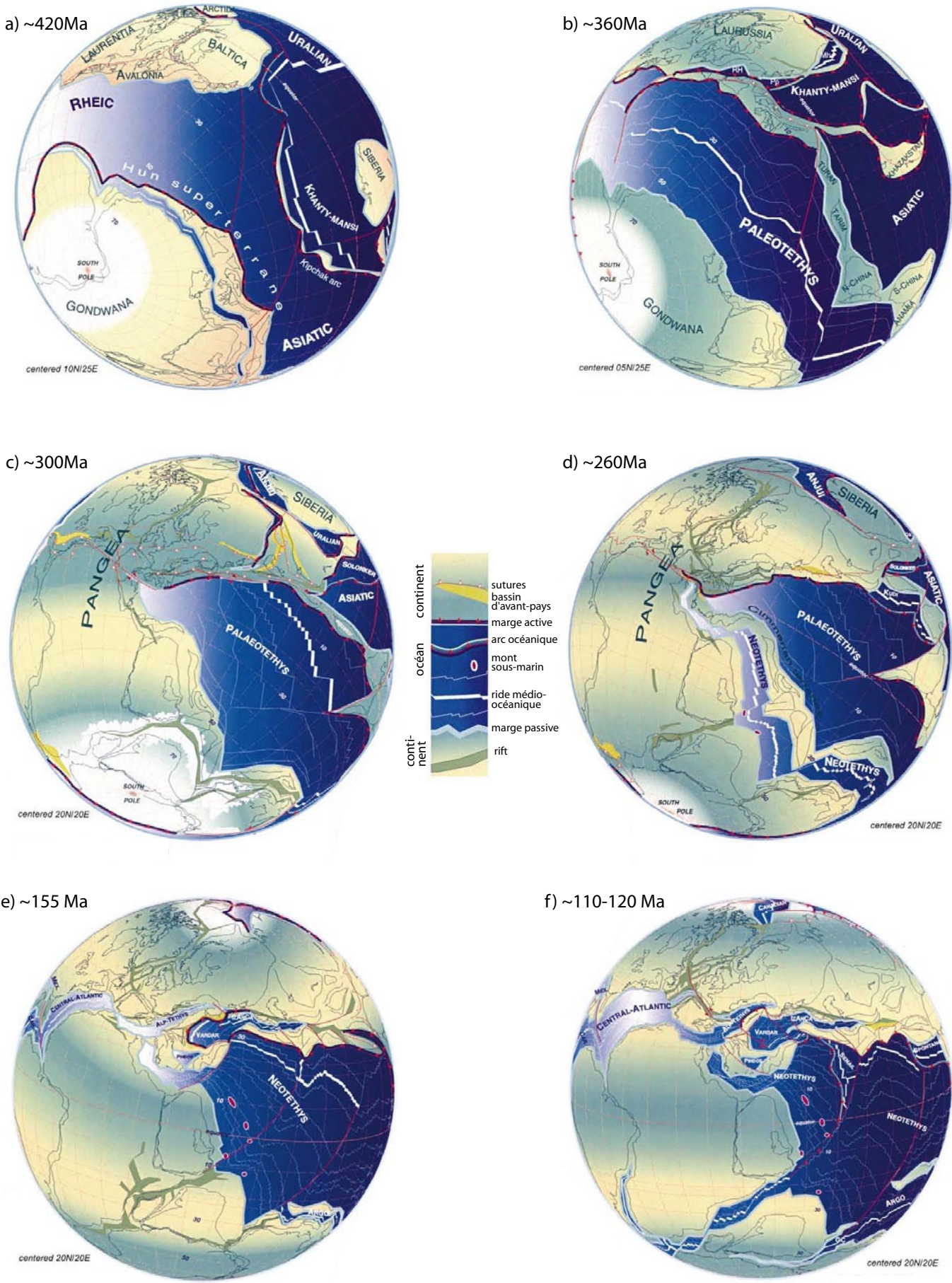


Figure II.1 : Reconstruction paléogéodynamique, entre le Silurien et le Crétacé, des principaux blocs en présence au cours de l'évolution de l'océan Téthys (projection orthographique, Europe fixée d'après sa position actuelle). D'après Stampfli et Borel (2002).

II. Contexte Géologique : Évolution de la Néotéthys – Présentation de l’arc obducté du Kohistan

Avant-propos

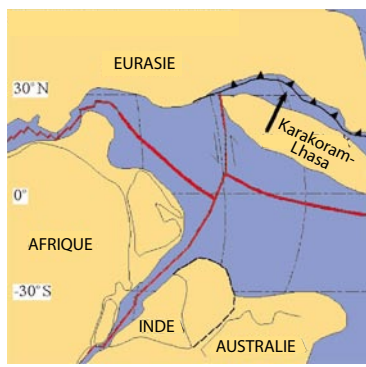
Ce chapitre présente une synthèse des données de la littérature disponibles sur l’arc Crétacé du Kohistan. La première partie de ce chapitre retrace brièvement l’évolution des principaux blocs en présence au sein de l’océan Téthys entre le Silurien et le Crétacé. Une description détaillée de la zone d’étude de ce travail de thèse (la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila) est présentée, ainsi qu’un récapitulatif des données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques disponibles sur cette zone.

II.1. Ouverture et évolution de la Néotéthys, relations avec la fermeture de la Paléotéthys

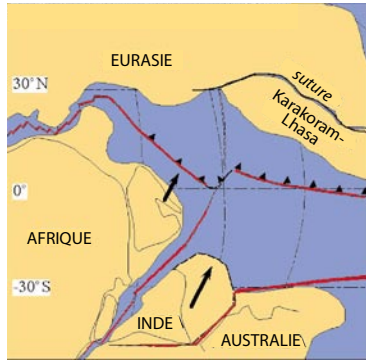
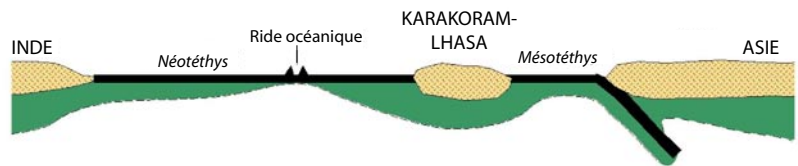
A ~440-420 Ma, la fragmentation de la marge Nord du supercontinent Gondwana est accompagnée par l’ouverture de l’océan Paléotéthys (**Figure II.1a,b**, d’après Stampfli et Borel, 2002). La fermeture de cet océan débute au Carbonifère supérieur (~320-290 Ma), au moment de la collision du Gondwana avec la Laurasie (formation de la Pangée) (**Figure II.1c**). La fermeture de la Paléotéthys se termine au cours du Trias moyen (~230 Ma) et seule une relique de cet océan, nommée Mésotéthys, subsiste jusqu’au Crétacé inférieur/moyen entre l’Eurasie au Nord et le bloc Lhasa/Karakoram (**Figures II.1e et II.2a**). L’ouverture de l’océan Néotéthys s’opère entre la fin du Carbonifère supérieur (~290 Ma) et la fin du Permien inférieur (~260 Ma) ; démarrant à l’Est de l’Australie pour s’étendre jusqu’à l’Est de la zone Méditerranéenne (**Figure II.1d**).

A partir du Jurassique inférieur, la subduction de l’océan Néotéthys au niveau de sa marge Nord (Iranienne) est associée à la fragmentation de la Pangée et à l’ouverture de l’Océan Central Atlantique (**Figure II.1e**). Entre le Valanginien (~135 Ma) et le Santonien (~85 Ma), la subduction de la ride médio-océanique de la Néotéthys au niveau de la marge Sud de l’Iran est en partie associée au déclenchement de forces trans-tensionnelles importantes qui ont favorisé la fragmentation du Gondwana et l’ouverture d’un domaine océanique depuis la zone du Mozambique (SO Afrique), jusqu’à la Néotéthys (**Figure II.1f**). La collision du bloc Karakoram/Lhasa avec la plaque Asie se produit durant cette période, à environ 130-120 Ma (Besse et al., 1988) (**Figure II.2b**).

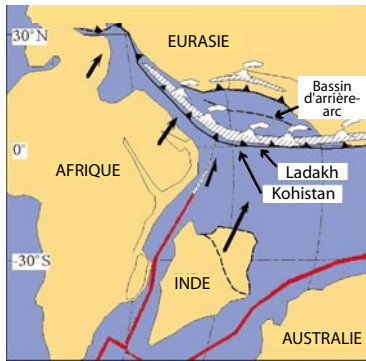
La rotation de l’Est Gondwana (comprenant la future plaque Indienne) par rapport à l’Afrique est probablement responsable de l’initiation de la subduction intra-océanique au sein de la Néotéthys, le long d’une faille transformante ou bien d’une zone de fracture (Stampfli et Borel, 2002, d’après le modèle de Stern et Bloomer, 1992 et Stern, 2002) (**Figure II.1f**). Cette subduction est associée à l’initiation d’un bassin d’arrière-arc de type Mariannes qui sépare alors les arcs intra-océaniques du Kohistan et du Ladakh, du bloc Karakoram/Lhasa, au Nord (**Figure II.2c**). Au niveau de la marge Karakoram, la présence d’un magmatisme supra-subductif calco-alcalin (batholite Karakoram) contemporain de l’évolution intra-océanique des arcs du Kohistan et du Ladakh (Debon et al., 1987 ; Crawford et Searle, 1992), suggère la présence de deux zones de subduction durant cette période (**Figure II.2c**). L’évolution du magmatisme du batholite du Kohistan vers un pôle alcalin à environ 88 Ma est interprété comme un signe précurseur de la collision arc-continent (Debon et Khan, 1996) (**Figure II.2d**). Toutefois l’âge exact de la collision arc-continent (Kohistan/Ladakh – Karakoram) est



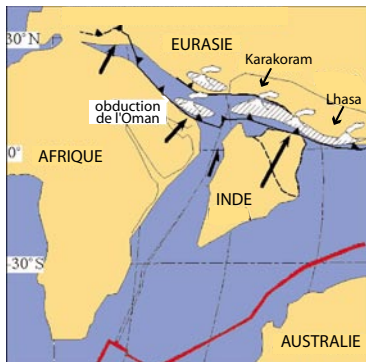
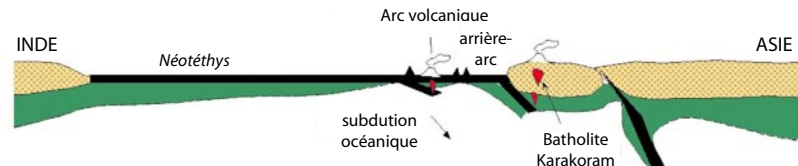
a) Crétacé inférieur (130 Ma)



b) Crétacé inférieur/moyen (130-120 Ma)



c) Crétacé moyen/supérieur (110-90 Ma)



d) Crétacé supérieur-Paléocène (90-65 Ma)

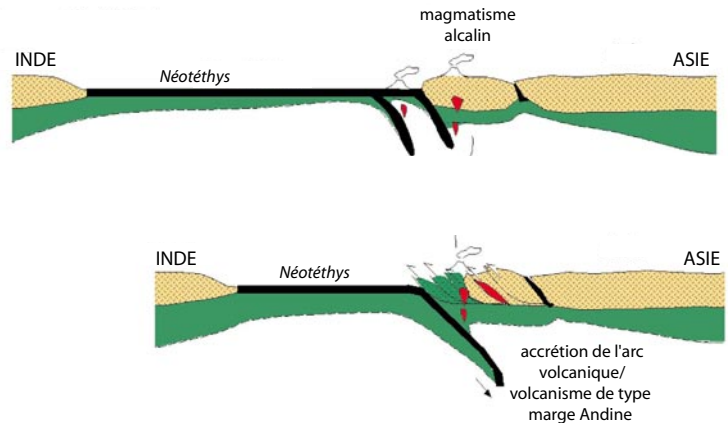


Figure II.2 : Modèle d'évolution schématique de la convergence entre l'Inde et l'Asie, entre 130 Ma et 65 Ma. a) Crétacé supérieur : Fermeture de la Mésoéthys et accretion du bloc Karakoram-Lhasa sur la marge eurasiatique ; b) Crétacé inférieur/moyen : Initiation de la subduction au sein de la Néotéthys, probablement le long d'une faille transformante ou d'une zone de fracture ; c) Crétacé moyen/supérieur : Evolution en domaine intra-océanique des arcs du Kohistan-Ladakh et développement d'un bassin d'arrière-arc (entre la zone de subduction du Kohistan-Ladakh et une deuxième subduction plus au Nord au niveau du bloc Karakoram) ; d) Crétacé supérieur-Paléocène : Fermeture du bassin d'arrière-arc et accretion le long de la marge Karakoram. Rides médio-océaniques : trait rouge ; Zones de subduction : trait noir ; Domaines hachurés : arcs volcaniques. Les flèches indiquent la direction principale de déplacement des différents blocs, la longueur des flèches est proportionnelle à la vitesse de déplacement des blocs.

Figure modifiée d'après Rolland (2002a,b), en fonction des données de Desio (1974), Tahirkeli et al. (1979), Bard et al. (1980), Coleman (1981), Boudier et Coleman (1981), Honegger et al. (1982), Tahirkeli (1982), Dietrich et al. (1983), Patriat et Achache (1984), Schärer et al. (1984), Petterson et Windley (1985), Pudsey (1986), Taponnier et al. (1986), Debon et al. (1987), Besse et al. (1988), Reuber (1989), Searle et al. (1989), Treloar et al. (1989), Petterson et Windley (1991), Cawford et Searle (1992), Scotese et Golonka (1992), Sengör et Natal'in (1996), Treloar et al. (1996), Matte (1997), Mikoshiba et al. (1999), Van der Voo (1999), Schaltegger et al. (2000), Weinberg et al. (2000) et Weinber et Dunlap (2000).

mal contraint, estimé entre 102 ± 12 Ma et 75 Ma (Petterson et Windley, 1985 ; Weinberg et al., 2000).

Les données d'anomalies magnétiques de l'Océan Indien suggèrent la séparation de l'Inde avec l'Est Gondwana (Australie + Antarctique) à environ 130 Ma (Molnar et Tapponnier, 1975 ; Johnson et al., 1976 ; Powell, 1979). D'après Patriat et Achache (1984), la plaque Indienne convergea ensuite vers le Nord selon trois phases principales : (1) une phase de convergence à 15-20 cm/an entre 83 Ma et 52 Ma ; (2) une phase de convergence inférieure à 10 cm/an entre 52 Ma et 36 Ma ; et enfin (3) une phase de convergence inférieure à 5 cm/an depuis 36 Ma. La réduction de vitesse, aux environs de 52 Ma, serait attribuée selon Patriat et Achache (1984) à la collision Inde-Asie. Ceci est cohérent avec les âges établis pour cette collision à $\sim 55-57$ Ma, à partir de données paléomagnétiques, paléontologiques et géochronologiques (Klootwijk et al., 1985 ; Jaeger et al., 1989 ; Royer et al., 1992 ; de Sigoyer et al., 2000 ; Guillot et al., 2003 ; Leech et al., 2005). Enfin la collision Inde-Asie est responsable de la formation des trois plus grandes chaînes de montagnes au monde : Himalaya, Karakoram et Hindukush.

II.2. L'arc obducté du Kohistan : évolution et principales unités

L'arc du Kohistan (« Kohistan island Arc Complex », KAC, Nord du Pakistan, **Figure II.3**) constitue la section exhumée d'un arc intra-océanique d'âge Crétacé, formé au sein de l'océan Néo-Téthys au cours de la subduction vers le Nord de la lithosphère Indienne sous la plaque Asie (Tahirikheli, 1979 ; Bard et al., 1980 ; Coward et al., 1982 ; Bard, 1983a,b ; Coward et al., 1986). La portion exhumée de l'arc du Kohistan couvre une superficie de plus 30 000 km², délimitée par deux zones de chevauchement majeures, le « Main Karakoram Thrust » (MKT, ou Suture Nord) au Nord et le « Main Mantle Thrust » (MMT, ou Suture de l'Indus) au Sud. Ces zones de chevauchement constituent les limites respectives de l'arc du Kohistan avec la plaque Karakoram au Nord et, avec la Plaque Indienne, au Sud. A l'Est, l'arc du Kohistan est séparé de l'arc du Ladakh par la zone de convergence de chaînes montagneuses de Nanga Parbat, qui forme une fenêtre structurale d'élongation N/S de croûte indienne érigée à travers la couverture Kohistan-Ladakh (**Figure II.3**).

II.2.1. Principales étapes de l'évolution temporelle de l'arc du Kohistan

De façon très schématique on peut résumer la formation de l'arc du Kohistan en trois stades d'évolution principaux:

- (1) ~ 110 Ma : Initiation du fonctionnement de l'arc insulaire, au Crétacé moyen, suivie par un stade principal d'accrétion en domaine intra-océanique qui prend place entre 110 et 90 Ma environ (Le Fort et al., 1983 ; Schärer et al., 1984 ; Petterson et Windley, 1985 ; Treloar et al., 1989 ; Mikoshiba et al., 1999 ; Yamamoto et Nakamura, 2000 ; Fraser et al., 2001 ; Schaltegger et al., 2002). Durant cette période, l'arc du Kohistan et son équivalent plus à l'Est (arc du Ladakh) sont alors séparés de la plaque Karakoram par un bassin d'arrière-arc de dimensions inconnues (**Figure II.2c**).
- (2) après 102 Ma et avant 85 Ma : Collision de l'arc du Kohistan avec la plaque Karakoram : cet événement se produit selon les contraintes d'âge disponibles entre 102 ± 12 Ma [âge Rb-Sr sur roche totale d'une tonalite pré-collision dans la zone de suture (Petterson et Windley, 1985)] et environ 85 Ma [âges K-Ar de dykes basiques post-collision dans la

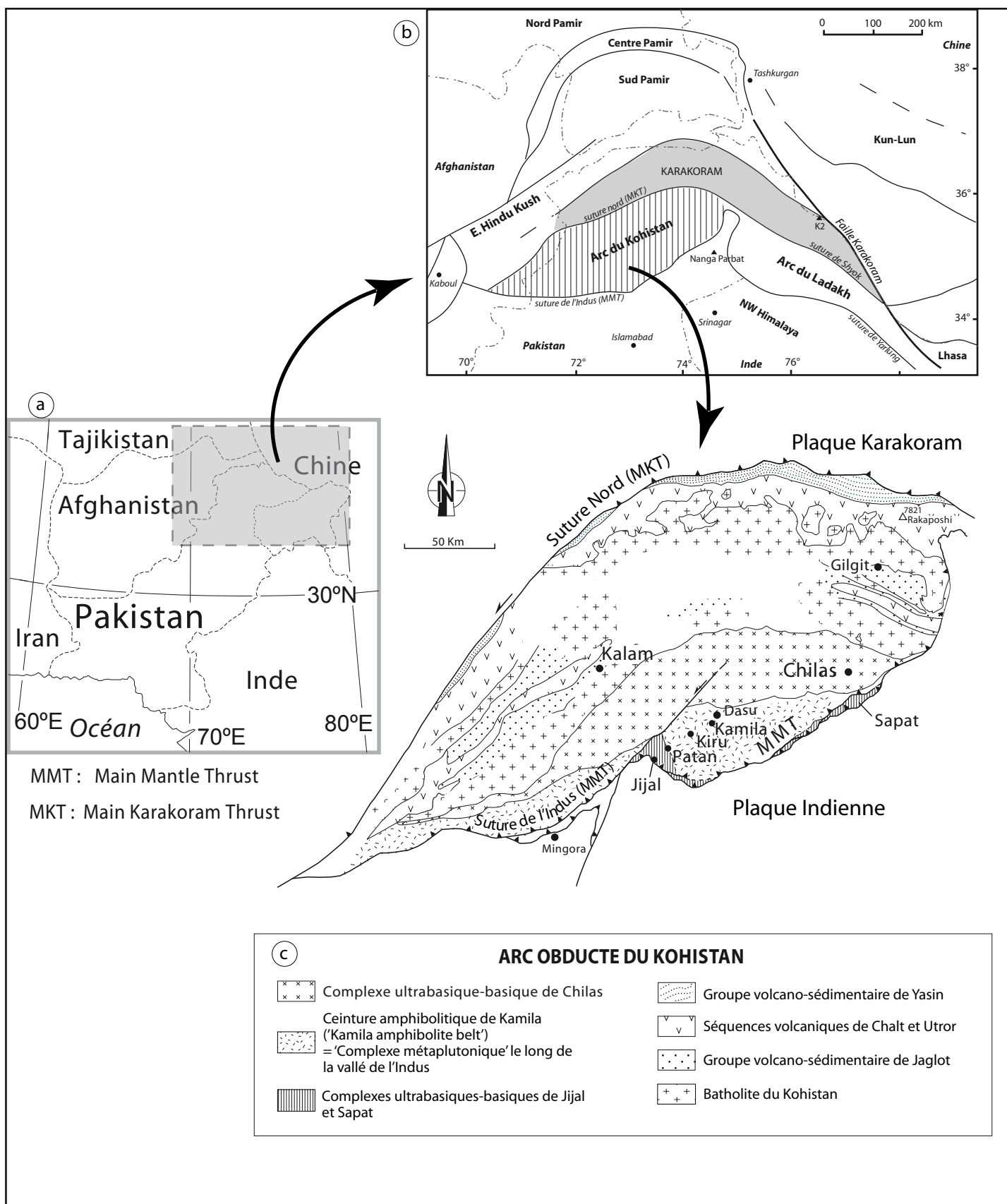


Figure II.3 : a) Localisation de l'arc du Kohistan ; b) Carte simplifiée des principaux blocs tectono-stratigraphiques situés au niveau de la zone de frontières Chine-Pakistan-Afghanistan, avec, en particulier, l'arc du Kohistan (en hachuré), l'arc du Ladakh, ainsi que le bloc Karakoram (grisé) (modifiée d'après Gaetani, 1997). Les principales failles et zones de sutures sont représentées en trait plein et les limites géographiques sont représentées en pointillés ; c) Carte géologique simplifiée de l'arc du Kohistan (modifiée d'après Burg et al., 1998).

zone de suture Nord (Treloar et al., 1989)]. Suite à cette collision la subduction évolue comme une marge Andine (**Figure II.2d**).

- (3) 65-55 Ma : Stade final pour l'évolution de l'arc marqué par une réactivation de la compression associé à de nouvelles intrusions magmatiques, jusqu'à l'obduction de l'arc sur la marge Indienne (Coward et al., 1986 ; Klootwijk et al., 1992).

II.2.2. Les différentes unités pétrographiques et structurales:

L'arc du Kohistan est constitué de cinq unités principales, qui se succèdent sur une distance d'environ 200 km, depuis la base de la section crustale au Sud jusqu'à son sommet, au Nord (**Figure II.4**):

Le complexe ultrabasique-basique de Jijal, situé au toit de faille du MMT, représente les racines profondes de l'arc du Kohistan. Ce complexe est constitué d'une section basale péridotitique (dunites, wehrlites, pyroxénites) surmontée par une section gabbroïque dominée par des gabbros granulitiques à grenat formés à 96-91 Ma (Jan, 1979 ; Bard et al., 1980 ; Jan et Howie, 1981 ; Bard, 1983a,b ; Jan et Windley, 1990 ; Miller et Christensen, 1994 ; Yamamoto et Nakamura, 1996, 2000 ; Anczkiewicz et Vance, 1997 ; Burg et al., 1998 ; Anczkiewicz et al., 2002).

La ceinture amphibolitique de Kamila (« Kamila amphibolites belt », Jan, 1988), également connue sous le nom de « complexe métaplutonique » (« metaplutonic complex ») le long de la vallée de l'Indus (Zeilinger, 2002). Cette unité forme une pile épaisse de roches plutoniques, sédimentaires ou volcaniques, peu à intensément déformées au cours d'un métamorphisme de faciès amphibolite d'âge supérieur à 83 Ma (Tahirkheli et al., 1979 ; Bard, 1983a,b ; Jan, 1988 ; Treloar et al., 1990 ; Khan et al., 1993).

Le complexe ultrabasique-basique de Chilas, intrusif dans la ceinture amphibolitique de Kamila, forme une gigantesque intrusion intra-arc, mise en place à environ 85 Ma (Zeitler et al., 1981 ; Bard, 1983a ; Coward et al., 1987 ; Khan et al., 1989 ; Treloar et al., 1996 ; Burg et al., 1998 ; Schaltegger et al., 2002).

Les séries (méta)- volcaniques et sédimentaires des groupes Jaglot, Chalt et Yasin, déposées en contexte de bassin intra-arc ou d'arrière arc, au cours d'un épisode d'extension qui aurait précédé le stade de suture (Pudsey, 1986 ; Petterson et al., 1991 ; Khan et al., 1996, 1998 ; Treloar et al., 1996 ; Bignold et al., 2006).

Le batholite du Kohistan, intrusif entre le Crétacé et le Miocène dans les groupes Jaglot et Chalt (Petterson et Windley, 1985 ; Coward et al., 1986). Selon Petterson et Windley (1985) cette énorme masse plutonique est constituée de roches issues de trois stades distincts dans l'évolution de l'arc. Un premier groupe de gabbros et diorites quartziques déformés mis en place en domaine intra-océanique à 110-85 Ma. Cet ensemble est suivi par un stade, majoritaire en volume, de formation de plutons plus différenciés, gabbroïques à granitiques, et mis en place en contexte de type marge Andine à 85-60 Ma. Enfin, un dernier groupe est rattaché à un magmatisme post-collision à 40-26 Ma, associé à la formation de sills leucocrates.

Ce travail de thèse est focalisé sur l'étude de deux zones particulières situées dans les parties basales de cette section d'arc : le complexe ultrabasique-basique de Jijal d'une part, et le

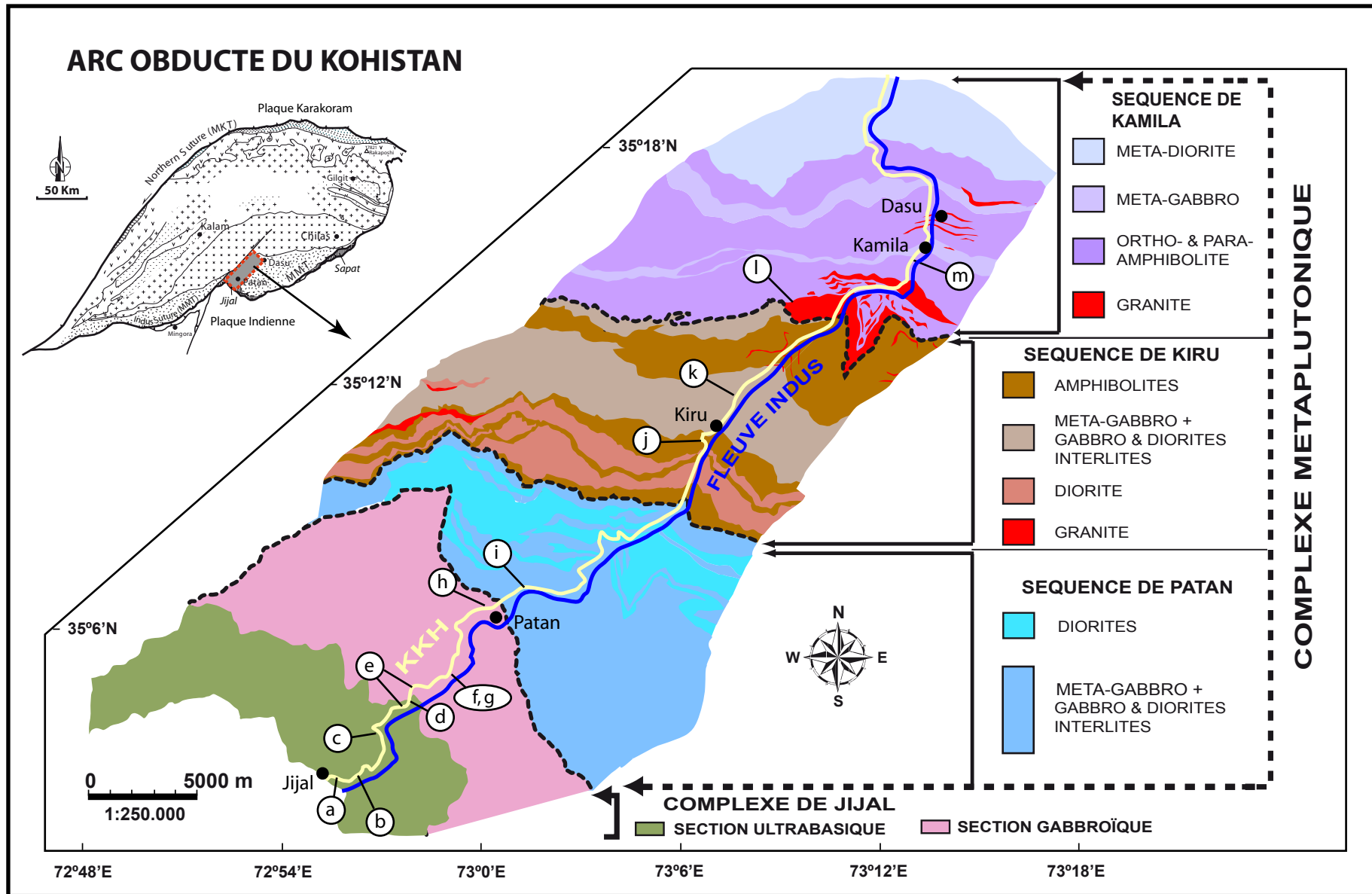


Figure II.4 : Carte géologique simplifiée de l'arc du Kohistan, région de la vallée de l'Indus. Modifiée d'après Zeilinger (2002). Les indications de a à m indiquent la localisation des photos d'affleurements présentés dans la Figure II.5. KKH : Karakoram Highway.

complexe métaplutonique situé immédiatement au-dessus stratigraphiquement (**Figure II.4**). Ces deux ensembles représentent des « témoins figés » du stade d'évolution intra-océanique de l'arc du Kohistan. De plus, ils affleurent d'une manière tout à fait remarquable dans la vallée de l'Indus, le long de la « Karakoram Highway » (KKH) entre les villages de Jijal au Sud et de Kamila et Dasu, au Nord. La KKH forme un segment SW-NE qui recoupe d'une manière globalement perpendiculaire la stratification de l'arc (**Figure II.4**).

II.3. La séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila de l'arc du Kohistan

II.3.1. Le complexe ultrabasique et basique de Jijal

II.3.1.1. Section ultrabasique

La section ultrabasique de Jijal (**Figure II.4**) présente une épaisseur d'environ 3,5 km. L'olivine constitue la phase minérale prédominante à la base de cette section, où l'on trouve essentiellement des dunites-wehrlites à spinelle, intercalées avec des pyroxénites à grain fin (« zone à péridotites », **Figure II.5a**). Ces dunites sont parfois recoupées par des dykes de pyroxénite chromifère (**Figure II.5b**). On observe une augmentation du rapport pyroxène/olivine en progressant vers le sommet de la section, marquée par le remplacement progressif des dunites par des wehrlites massives et des webstérites chromifères (« zone à pyroxénites », **Figure II.5c**). Le sommet de la section ultrabasique forme une zone d'environ 700 m d'épaisseur marquée par la présence de roches à gros grains, dominée par le pyroxène ou bien l'amphibole, avec des proportions variables de grenat (pyroxénites à grenat \pm Hbl, hornblendites à grenat \pm Cpx, grenatites à hornblende \pm Cpx).

L'origine de la séquence ultrabasique de Jijal est discutée : ces roches pourraient constituer des cumulats ultrabasiques complémentaires de la séquence crustale sus-jacente (Jan et Windley, 1990 ; Khan et al., 1993 ; Müntener et al., 2001) ; ou bien représenter le manteau infra-arc (Bard et al., 1983a,b ; Miller et al., 1991 ; Burg et al., 1998).

La transition avec la section basique sus-jacente est marquée par le contact intrusif de gabbros granulitiques dans les roches ultrabasiques (**Figure II.5d**). L'apparition du plagioclase au niveau de cette limite marque le Moho sismique de l'arc du Kohistan (Miller et Christensen, 1994). Les observations de terrain suggèrent que cette limite constitue également le Moho pétrologique (i.e. la transition manteau – croûte) de l'arc du Kohistan (Bard et al., 1983a,b ; Miller et al., 1991 ; Burg et al., 1998).

II.3.1.2. Section basique (gabbroïque)

La section basique de Jijal (**Figure II.4**), d'une épaisseur d'environ 3 km, est essentiellement dominée par des gabbros granulitiques, ou « granulites à grenat » à Grt + Cpx + Pl + Rt (\pm Amph, \pm Qtz, \pm Ilm) (**Figure II.5f**). A la base de la section, on trouve en abondance des lentilles de hornblendite dans les granulites à grenat, grossièrement parallèles au « Moho », dont l'épaisseur varie de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Ces lentilles montrent à l'affleurement des variations de composition modale entre pyroxénites riches en grenat (\pm Hbl, \pm Pl), hornblendites pauvres à riches en grenat (\pm Cpx, \pm Pl) et grenatites à hornblende (\pm Cpx), avec néanmoins une prédominance de pyroxénites à la base. La transition entre hornblendites et grenatites est souvent associée à la présence de ségrégats plagioclasiques en bordure des faciès à hornblende (**Figure II.5e**).

Les faciès leucocrates sont communément observés au sein des granulites à grenat, sous la forme de veines felsiques à bordures riches en grenat (**Figure II.5f**), de ségrégats anorthosiques à proximité des hornblendites, ou encore d'intrusions pegmatitiques (granites)

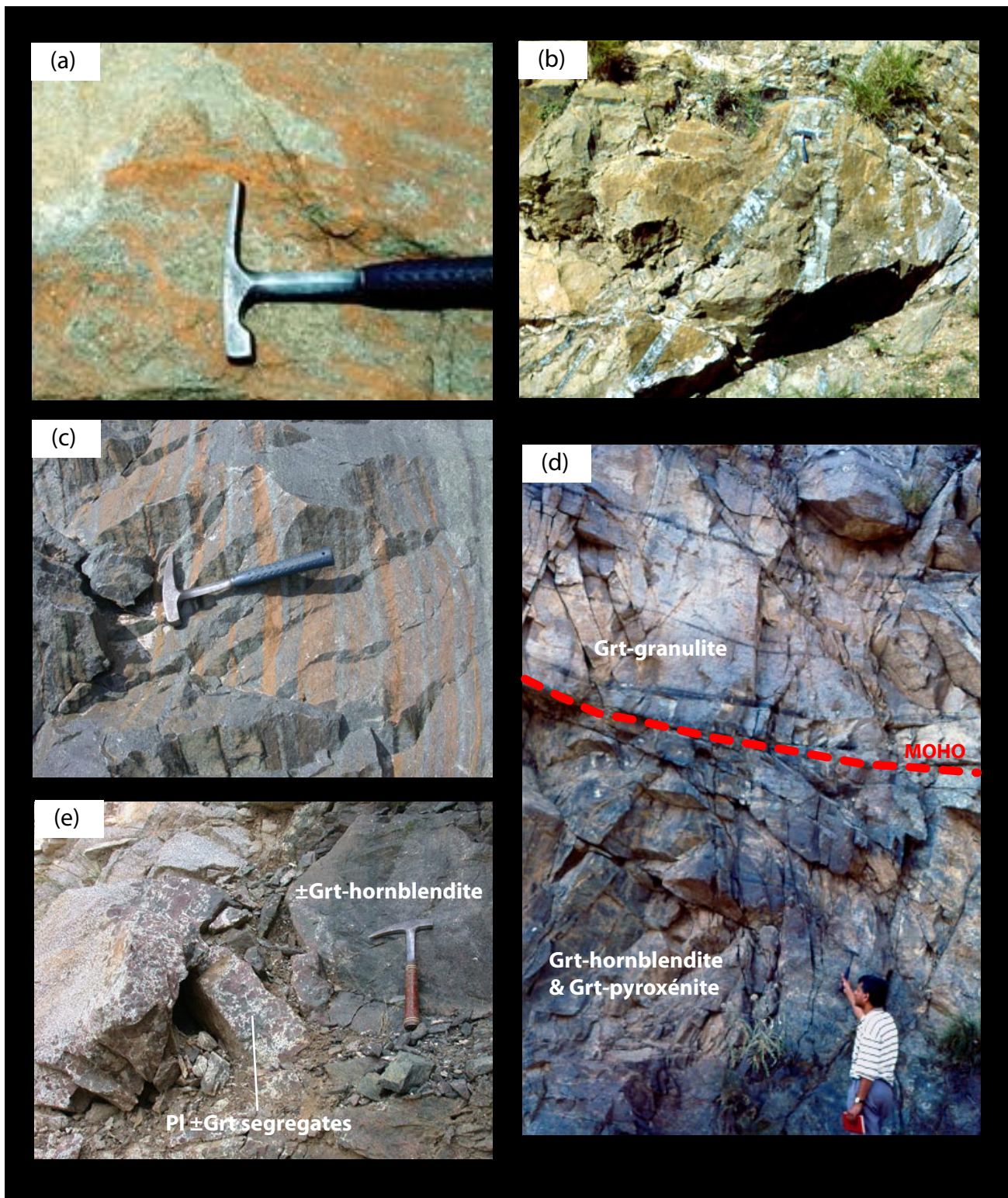


Figure II.5 : a) Dunite-wehrlite à la base de la section ultrabasique de la séquence de Jijal (Zone à péridotites) ; b) Filons de clinopyroxénite chromifère dans les dunités au sommet de la zone à péridotites ; c) Alternance de lits à dunite et à pyroxénite (Zone à pyroxénites) ; d) Contact intrusif des granulites à grenat dans les pyroxénites et hornblendites à grenat définissant le Moho pétrologique de l'arc du Kohistan ; e) Hornblendites-grenatites, parfois associées à des ségrégats plagioclasiques, présentes au sommet de la section ultrabasique et, sous forme de lentilles, à la base de la section gabbroïque.

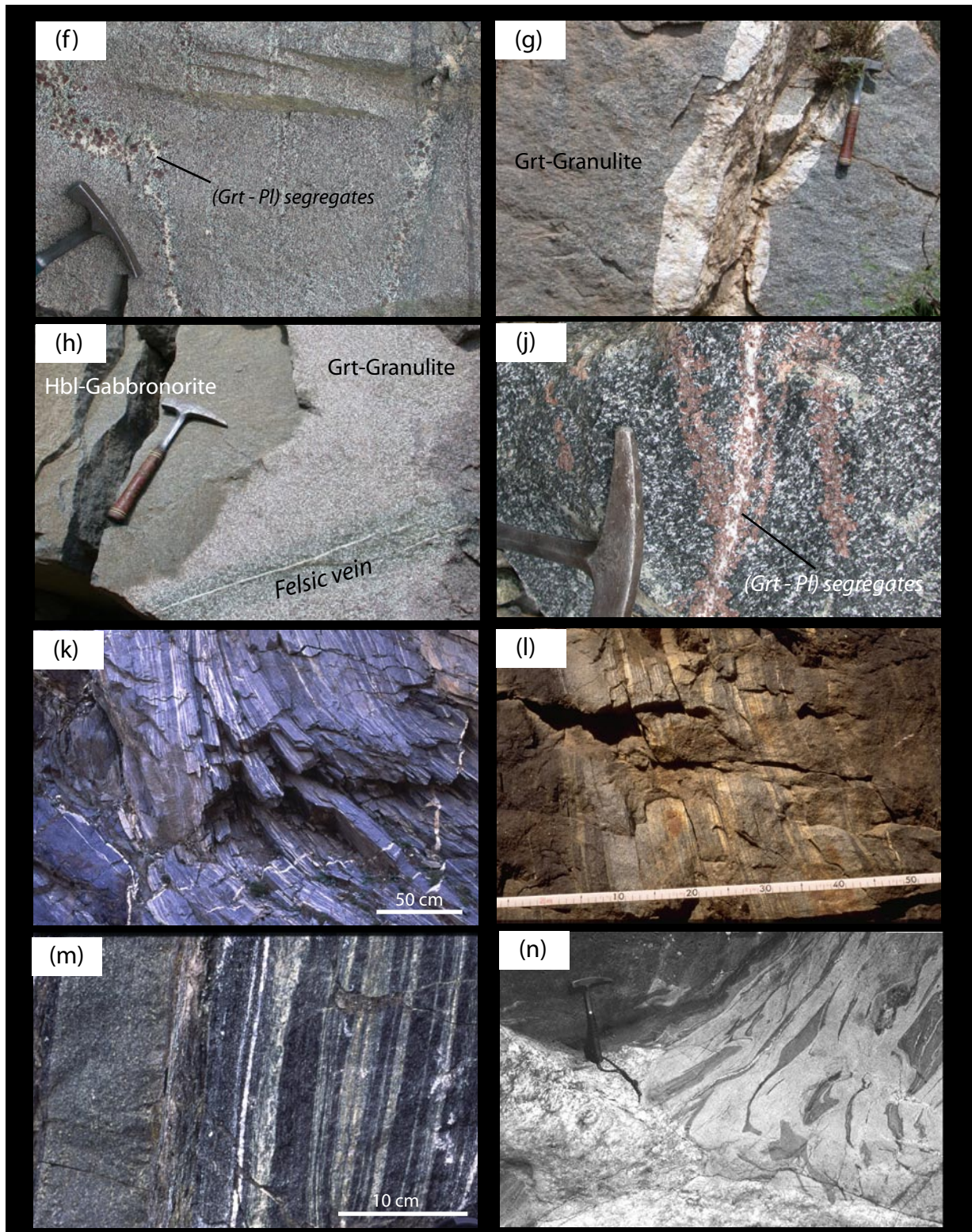


Figure II.5 (suite) : f) Granulite à grenat (gabbro granulitique), section gabbroïque du complexe de Jijal ; g) Granite intrusif dans une granulite à grenat ; h) Transition gabbro norite à hornblende – granulite à grenat, sommet de la section gabbroïque du complexe de Jijal (à proximité du village de Patan) ; j) « Gabbro de Sarangar », base du complexe métaplutonique ; k) Amphibolites à grain fin, séquence de Kiru ; l) Alternance de gabbros (sombres) et diorites (claires) interlités, séquence de Kiru (Photo : Zeilinger, 2002) ; m) Amphibolites à grain fin, séquence de Kamila ; n) Granite (clair) intrusif dans les amphibolites (sombres) de la séquence de Kamila (Photo : Zeilinger, 2002).

(**Figure II.5g**). Le sommet de la section basique est marqué par la présence de quelques rares échantillons de gabbronorite à Opx + Cpx + Amph + Pl + Ilm au contact des granulites à grenat. La transition gabbronorite – granulite à grenat est marquée par un contact net qui recoupe le litage magmatique (Yamamoto, 1993 ; Yamamoto et Yoshino, 1998) (**Figure II.5h**). Les études pétrologiques et géochimiques de cette transition ont démontré que la gabbronorite représente le protolithe magmatique de la granulite à grenat (Bard, 1983a,b ; Yamamoto, 1993 ; Yamamoto et Yoshino, 1998 ; Yamamoto et Nakamura, 2000). La formation des granulites serait liée à une réaction impliquant un processus de déshydratation uniquement (Yamamoto et Yoshino, 1998 ; Yamamoto et Nakamura, 2000) ou bien à un processus combinant un épisode de fusion + déshydratation de la gabbronorite (Garrido et al., 2006) (**Figure II.5i**).

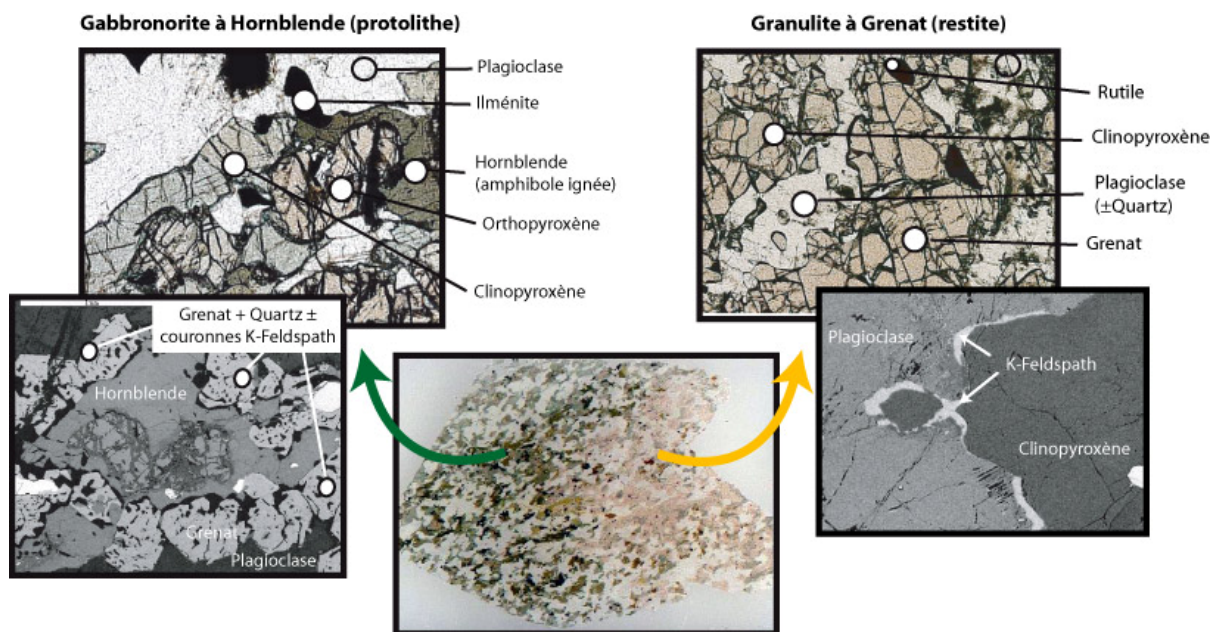


Figure II.5i : Échantillon composite montrant, à l'échelle de la lame mince, la transition gabbro – granulite. La formation des granulites à grenat est liée à une réaction de fusion/déshydratation impliquant la réaction suivante : Hornblende + Orthopyroxène + Plagioclase + Ilménite → Grenat + Clinopyroxène (± Quartz, Plagioclase, K-Feldspath, H₂O). Garrido et al. (2006) ont mis en évidence cette réaction de fusion/déshydratation, notamment à travers la présence de couronnes à Grenat-Quartz-Feldspath autour des amphiboles primaires ignées et également à travers la présence de feldspath potassique sous forme interstitielle dans la partie granulitique des échantillons composites.

Enfin, un échantillon tout à fait unique de lherzolite a été prélevé à proximité du village de Patan (**Figure II.4**). Il se présente sous la forme d'une lentille de quelques mètres d'épaisseur, pauvre en clinopyroxène, en enclave dans les granulites à grenat. Cet échantillon constitue la péridotite la plus haute stratigraphiquement jamais identifiée dans la section de l'arc du Kohistan. La signification de cette lherzolite ainsi que les contraintes apportées au niveau de l'évolution de l'arc du Kohistan sont fondamentales et seront abordées dans le Chapitre III. La « faille de Patan » marque la limite entre le complexe de Jijal et le complexe métaplutonique. Dans les zones où les relations de terrain ne sont pas masquées par la faille de Patan, le contact entre le gabbro granulitique de Jijal et le complexe métaplutonique est de nature intrusive.

II.3.2. Le complexe métaplutonique de Patan-Kiru-Kamila

Le complexe métaplutonique de Patan-Kiru-Kamila (Zeilinger, 2002) (**Figure II.4**) est constitué par une épaisse pile de roches, pour la plupart des laccolites d'origine métaplutonique peu à intensément déformés au cours du métamorphisme de faciès amphibolitique. Ces roches sont intercalées avec des roches dont le degré de déformation enregistré important rend la question de leur origine discutable (i.e. plutonique, sédimentaire volcanique ou encore reliquats de croûte océanique) (Bard, 1980 ; Coward et al., 1986 ; Jan, 1988 ; Khan et al., 1993 ; Treloar et al., 1996 ; Bignold et al., 2006 ; Zeilinger, 2002). En progressant du Sud vers le Nord, le complexe métaplutonique peut être subdivisé en trois unités distinctes majeures. Ce sont les séquences de Patan, Kiru et Kamila (Zeilinger, 2002).

II.3.2.1. La séquence de Patan

La séquence de Patan forme une pile épaisse d'environ 7 km, constituée de métagabbros et métadiorites interlités, déformés à des degrés divers le long de zones de cisaillement formant des réseaux anastomosés (Zeilinger, 2002). La base de la séquence de Patan est occupée par les « gabbros de Sarangar » (**Figure II.5j**), qui constituent un énorme massif gabbroïque (occupant jusqu'à plus de 50% en volume de la séquence de Patan), intrusif dans les gabbros granulitiques de Jijal. Les gabbros de Sarangar se présentent sous la forme de méta- gabbros – gabbro-diorites à texture à gros grain et présentent un assemblage minéralogique à Hbl + Pl + Cpx (\pm Qtz, \pm Grt, \pm Ep, \pm Rt), avec un litage magmatique localement préservé (Zeilinger, 2002). La partie supérieure de la séquence de Patan est composée de sills de métagabbros, diorites et hornblendites, localement recoupés par des pegmatites et dykes de hornblendite. Le contact entre la séquence Patan et la séquence de Kiru sus-jacente est irrégulier, caractérisé par la présence de lambeaux interdigités de ces deux unités.

II.3.2.2. La séquence de Kiru

La séquence de Kiru possède une épaisseur d'environ 7 km. Elle est essentiellement composée de sills imbriqués, fortement déformés, de composition gabbroïque à dioritique. Sa partie inférieure est constituée de roches finement litées à texture microgrenue de faciès gabbroïque à dioritique (amphibolites, **Figure II.5k**), intrudées par des roches métadioritiques à gros/moyen grain riches en hornblende. Ces roches sont surmontées par une épaisse pile de gabbros et diorites interlités (avec quelques rares lentilles de métacarbonates présentes au sein des gabbros) qui présentent un degré variable de métamorphisme (de faciès amphibolite) et de déformation (**Figure II.5l**). Le sommet de la séquence de Kiru est composé de métagabbros et métadiorites à texture à gros à moyen grain, interlités avec des roches à grain fin riches en hornblende. Pegmatites et granites intrusifs sont couramment observés et deviennent de plus en plus abondants vers le sommet de la séquence.

II.3.2.3. La séquence de Kamila

La séquence de Kamila, avec une épaisseur de plus de 8 km, représente le plus haut niveau crustal de la section d'arc du Kohistan observable le long de la vallée de l'Indus. La limite avec la séquence de Kiru sous-jacente est déterminée par l'augmentation brutale du volume de granites entre ces deux sections. Le plus important corps granitique localisé à la base de la séquence de Kamila atteint 1 km d'épaisseur (Zeilinger, 2002). La séquence de Kamila est constituée d'amphibolites finement litées à texture microgrenue d'origines variées (i.e. ortho-amphibolites, métapélites, métavolcanites et métacarbonates) (**Figure II.5m**), abondamment intrudées par des roches amphibolitiques de composition gabbroïque à granitique. Le sommet de la séquence consiste en une série de métadiorites massives à gros grain, parfois associées à

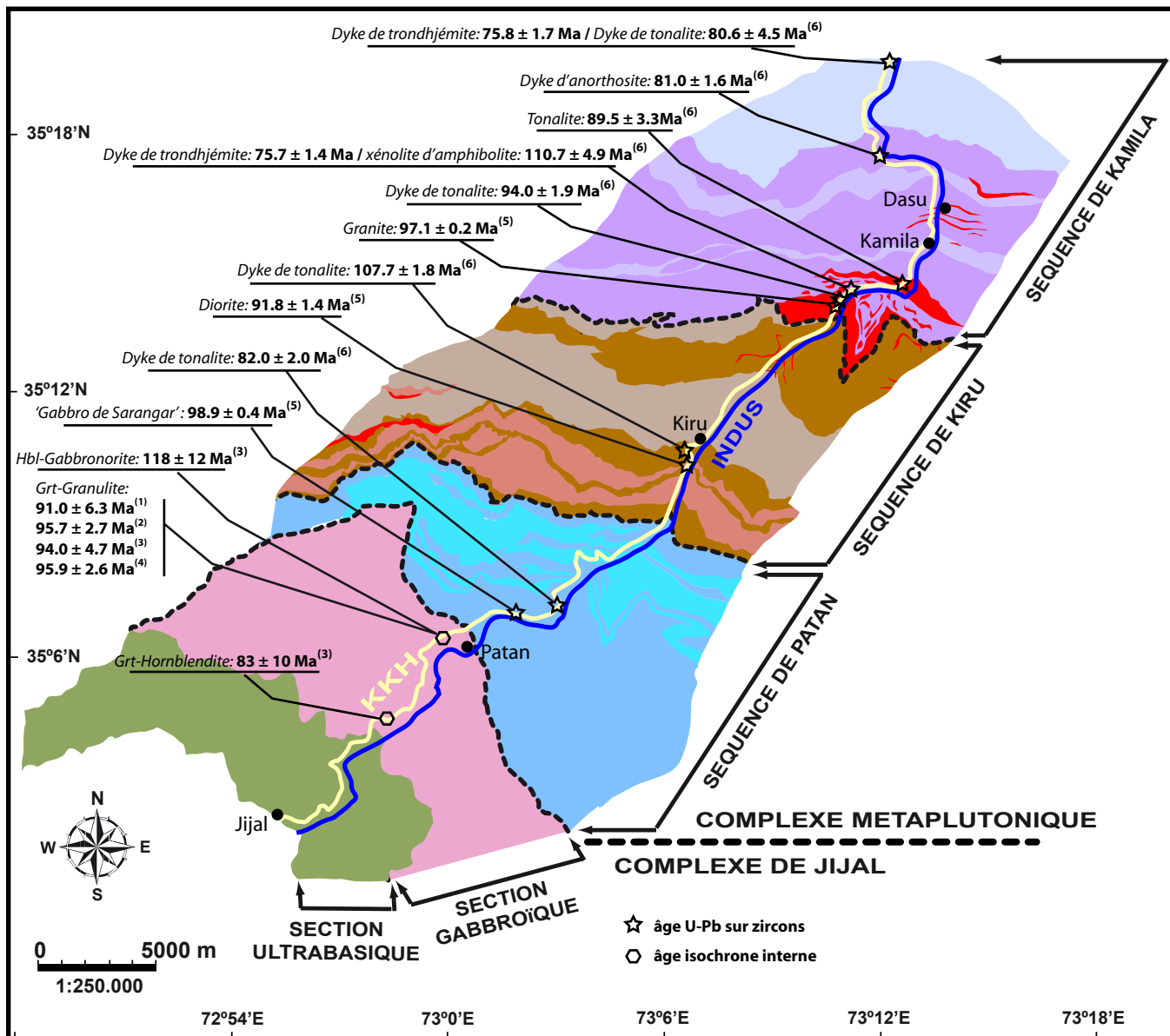


Figure II.6 : Compilation des âges radiométriques de la littérature pour la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila, d'après (1) : Yamamoto et Nakamura (1996) ; (2) : Anczkiewicz et Vance (1997) ; (3) : Yamamoto et Nakamura (2000) ; (4) : Anczkiewicz et al. (2002) ; (5) : Schaltegger et al. (2002) et (6) : Yamamoto et al. (2005).

des métacarbonates et des quartzites. Des dykes de tonalites sont intrusifs à tous les niveaux de la séquence, et les granites sont très majoritairement présents dans la partie inférieure de la séquence de Kamila (**Figure II.5n**).

II.3.3. Contraintes thermo-barométriques et géochronologiques pour la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila

La section gabbroïque du complexe de Jijal a subi un métamorphisme de type granulitique HP, dont les conditions Pression-Température précises varient en fonction des auteurs : 670-790°C et 1,2-1,4 GPa (Jan et Howie, 1981) ; 697-949°C et 1,1-1,7 GPa (Yamamoto, 1993) ; 713-1134°C et 1,5-2,1 GPa (Ringuette et al., 1999). L'âge minimal du métamorphisme granulitique dans le complexe de Jijal est donné par des datations Sm-Nd (isochrone interne) de granulites à grenat, et varie entre 96 et 91 Ma selon les auteurs et les échantillons datés (Yamamoto et Nakamura, 1996, 2000 ; Anczkiewicz et Vance, 1997 ; Anczkiewicz et al., 2002). Un âge plus ancien à 118 ± 12 Ma a été obtenu par la même méthode sur un échantillon de gabbroïte situé au sommet du complexe de Jijal. Cet âge plus ancien est interprété comme l'âge de l'emplacement du protolithe magmatique des granulites à grenat (Yamamoto et Nakamura, 2000).

Les conditions P-T du métamorphisme amphibolitique dans le complexe métaplutonique sont estimées à 0,9-1,0 GPa et 550-650°C (Tahirkheli et al., 1979 ; Bard, 1983a, b ; Jan, 1988 ; Treloar et al., 1990 ; Khan et al., 1993). L'âge de ce métamorphisme est fourni par la méthode Ar-Ar sur hornblende à 83 ± 1 Ma (Treloar et al., 1990).

L'ensemble des âges disponibles dans la littérature pour la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila a été reporté sur une carte simplifiée de cette région (**Figure II.6**).

*C*hapitre 3 :

*Origine et évolution du complexe
ultrabasique-basique de Jijal*

—

Contraintes géochimiques

III. Origine et évolution du complexe ultrabasique-basique de Jijal – Contraintes géochimiques

Préface

Ce chapitre est constitué de deux publications soumises pour publication :

Le premier article, soumis à la revue *Geology*, est intitulé :

« Origin of the Island Arc Moho Transition Zone via Melt-rock Reaction: Evidence from the Jijal Complex (Kohistan complex, N. Pakistan) » par C. J. Garrido, J-L. Bodinier, B. Dhuime, D. Bosch, I. Chanefo, O. Bruguier, S. S. Hussain, H. Dawood et J-P. Burg.

Cet article est principalement axé sur les relations génétiques, dans le complexe de Jijal, entre les roches gabbroïques de la séquence basique et les dunites-wehrlites-pyroxénites de la séquence ultrabasique sous-jacente (*cf.* §II.3.1.1). Cette étude est axée sur des travaux de modélisation numérique à l'aide des terres rares et sur des compositions isotopiques du Pb. Le résultat majeur, confirmé par ailleurs par l'étude isotopique plus développée (Sr-Nd-Pb) présentée dans le second article, est l'absence de relation génétique simple de type « cumulat/liquide » entre, d'une part la section ultrabasique et, d'autre part, la section gabbroïque immédiatement située au-dessus. Les résultats obtenus apportent de nouvelles contraintes sur les processus de différenciation intra-crustale, notamment en ce qui concerne le modèle de délamination.

Le second article, soumis à la revue EPSL, est intitulé :

« Multistage evolution of the Jijal ultramafic-mafic complex (Kohistan, N Pakistan): implications for island arcs building » par B. Dhuime, D. Bosch, J-L. Bodinier, C.J. Garrido, O. Bruguier, S. S. Hussain et H. Dawood.

Ce manuscrit est principalement focalisé sur l'aspect géodynamique de l'évolution des racines de l'arc du Kohistan au fur et à mesure du fonctionnement de l'arc, depuis le stade d'initiation de la subduction jusqu'au stade mature de son fonctionnement durant lequel s'opèrent les processus de différenciation intra-crustale. Ce second manuscrit est basé sur une étude exhaustive des éléments majeurs et en trace et sur une étude couplée des isotopes du Nd, Sr et Pb sur échantillons de roche totale lessivée et sur minéraux séparés. Un des résultats majeurs de cet article est la contrainte temporelle à ~117 Ma (âge isochrone Sm-Nd) associée au stade d'initiation de la subduction de l'arc du Kohistan.

Ces deux articles sont insérés à la fin de ce chapitre.

Auparavant, la problématique relative à ces travaux est brièvement présentée, ainsi que les principaux résultats synthétisant les conclusions majeures de ce travail.

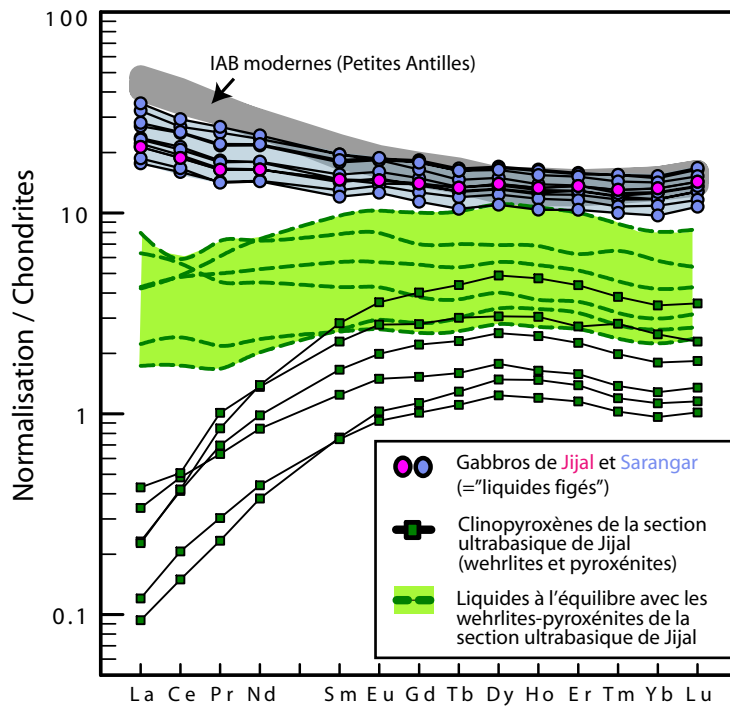


Figure III.1 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) montrant la composition des liquides à l'équilibre avec les wehrlites-pyroxénites de la séquence ultrabasique de Jijal. La composition des liquides est calculée à partir des concentrations mesurées sur des fractions de clinopyroxènes des wehrlites-pyroxénites et à partir des coefficients de distribution $C_{px}/\text{liquide}$ de Hart et Dunn (1993). Les compositions des liquides à l'équilibre calculés sont nettement plus appauvries (de type boninite), que celles des gabbros de Jijal et de Sarangar qui présentent des compositions de type « liquides figés » (Garrido et al., 2006), similaires aux basaltes d'arc modernes (domaine des petites Antilles d'après Zellmer et al., 1999).

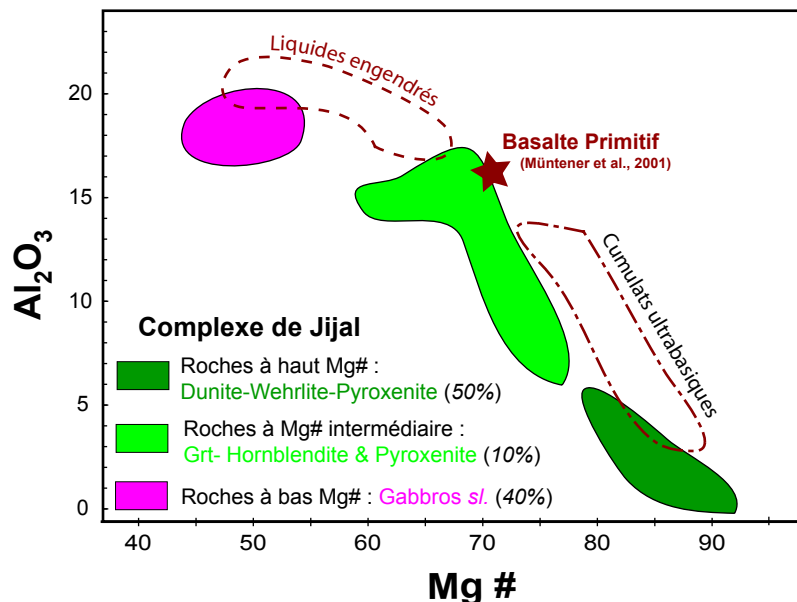


Figure III.2 : Diagramme Al_2O_3 vs. $\text{Mg}\#$ pour les roches du complexe ultrabasique-basique de Jijal. Ce diagramme permet de distinguer trois groupes de roches dans le complexe de Jijal : i- les roches à haut Mg ($80 \leq \text{Mg} \leq 91$) ; ii- les roches à Mg intermédiaire ($47 \leq \text{Mg} \leq 78$) ; iii- les roches à bas Mg ($46 \leq \text{Mg} \leq 54$). Les valeurs indiquées entre parenthèses correspondent aux proportions estimées pour chacun des trois principaux groupes. Les résultats expérimentaux des liquides et cumulats produits lors de la cristallisation d'un basalte d'arc primitif sont présentés par comparaison (Müntener et al., 2001).

III.1. Problématique et objectifs principaux de l'étude

Bien que la composition des magmas parents des roches plutoniques et laves émises en contexte d'arc intra-océanique reste un sujet controversé depuis plusieurs dizaines d'années (*cf.* §I), un consensus repose actuellement sur le fait que ces magmas sont en majorité des basaltes d'arc primitifs [$Mg\# > 60$; $Mg\# = 100 \times MgO/(MgO+FeO)$, base molaire] (Perfit et al., 1980 ; Tatsumi et Eggins, 1995 ; Plank et Langmuir, 1998 ; Ulmer, 2001 ; Stern, 2002 ; Kelemen et al., 2003). De ce fait, le caractère globalement plus évolué des plutons et laves d'arc ($Mg\# < 60$) par rapport aux magmas d'arc parents nécessite le fractionnement, au niveau des racines des arcs, d'une quantité importante de cumulats/restites ultrabasiques (34 à 57% du volume initial de magma parent) (Kay et Kay, 1985a,b ; DeBari, 1997 ; Müntener et al., 2001 ; Stern, 2002 ; Kelemen et al., 2003).

Les complexes ultrabasiques et basiques présents à la base des arcs obductés du Kohistan (Nord Pakistan) et de Talkeetna (Sud/Centre Alaska) sont communément interprétés comme les témoins « in situ » de processus de différenciation de basaltes primitifs (*cf.*, par exemple, DeBari et al., 1991 ; Khan et al., 1993 ; Müntener et al., 2001 ; Kelemen et al., 2003 ; Greene et al., 2006). Toutefois, dans le cas de l'arc du Kohistan, ce modèle ne permet pas de rendre compte des contraintes géologiques. En effet, les observations pétrostructurales suggèrent que les roches ultrabasiques identifiées à la base de cet arc (complexe ultrabasique de Jijal, *cf.* §II.3.1.1) constituent plus vraisemblablement le manteau présent sous l'arc plutôt qu'une séquence crustale cumulative complémentaire des roches gabbroïques sus-jacentes (Burg et al., 1998).

D'une manière très schématique, le complexe de Jijal peut être subdivisé selon quatre unités principales (*cf.* §II.3.1 pour une description détaillée) :

- une séquence ultrabasique d'environ 3,5 km d'épaisseur essentiellement constituée de dunités, wehrlites et pyroxénites ;
- une « zone de transition » d'environ 700 m d'épaisseur, formée de pyroxénites et hornblendites, incluant des proportions variables de grenat ;
- une « pile » d'environ 3,5 km d'épaisseur de roches gabbroïques, formée essentiellement de granulites à grenat, associées à des gabbronorites à hornblende vers le sommet de la section ;
- un groupe de roches ultrabasiques constitué par des lentilles de hornblendite-grenatite en enclave dans les granulites à grenat.

Enfin, un échantillon de lherzolite pauvre en clinopyroxène se distingue des quatre unités précédentes (*cf.* §II.3.1.2). Cet échantillon est localisé au sommet de la section gabbroïque du complexe de Jijal, dans une lentille en enclave dans les gabbros granulitiques.

Des analyses d'éléments majeurs et en trace ainsi que des isotopes du Nd, Sr et Pb ont été réalisées sur des échantillons représentatifs des différentes unités du complexe de Jijal, dans les buts de :

- déterminer les relations génétiques entre les différentes unités du complexe de Jijal, et localiser précisément la transition manteau-croûte au niveau de l'arc du Kohistan ;
- caractériser les processus mis en œuvre au cours de la formation de ces unités ;
- proposer un modèle d'évolution géodynamique pour les racines de l'arc du Kohistan, en accord avec les résultats obtenus et les données de la littérature.

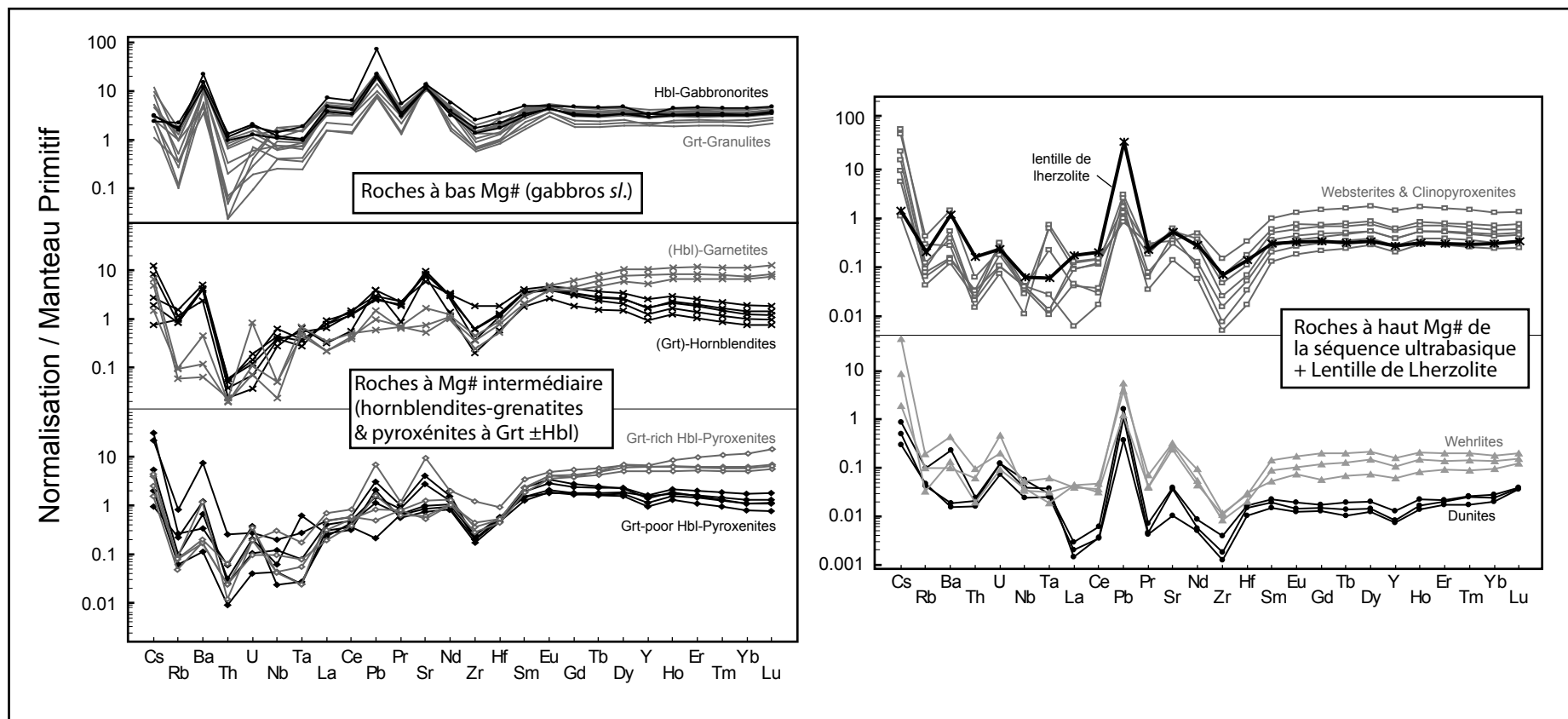


Figure III.3: Spectres d'éléments en trace pour les roches du complexe de Jijal. Les trois groupes précédemment distingués dans la figure III.2 sont identifiés. La lentille de Lherzolite présente en enclave au sommet de la section basique présente des compositions en éléments en trace globalement très similaires aux pyroxénites de la section ultrabasique. Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

III.2. Principaux résultats

Les analyses chimiques et isotopiques du complexe de Jijal ont permis d'écarter définitivement l'hypothèse d'une filiation directe cumulat/liquide (i.e. cristallisation à partir d'un même magma parent) entre la section ultrabasique et la section gabbroïque. Le calcul des liquides à l'équilibre avec les wehrlites-pyroxénites de la séquence ultrabasique de Jijal fournit des compositions extrêmement appauvries en terres rares (compositions calculées à partir de concentrés purs de cristaux de clinopyroxène séparés et analysés au cours de ce travail de thèse, reportés en Annexe B dans le **tableau B-1**) (**Figure III.1**). Ces compositions diffèrent notablement de celles des gabbros sus-jacents qui présentent des spectres de terres rares typiques de tholéiites d'arc. Les liquides à l'équilibre avec la séquence ultrabasique de Jijal présentent des spectres de terres rares similaires à des boninites, laves caractéristiques de la fusion hydratée de péridotite à haute température (~1200°C) et basse pression (~1 GPa), communément formées en contexte d'avant-arc ou bien d'arrière-arc (*cf.*, par exemple, Kuroda et al., 1983 ; Crawford, 1989).

L'utilisation conjointe des isotopes du Nd, Sr et Pb, en association avec les analyses des éléments majeurs et en trace, permet d'identifier trois groupes distincts dans le complexe de Jijal. Ces trois groupes sont :

(1) les roches à haut Mg# ($80 \leq \text{Mg\#} \leq 91$) (Figure III.2) :

Ce sont les dunites, wehrlites et pyroxénites présentes au sein de la séquence ultrabasique. Ces roches sont caractérisées par de faibles abondances en terres rares, un enrichissement prononcé en éléments lithophiles à fort rayon ionique (LILE), des valeurs élevées des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ainsi que des anomalies positives en Sr et Pb (**Figures III.3, III.4 et III.5**). L'alignement de très bonne qualité (MSWD = 0,61) obtenu dans le diagramme isochrone Sm-Nd (**Figure III.6**) pour des fractions pures de clinopyroxènes de ces roches ultrabasiques et de la roche totale correspondant à la lentille de lherzolite en enclave dans la séquence basique (distante de plus de 3 km du sommet de la séquence ultrabasique), a des implications fondamentales en ce qui concerne l'origine de la séquence ultrabasique de Jijal. En effet, cette lentille de lherzolite, caractérisée notamment par des compositions isotopiques très appauvries en Pb se reportant dans le domaine de variation des MORB de l'Océan Indien, est interprétée comme un témoin tout à fait unique du manteau lithosphérique anté-arc, « protolithe » du manteau réactionnel qui forme la séquence ultrabasique de Jijal. La réaction ayant permis la formation de la séquence ultrabasique de Jijal est une réaction de type magma-roche (« melt-rock reaction ») entre un protolithe mantellique similaire à la lentille de lherzolite et des liquides extrêmement appauvris en terres rares, d'affinité boninitique.

Les compositions appauvries des dunites-wehrlites-pyroxénites peuvent être reproduites par modélisation numérique, via une réaction de formation d'olivine. Ces compositions sont modélisées avec succès en faisant interagir un magma appauvri (ex. d'affinité boninitique) avec la lherzolite pauvre en clinopyroxène (6% Cpx). Dans ce modèle (détaillé dans l'article soumis pour publication à la revue *Geology*), les wehrlites et pyroxénites représentent, par rapport aux dunites, les produits ultimes de la réaction magma-roche entre les péridotites mantelliques et les liquides boninitiques. L'âge minimal de cette réaction est estimé à ~117 Ma et correspond à l'âge isochrone Sm-Nd défini par l'alignement des clinopyroxènes de la section ultrabasique (**Figure III.6**).

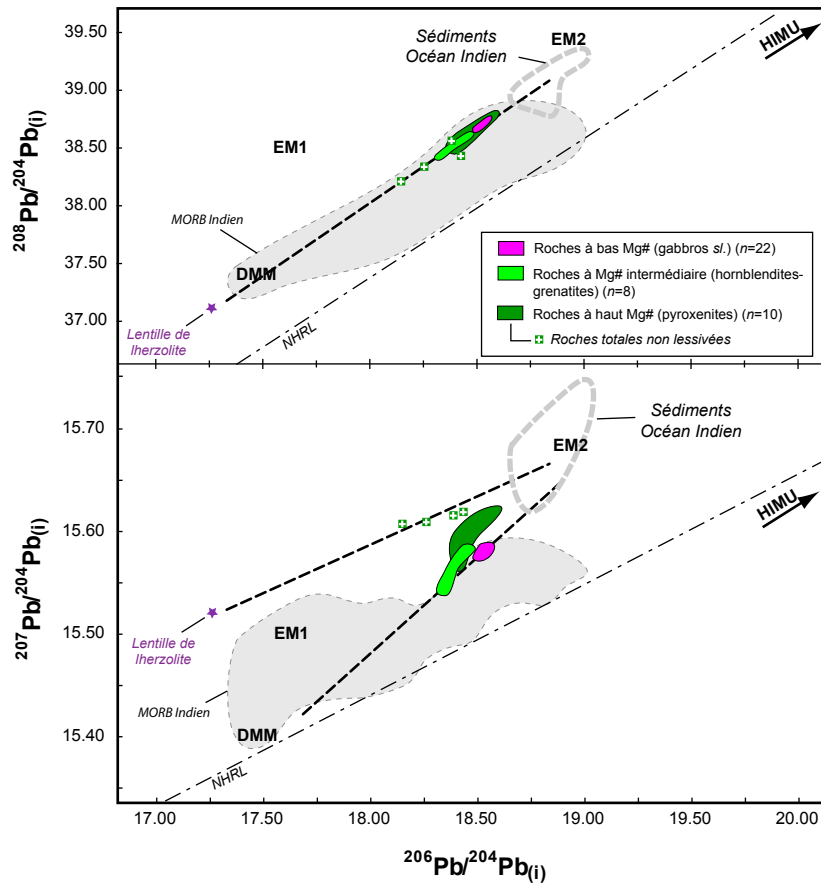


Figure III.4 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb pour le complexe de Jijal ($t_0 = 100$ Ma). Les trois groupes distingués dans la figure III.2 sont identifiés. L'ensemble des échantillons a subi une procédure de lessivage acide précédant la procédure d'attaque (cf. Annexe A), à l'exception de quatre échantillons de pyroxénites (groupe à haut Mg) identifiés par des symboles spécifiques. La composition des échantillons lessivés varie entre un pôle appauvri de type DMM/MORB Indien et un pôle enrichi de type EM2/Sédiment. La lentille de lherzolite est interprétée comme une relique de la lithosphère océanique Néotéthysienne présente avant que l'arc ne se mette en place. L'alignement défini entre les roches non lessivées de la section ultrabasique de Jijal et la lherzolite suggère que les roches ultrabasiques ont conservé, probablement en inclusion dans les olivines, la signature de la lithosphère anté-arc dont elles sont issues. Domaine des MORB Indiens d'après Mahoney et al. (1998, 2002) et Zhang (2003). Champ des sédiments de l'océan Indien d'après Ben Othman et al. (1989). Les compositions des pôles DMM (Depleted MORB Mantle), HIMU (High $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), EM1 (Enriched Mantle 1) and EM2 (Enriched Mantle 2) sont reportées d'après les valeurs de Zindler et Hart (1986), Hart (1988) et Hofmann (2003). NHRL: Northern Hemisphere Reference Line d'après Hart (1984).

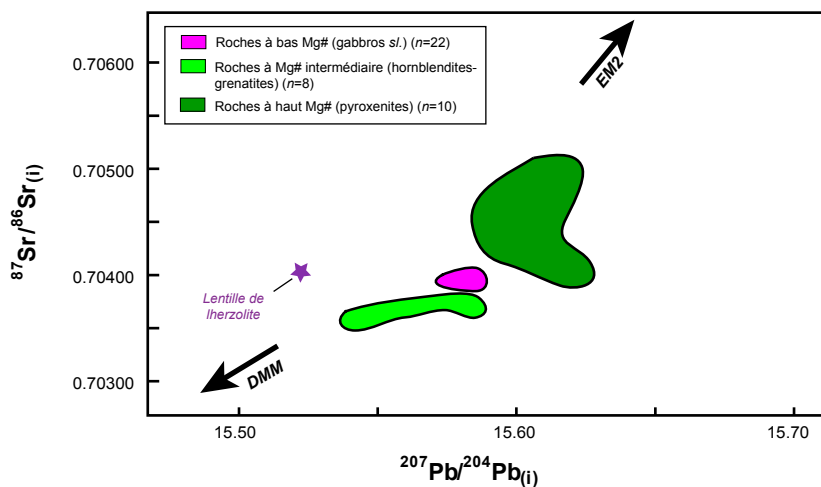


Figure III.5 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ pour le complexe de Jijal ($t_0 = 100$ Ma). La composition des échantillons varie entre un pôle appauvri de type DMM/MORB Indien et un pôle enrichi de type EM2/Sédiment.

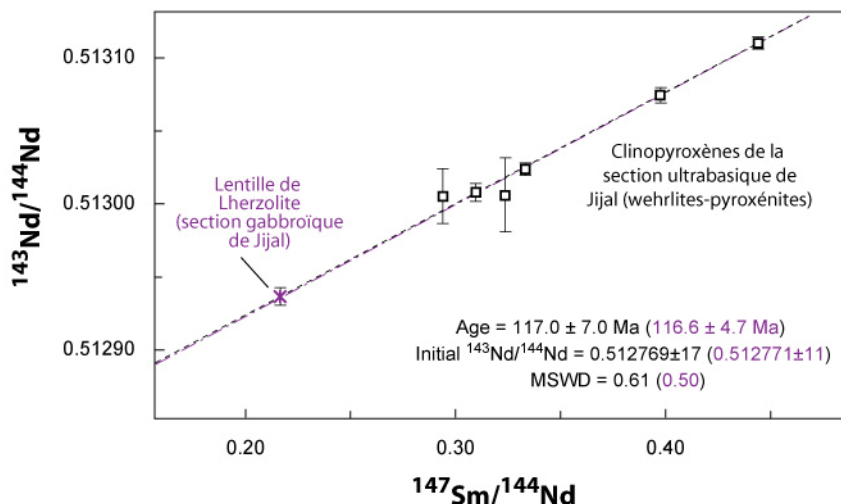


Figure III.6 : Diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les fractions de clinopyroxène d'échantillons de wehrlites et pyroxénites provenant de la section ultrabasique de Jijal. La lentille de lherzolite, contenue en enclave au sommet de la section basique, est visualisée. Les valeurs en noir indiquent les résultats obtenus pour les fractions de clinopyroxènes, uniquement ($n = 6$). Les valeurs entre parenthèses, indiquées en mauve, correspondent aux valeurs obtenues pour un calcul d'âge incluant la lherzolite aux données de clinopyroxènes.

(2) les roches à Mg# intermédiaire ($47 \leq \text{Mg}\# \leq 78$) (Figure III.2) :

Elles se subdivisent en deux groupes d'échantillons : les pyroxénites à grenat ($\pm\text{Hbl}$) localisées au sommet de la séquence ultrabasique (cf. §II.3.1.1) et les hornblendites-grenatites présentes essentiellement sous forme de lentilles dans la section basique (cf. §II.3.1.2). Les pyroxénites à grenat présentent des caractéristiques géochimiques qui suggèrent qu'elles résultent de processus de mélange entre les roches stratigraphiquement positionnées au-dessous (roches à haut Mg# de la séquence mantellique) et au-dessus (roches à bas Mg# de la section crustale) (cf. discussion dans l'article soumis à la revue EPSL). Les hornblendites-grenatites possèdent un caractère restitique/cumulatif très prononcé. Ces roches auraient vraisemblablement cristallisé à partir d'un protolithe magmatique riche en amphibole, similaire aux « amphibolites » communément rencontrées dans la séquence de Kamila (complexe métaplutonique, cf. §II.3.2) (Garrido et al., 2006). Du point de vue de leurs compositions isotopiques, ces roches présentent globalement les signatures les plus appauvries en Sr et Pb des trois principaux groupes identifiés (exception faite de la lentille de lherzolite pour ses caractéristiques isotopiques en Pb) (Figures III.4 et III.5).

(3) les roches gabbroïques à bas Mg# ($46 \leq \text{Mg}\# \leq 54$) (Figure III.2) :

Ce sont les gabbronorites à hornblende et granulites à grenat de la section basique (cf. §II.3.1.2). Les termes les moins cumulatifs présentent des caractéristiques chimiques typiques de tholéiites d'arc. Ces roches sont particulièrement homogènes dans leur composition isotopique (Figures III.4 et III.5), ceci pour un nombre important d'échantillons analysés ($n = 22$ analyses pour 11 échantillons) et prélevés à travers plus de 3 km d'épaisseur de croûte.

III.3. Modèle d'évolution géodynamique

L'ensemble des résultats obtenus permet, en association avec les données de la littérature, de proposer un modèle d'évolution cohérent pour les parties basales constituant les racines de l'arc du Kohistan. Ce modèle s'échelonne sur environ 25 Ma et concerne donc l'essentiel de la période d'évolution intra-océanique de l'arc. Il peut être subdivisé en quatre stades principaux :

Stade 1 : Initiation de la subduction avant, et jusqu'à environ 117 Ma :

L'identification de ce stade repose d'une manière fondamentale sur les caractéristiques géochimiques et isotopiques de la séquence ultrabasique et de la lentille de lherzolite du complexe de Jijal. Ce stade est caractérisé par la formation de la séquence ultrabasique du complexe de Jijal à ~117 Ma, via une réaction de type magma-roche entre des liquides d'affinité boninitique et le manteau lithosphérique de type MORB Indien, dont une relique préservée est représentée par la lentille de lherzolite. Cette période précède d'environ 10 à 20 Ma le stade principal d'accrétion de l'arc. Elle se caractérise par un magmatisme de type boninitique, généralement observé au niveau des ophiolites ou, en contexte d'avant-arc lors du stade d'initiation de la subduction, avant que le panneau plongeant n'atteigne la profondeur requise pour générer des magmas tholéitiques (Stern et Bloomer, 1992 ; Lytwyn et Casey, 1993 ; Bebien et al., 2000 ; Shervais, 2001 ; Ishikawa et al., 2002 ; Pearce, 2003 ; Stern, 2004).

En se basant sur le modèle proposé par Stern (2004) pour l'initiation des zones de subduction et le magmatisme associé, on peut envisager que l'initiation de l'arc du Kohistan se soit effectuée au niveau d'une ride océanique, le long d'une faille transformante ou d'une zone de fracture. Ce processus aurait favorisé la mise en contact d'une lithosphère ancienne avec une lithosphère plus jeune, permettant le plongement de la lithosphère plus âgée. Durant le Crétacé inférieur, de telles conditions, favorables à l'initiation de la subduction, étaient présentes dans l'océan Néotéthys, au niveau du système de rides et failles transformantes qui jalonnaient le plancher océanique, en réponse à la rotation du bloc Est (Inde et Madagascar) par rapport au bloc Ouest (Afrique et Arabie) du supercontinent Gondwana (*cf.* **Figure II.1f**). Enfin, l'omniprésence de laves d'affinité boninitique au niveau des ophiolites d'Oman et de l'Est de la Méditerranée (*cf.*, par exemple, Capedri et al., 1980 ; Alabaster et al., 1982 ; Pearce et al., 1984 ; Beccaluva et al., 1985 ; Tamura et Arai, 2006) suggère que le stade pré-arc identifié pour l'arc du Kohistan présentait une très vaste extension au sein de l'océan Néotéthys, de part et d'autre de la ride issue de la fragmentation du supercontinent Gondwana. Au cours du temps, seule la partie Est de cette ride évolua vers un arc océanique mature (ex. Kohistan, Ladakh) ; la partie à l'Ouest de cette ride constituant un stade « avorté » de l'arc naissant, probablement lié à la collision et à l'obduction de l'ophiolite sur la plaque Afrique/Arabie avant le début de la « vraie » subduction (Stern, 2004).

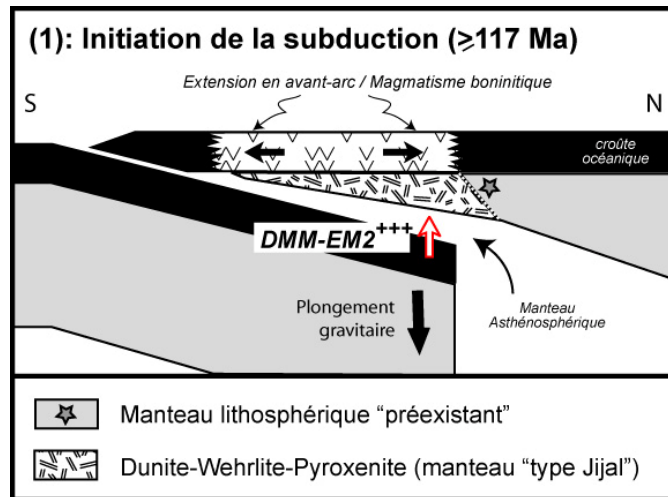


Figure III.7 : Stade 1 (≥ 117 Ma) = initiation de la subduction. Les signes + matérialisent le degré relatif de l'enrichissement en composante EM2/Sédiment.

Stade 2 : début de la « vraie » subduction (naissance de l'arc) à ~ 110 Ma :

Le plongement de la portion de croûte océanique néotéthysienne sous le manteau lithosphérique autorise l'initiation du magmatisme d'arc tholéiitique, caractérisée par une source à deux composants de type manteau appauvri (DMM) et sédiments en provenance de la portion de lithosphère subduite (EM2), avec toutefois une composante DMM plus marquée. Cette période est associée à l'emplacement du protolithe magmatique des « futures » hornblendites-grenatites présentes actuellement sous formes de lentilles dans la section gabbroïque du complexe de Jijal. Cet épisode magmatique est également associé à des intrusions plus superficielles correspondant aux amphibolites « Type-D » rencontrées dans la « ceinture amphibolitique de Kamila » (Khan et al., 1993 ; Bignold et al., 2006) (cf. II.2.2), dont l'âge est estimé à $110,7 \pm 4,9$ Ma (Yamamoto et al., 2005).

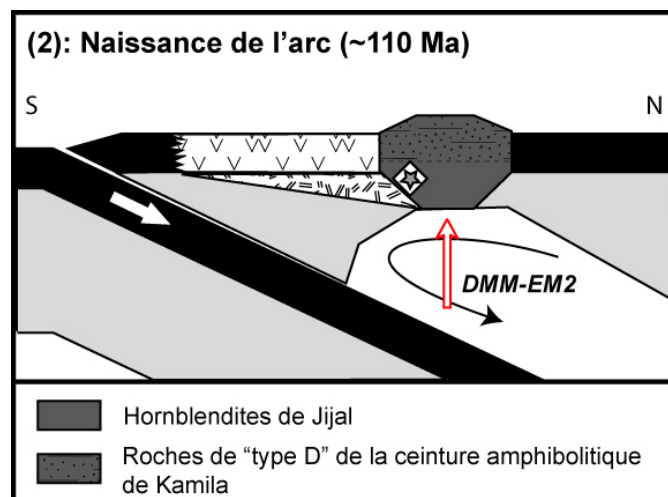


Figure III.8 : Stade 2 (~ 110 Ma) = Naissance de l'arc.

Stade 3 : stade principal de construction de l'arc à ~110-95 Ma :

Ce stade est marqué par la formation de tholéiites d'arc primitives (Mg# ~60-70) à partir d'une source à deux composants de type DMM-EM2, extrêmement homogène du point de vue de sa composition isotopique (i.e. similaire à la source des roches gabbroïques de la séquence basique du complexe de Jijal). Ces magmas se seraient mis en place en position infra-arc, essentiellement pas un processus de sous-placage de la lithosphère d'arc formée précédemment durant le stade 2 (cf. ci-dessus). Ce stade est également associé à l'intrusion de roches plutoniques à des niveaux plus superficiels de l'arc, et qui forment actuellement en partie le « complexe métaplutonique » (Schaltegger et al., 2002 ; Zeilinger, 2002) (cf. II.3.2). Les données isotopiques suggèrent un enrichissement en composant EM2 au niveau de la source des roches gabbroïques associées à ce stade.

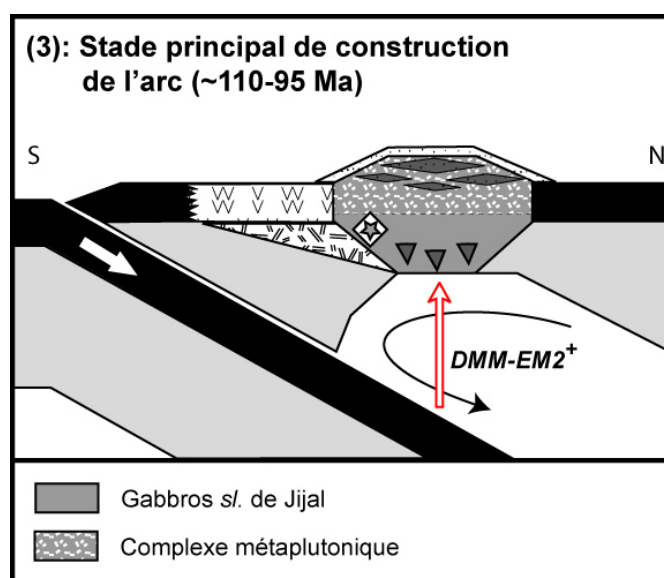


Figure III.9 : Stade 3 (~110-95 Ma) = Stade principal de la construction de l'arc.

Stade 4 : Maturation de l'arc par différenciation intra-crustale et délamination à ~95-85 Ma

Ce stade est marqué par le développement du métamorphisme granulitique à la base de l'arc à ~95 Ma (Yamamoto et Nakamura, 1996, 2000 ; Anczkiewicz et Vance, 1997 ; Anczkiewicz et al., 2002). La limite inférieure pour l'âge de ce stade est donnée par l'âge de l'intrusion du complexe de Chilas (~85 Ma, Zeitler et al., 1981 ; Schaltegger et al., 2002), qui précède la collision de l'arc du Kohistan avec la plaque Karakoram au Nord.

La différenciation intra-crustale des laves d'arc primitives à haut Mg# permet la formation de gabbros évolués (Mg# ~ 55), laissant des cumulats/restites denses, riches en Fe, aux niveaux crustaux inférieurs. Un tel processus de différenciation pourrait être expliqué par la fusion/déshydratation des roches riches en hornblende de la base de croûte d'arc, associée à la migration de liquides de composition granitique vers les niveaux plus superficiels de l'arc (Garrido et al., 2006). En outre, si on considère que les magmas parents de l'arc du Kohistan étaient des basaltes d'arc primitifs, les faibles valeurs de Mg# (Mg# ~55) couramment observées dans la séquence crustale de l'arc du Kohistan impliquent que ces magmas parents aient fractionné une épaisseur importante de cumulats/restites ultrabasiques (~15-35 km) complémentaires à la section crustale basique de l'arc d'environ 30 km d'épaisseur. Ainsi on obtiendrait une épaisseur totale cumulée de 45 à 65 km pour la section crustale de l'arc. Étant

donné qu'une telle épaisseur ne peut pas être effective à un instant donné, ceci implique le recyclage d'une quantité importante de ces cumulats ultrabasiques dans le manteau infra-arc par un processus de délamination (Kuno, 1968 ; Kay et Kay, 1985b ; DeBari, 1997 ; Tatsumi, 2000 ; Jull et Kelemen, 2001 ; Kelemen et al., 2003 ; Greene et al., 2006 ; Garrido et al., 2006). Cette délamination se produirait dans un laps de temps d'environ 10 à 15 Ma. Le taux de recyclage alors calculé varie entre 3 et 5 km/Ma (0,3 à 0,5 cm/an), ce qui représente des valeurs élevées, même dans de cas de recyclage via délamination (Jull et Kelemen, 2001). Ainsi d'autres mécanismes en complément ou bien en remplacement de la délamination pourraient être impliqués dans un tel recyclage, par exemple via un processus d'érosion thermique de la base de croûte provoquée par le mouvement de « corner flow » au niveau du manteau asthénosphérique infra-arc (Arcay et al., 2006) (cf. §IV). Une dernière possibilité, toutefois incertaine, serait d'envisager que les basaltes d'arc primitifs soient plus évolués que les estimations.

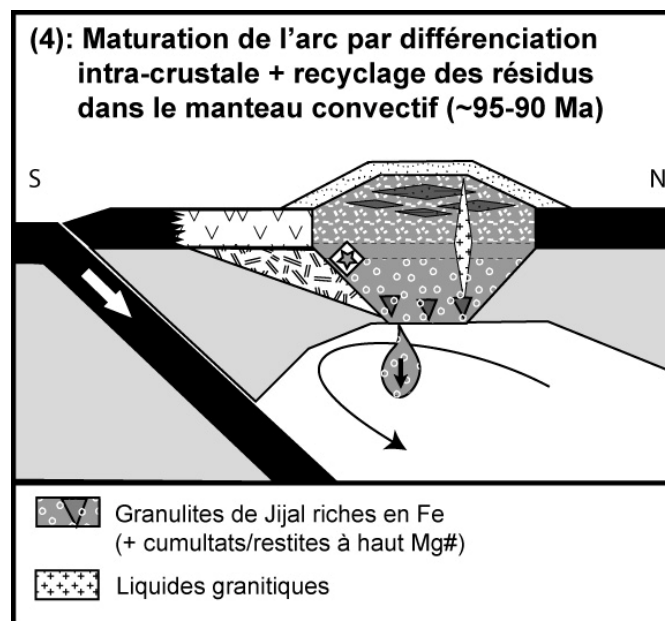


Figure III.10 : Stade 4 (~95-90 Ma) = Maturation de l'arc par différenciation intra-crustale + recyclage des résidus dans le manteau convectif.

III.4. Article renvoyé à la revue *Geology* après révision

**« Origin of the Island Arc Moho Transition Zone via Melt-rock Reaction:
Evidence from the Jijal Complex (Kohistan complex, N. Pakistan) »**

C. J. Garrido, J-L. Bodinier, B. Dhuime, D. Bosch, I. Chanefo, O. Bruguier, S. S. Hussain, H.
Dawood & J-P. Burg.

**Origin of the Island Arc Moho Transition Zone
via Melt-rock Reaction:
Evidence from the Jijal Complex
(Kohistan complex, N. Pakistan)**

Carlos J. Garrido (1)*; Jean-Louis Bodinier (2); Bruno Dhuime (2); Delphine Bosch (2); Ingrid Chanefo (2); Olivier Bruguier (2); Shahid S. Hussain (3); Hamid Dawood (3); Jean-Pierre Burg (4)

(1) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada, Spain

(2) Laboratoire de Tectonophysique, Université de Montpellier II, CNRS, Place E. Batillon, 34095 Montpellier, France.

(3) Pakistan Museum of Natural History, Garden Avenue, Shakarparian, 44000 Islamabad, Pakistan.

(4) Strukturgeologie, ETH-Zürich, Leonhardstrasse, 19/LEB, 8092 Zürich, Switzerland.

(*) *Corresponding Author:* Email: carlosg@ugr.es; Fax: (+34) 958 243 368; Phone: (+34) 958 240 473.

ABSTRACT

If the net flux to the island arc crust is primary arc basalt, the evolved composition of most arc magmas entails the formation of complementary thick ultramafic keels at the root of the island arc crust. Dunite, wehrlite and Cr-rich pyroxenite from the Jijal complex, constituting the Moho Transition Zone (MTZ) of the Kohistan paleo-island arc (NW Pakistan), are often mentioned as an example of high-pressure cumulates formed by intracrustal fractionation of mantle-derived melts which were later extracted to form the overlying mafic crust. Here we show that calculated liquids for Jijal pyroxenites-wehrlites are strongly REE depleted and display flat or convex upward REE patterns. These patterns are typical of boninites and are therefore unlike those of the overlying mafic crust that have much higher REE concentrations and derived from LREE-enriched melts similar to island arc basalt. This observation, along with the lower $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of Jijal pyroxenites-wehrlites relative to gabbros, rejects the hypothesis that gabbros and ultramafic rocks derive from a common melt *via* crystal fractionation. In the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram ultramafic rocks and gabbros lie on the same positive correlation suggesting that their sources share a common EM2 signature but with a major depleted component contribution for the ultramafic rocks. These data are consistent with a scenario whereby the Jijal ultramafic section represents a MTZ formed *via* melt-rock reaction between sub-arc mantle and incoming melt isotopically akin to Jijal gabbroic rocks. The lack in the Kohistan arc of ultramafic cumulates complementary to the evolved mafic plutonic rocks implies either that a substantial volume of ultramafic cumulates was delaminated or torn out by sub-crustal mantle flow from the base of the arc crust in extraordinarily short timescales (0.3-0.5 cm/yr), or that the net flux to the Kohistan arc crust was more evolved than primary arc basalt.

INTRODUCTION

Intraplate subduction of oceanic plates gives birth to oceanic island arcs. Regarded as the seeds for Phanerozoic continental crustal growth, oceanic island arcs exhibit intense igneous activity characterized by volcanic and plutonic rocks that are more evolved than their mid-ocean ridge oceanic counterparts (e.g., Kay, 1985; Tatsumi and Eggins, 1995; Stern, 2002; Kelemen et al., 2003). The composition of arc parental magma has long been a matter of debate and the current paradigm is that they are primitive arc basalt with $Mg\# > 60$ [$Mg\# = 100 \times MgO / (MgO + FeO)$ molar ratio] analogous in major element composition to mid-ocean ridge olivine tholeiitic basalt (Perfit et al., 1980; Tatsumi and Eggins, 1995; Stern, 2002; Kelemen et al., 2003). Experimental work and mass balance calculations indicate that high-pressure, anhydrous or hydrous crystallization of primary tholeiitic basalt generates large amounts of ultramafic cumulates (peridotite and pyroxenite) prior to plagioclase saturation (Muntener et al., 2001; Grove et al., 2003; Muntener and Ulmer, 2006). In order to generate the evolved arc plutonic and volcanic rocks, primitive arc basalts must undergo extensive intracrustal fractionation of ultramafic cumulates (ca. 34–57% of the incoming initial liquid mass) (Kay and Kay, 1985; Muntener et al., 2001), leaving a complementary ultramafic keel at the root of the island arc (Kay, 1985; DeBari, 1997; Stern, 2002; Kelemen et al., 2003).

Although there is some xenolith evidence for the existence of ultramafic cumulates at the base of arcs (Conrad and Kay, 1984; Kay and Kay, 1985; DeBari et al., 1987), direct testing of the crystal-fractionation link between mafic and ultramafic rocks in nature has proven elusive as terrains exposing the deepest mafic and ultramafic roots of island arcs are rare. Two notable exceptions are the Talkeetna (Alaska) and the Kohistan (Pakistan) arc sections that offer unique opportunities to study complementary volcanic and mafic and ultramafic rocks from an island arc (Jan and Howie, 1981; Bard, 1983; DeBari and Coleman, 1989; Miller and Christensen, 1994; Greene et al., 2006; Garrido et al., 2006). In the Talkeetna paleo-arc section, mass-balance calculations indicate that as much as 30% of primary, mantle-derived melts may have crystallized ultramafic cumulates that are now missing in the crustal section due to delamination (Greene et al., 2006; Behn and Kelemen, 2006).

The Jijal mafic-ultramafic complex constitutes the deepest levels of the Cretaceous Kohistan paleo-island arc (Fig. 1a). The transition between the mafic and ultramafic section of the Jijal complex represents the Moho Transition Zone (MTZ) of the Kohistan paleo-island arc (Bard, 1983; Burg et al., 1998), which, like in other island arc terranes (DeBari et al., 1989) and ophiolite complexes (Boudier and Nicolas, 1997), is marked by the abrupt appearance of gabbroic rocks overlying a thick ultramafic section (Fig. 1b). The Kohistan island-arc MTZ has been interpreted either as: (i) the mantle-crust transition between the island arc plutonic crust and modified, sub-arc residual mantle (Bard, 1983; Burg et al., 1998), or (ii) as the transition between “crustal” ultramafic cumulates formed by crystal fractionation of a common primitive arc basalt with the overlying mafic plutonic crust (Muntener et al., 2001; Kelemen et al., 2003). In the latter scenario, the Jijal ultramafic section would have a crustal origin, and it is often invoked as field evidence for the existence of a relatively thick sequence of ultramafic rocks formed by intracrustal crystal fractionation of primitive arc basalt (Muntener et al. 2001; Kelemen et al., 2003). Here we show that a simple high-pressure crystal-fractionation from a common parental melt cannot account for the genesis of Jijal ultramafic and gabbroic rocks. Trace element and radiogenic isotope data that the Jijal MTZ transition is a mantle-crust transition where residual sub-arc lithospheric peridotites reacted extensively with incoming arc melts.

THE ULTRAMAFIC ROOTS OF THE KOHISTAN ISLAND ARC

The Kohistan arc complex (N. Pakistan) is an exhumed section of a Cretaceous island arc formed during northward subduction of the Neo-Tethys Ocean beneath the Karakoram plate (Fig. 1) (Bard, 1983; Treloar et al., 1996; Khan et al., 1997; Burg et al., 1998; Rolland et al., 2000). The Jijal mafic-ultramafic complex is the structurally lower unit and the deepest outcropping level of the Kohistan island arc complex. Together with the overlying Metaplutonic complex (Fig. 1), it represents the plutonic roots of the Kohistan island arc formed in the building stages of the arc (>95 Myr) (Burg et al., 1998; Schaltegger et al., 2002). Along the Indus Valley section, the Jijal complex consists of an upper section dominated by granulite-facies gabbroic rocks overlying a thick ultramafic section dominated by peridotite and pyroxenite (Fig. 1b) (Jan and Howie, 1981; Bard, 1983; Miller and Christensen, 1994). The transition between the Jijal ultramafic and plagioclase-bearing rocks represents the MTZ of the paleo-Kohistan arc (Bard, 1983; Burg et al., 1998) (Fig. 1b).

The gabbroic section is dominated by garnet-bearing meta-gabbroic rocks containing minor hornblendite lenses (Fig. 1b). Melt-like plutonic rocks of the Jijal complex and the overlying Sarangar gabbros display chondrite normalized REE similar to island arc basalt and basaltic-andesite and display rather evolved compositions (Fig. 2) (Garrido et al., 2006). The igneous textures and mineral composition of the Jijal gabbroic rocks were pervasively overprinted by granulite facies metamorphism (Yamamoto, 1993; Yamamoto and Yoshino, 1998). From bottom to top, the ultramafic section is composed of a peridotite zone, a Cr-rich pyroxenite zone, and a thin garnet hornblendite zone (Fig. 1b). The field, petrographic and mineral composition of the Jijal ultramafic rocks has been documented extensively in previous works (Jan and Howie, 1981; Bard, 1983; Miller and Christensen, 1994; Burg et al., 1998). Representative whole rock composition of Jijal wehrlites-pyroxenites and clinopyroxene analyses are provided in Supplemental Material–Tables 1& 2. The peridotite zone is composed of variably serpentinized, spinel-bearing dunites ($83 < \text{Mg\#} < 91$) with minor chromite layers and pods. Locally, dunites contain clinopyroxene-rich veins, which confer a wehrlitic appearance on outcrops and hand-specimen (Fig. 1c), or thicker Cr-rich pyroxenite veins and layers (Fig. 1d). Similar spatial associations of dunite, Cr-rich pyroxenite and wehrlite are common in some orogenic peridotites (Garrido and Bodinier, 1999) and the MTZ of ophiolites (Boudier and Nicolas, 1995; Varfalvy et al., 1996). The appearance of the pyroxenite zone is marked by an increase of the pyroxene/olivine ratio up section (Fig. 1b) where dunite grades into wehrlite ($84 < \text{Mg\#} < 90$) and massive, Cr-rich and high-Mg# clinopyroxenite or websterite ($79 < \text{Mg\#} < 90$; $2500 < \text{Cr ppm} < 6100$) (Jan and Howie, 1981; Bard, 1983; Jan and Windley, 1989; Miller and Christensen, 1994). In the Jijal ultramafic section the forsterite content of olivine is rather variable (83-93), orthopyroxene is enstatite rich (78-91), clinopyroxene is Cr-rich (Supplemental Material–Table 2), and chromite has $\text{Cr\#} > 0.6$ (Jan and Windley, 1990).

LACK OF CRYSTAL FRACTIONATION LINK BETWEEN MAFIC AND ULTRAMAFIC PLUTONIC ROCKS

Figure 2 shows the REE content of calculated liquids in equilibrium with Jijal pyroxenites-wehrlites obtained from the composition of separated clinopyroxene (Supplemental Material–Table 1) and clinopyroxene/melt distribution coefficients (Hart and Dunn, 1993). Calculated liquids for Jijal pyroxenites-wehrlites are strongly depleted in REE (1.7-17.3 x chondrites).

Similarly depleted equilibrium melts are obtained using LA-ICP-MS data of Jijal pyroxenite-wehrlite clinopyroxene (Supplemental Material–Table 2). The normalized REE patterns are flat or slightly convex upward, being either mildly enriched or depleted in LREE relative to HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.52\text{--}2.11$) (Fig. 2). Although the composition of primitive arc melts is still a matter of debate (e.g. Stern, 2002; Kelemen et al., 2003), the proposed compositions are not as REE depleted as calculated melts for Jijal pyroxenites-wehrlites (2–20 x chondrites and $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.44\text{--}2.8$). Such depleted REE compositions are rare among mantle-derived melts and almost exclusive of boninites from supra-subduction settings and ophiolites (Crawford, 1989).

Calculated liquids for Jijal pyroxenite-wehrlite have lower REE abundances and display markedly different REE patterns compared with Jijal melt-like gabbro and Sarangar gabbroic rocks constituting the Kohistan lower arc, mafic crust (Fig. 2), which show REE concentrations (13–25 x chondrites) and patterns similar to island arc basalt (Garrido et al., 2006; their Fig. 9). These differences preclude that Jijal pyroxenites-wehrlites were formed simply by crystal fractionation from the same parental melt as the lower Kohistan arc gabbroic plutonic rocks. Further support to the lack of a simple crystal fractionation genetic link comes from the Pb radiogenic isotopes showing that Jijal pyroxenites-wehrlites have significantly lower $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios than Jijal gabbroic rocks, which show rather uniform lead isotope ratios (Fig. 3). In the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 3), the Jijal pyroxenites-wehrlites and gabbroic rocks lie on the same positive correlation and within the compositional field of the Indian Ocean MORB. Altogether, pyroxenites-wehrlites and Jijal gabbroic rocks define a mixing line between the Depleted MORB Mantle (DMM) and the Enriched Mantle 2 (EM2) end-members (Fig. 3). In the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram, gabbroic rocks plot on the DMM-EM2 mixing line, whereas pyroxenites-wehrlites are dispersed and plot off the DMM-EM2 mixing line due to higher $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values. The good correlation observed in the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram indicates that Jijal pyroxenite and gabbro sources share a common, enriched component with an EM2 end-member in the lead isotopic space. However, compared with the gabbro source, the Jijal pyroxenite-wehrlite source requires a major contribution of a depleted component with significantly higher $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values than DMM (Fig. 3).

ORIGIN OF LOWER ARC ULTRAMAFICS VIA MELT ROCK REACTION

The geochemical and isotopic signatures of Jijal pyroxenites-wehrlites rule out that they are ultramafic cumulates related by crystal fractionation to the overlying lower arc gabbroic sequence of the Kohistan arc. Because the REE pattern of the calculated melts of Jijal pyroxenite-wehrlite are similar to that of boninite, they could be boninite cumulates. However, several lines of evidence preclude that Jijal ultramafic are boninite cumulates. Early crystallisation of olivine and low-Ca pyroxene is a distinct characteristic of boninite (e.g., Crawford, 1989; Unimo and Kushiro, 1989; Van der Laan et al., 1989); therefore, crystal fractionation of boninitic melts would generate a thick sequence of dunite and orthopyroxenite as it is observed in the lower plutonic section of rare, fore-arc ophiolites (Bédard et al., 1998). This orthopyroxenite-dominated boninitic sequence is unlike the Jijal ultramafic section where the dunite zone contains abundant wehrlite and a thick sequence of Cr-rich clinopyroxenite, wehrlite and websterite (Fig. 1b, c, d; Jan and Howie, 1981; Jan and Windley, 1991). Furthermore, the interpretation of the Jijal ultramafic as boninite cumulates would imply the existence of coetaneous boninitic melts in the arc plutonic and volcanic sequence. There are no plutonic rocks of boninitic affinity reported in the Kohistan crustal section (Jan 1988; Petterson et al., 1991; Treolar et al., 1996; Zeilinger, 2002). The few volcanic samples of the Hunza Formation (Chalt volcanics; Petterson and Treolar, 2004) that could arguably be classified as having a boninitic affinity (Bignold et al., 2006) were formed in a back-arc setting during, or after the rifting of the Kohistan arc (Bignold et al., 2006), and therefore are younger than 85 Myr (Burg et al., 1998; Schaltegger et al., 2002). This volcanism clearly postdates the building stages of the Kohistan island arc that generated the Jijal and the Metaplutonic complex (>95 Myr) (Burg et al., 1998; Schaltegger et al., 2002).

The Jijal ultramafic may be produced by melt-rock reaction between incoming arc melts and pre-existing sub-arc mantle. This melt-peridotite reaction hypothesis is supported by: (i) structural/textural relationships evidencing that the Jijal pyroxenites-wehrlites were developed at the expense of dunites (Burg et al., 1998), (ii) the great variability of REE patterns of the calculated melts in equilibrium with Jijal wehrlite-pyroxenite (Fig. 2), and (iii) by the isotopic variations suggesting the involvement of a depleted mantle component for the Jijal pyroxenites-wehrlites (Fig. 3). In the peridotite-melt reaction scenario, the Jijal pyroxenites-wehrlites were generated via the peritectic reaction (e.g., Muntener et al., 2001): olivine+melt1 → pyroxene+melt2 at decreasing melt mass. Large volumes of incoming melt may be consumed *via*

this reaction leaving only a residual melt fraction and wehrlite-pyroxenite as crystallizing products. The Jijal dunite and pyroxenite-wehrlite association would therefore record two successive melt-rock reaction stages resulting in the replacement sequence: sub-arc mantle peridotite (harzburgite or cpx-poor lherzolite)→dunite→ pyroxenite-wehrlite. The olivine-forming reaction responsible for dunite after residual mantle peridotite would accounts for the REE depletion of the equilibrium melt of Jijal pyroxenite-wehrlite.

Figure 4 shows a melt-rock reaction model (Vernières et al., 1997) aimed at reproducing the melts produced by the above reaction scenario (Fig. 4b) and compare them with the melts calculated melts for the Jijal pyroxenites-wehrlite (Fig. 4a). As the peridotite protolith, we took the composition of a cpx-poor lherzolite (6% cpx) considered to be a remnant of Kohistan oceanic mantle lithosphere before the onset of the arc building (Dhuime et al., 2006). As supported by the Pb isotopes, the reactant melt was geochemically akin to the Jijal lower arc gabbroic rocks (Fig. 3). We therefore have taken as reactant melts the REE composition of Jijal melt-like gabbroic rocks (Fig. 2) (Garrido et al.; 2006), although any other LREE-enriched IAB composition would provide similar results. This choice is a limiting case where the incoming melt was REE undepleted and the REE depletion of the melt in equilibrium with Jijal pyroxenite-wehrlite was entirely due to the dunite-forming melt-rock reaction. The dashed patterns in Figure 4b are the result of the melt-rock reaction for the case that the incoming, reactant melt was undepleted and a mass ratio of precipitated olivine to partial melt of 0.1. Alternatively, if the incoming melt was more REE depleted, the less depleted melt compositions either record a reaction involving a lesser production of partial melt (continuous lines in Fig. 4b with an olivine/melt ratio of 1.2), or the liquid compositions was re-enriched during the pyroxene-forming reaction stage. The melt-rock reaction model demonstrates that the REE depletion, pattern shape and variability of the calculated liquids in equilibrium with Jijal pyroxenite-wehrlite (Fig. 4a) may be explained adequately by melt-rock reaction of arc melt with depleted, residual mantle peridotite (Fig. 4b).

IMPLICATIONS FOR INTRA-CRUSTAL FRACTIONATION OF ISLAND ARCS

Our geochemical data indicates that the Jijal ultramafic pyroxenite-wehrlite section, representing the MTZ of the Kohistan island arc, was not formed via crystal fractionation from a common primitive mantle-derived basalt with the overlying gabbroic section. The Jijal ultramafic to mafic

MTZ represents a mantle-crust transition formed via melt-rock reaction of incoming arc melts with sub-arc residual mantle peridotites. In this sense, the Kohistan paleo-island arc MTZ resembles the thinner MTZ of ophiolites thought to be a mingling zone where incoming mantle melts stagnate and reacts with residual oceanic mantle peridotite to form dunite and wehrlite (e.g. Boudier and Nicolas, 1995; Koga et al., 2003).

The interpretation of the Jijal MTZ as a mantle-crust transition has important consequences for intracrustal fractionation of island arc from primitive mantle basalts. Field evidence for the thick keel of ultramafic cumulate that would be expected from intracrustal crystal fractionation of primitive basalts is absent in Kohistan and Talkeetna island arc terranes (Greene et al., 2006). This ultramafic cumulate imbalance is particularly relevant in Kohistan paleo-island arc, because the Kohistan mafic plutonic section has a more evolved basaltic to basaltic-andesitic composition (ca. Mg# = 55) than Talkeetna (Kelemen et al., 2003; Garrido et al., 2006). If the parental melt Kohistan plutonic was mantle-derived primary basalt with Mg# 70, the evolved composition of the Kohistan crustal section implies that it had to fractionate a 15-35 km thick ultramafic cumulate sequence complementary to the current thickness of Kohistan mafic plutonic section (ca. 35 km; Miller and Christensen, 1994). This calculation implies that the time-integrated thickness of the Kohistan plutonic arc crust was about 45-70 km thick. Such thickness is unlikely to exist at a given time in any island arc. In an intracrustal differentiation scenario, this result implies that ultramafic rocks have been recycled back to the mantle (Kay & Kay, 1991; Jull and Kelemen, 2001; Behn and Kelemen, 2006) in time-scales shorter than 10-15 Myr, which is the time interval for the accretion of the pre-rifting Kohistan arc section (Schaltegger et al. 2002). This mass-balance entails a time integrated crustal recycling rate of about 0.3-0.5 cm/yr, which is similar to the rate of oceanic crust generation at fast spreading mid-ocean ridges. This is an extraordinarily short time-scale even for recycling *via* delamination and may reflect some additional mechanism of ultramafic cumulate recycling by sub-crustal arc mantle flow or plate thinning (Arcay et al, 2006). Alternatively, if the net flux to the Kohistan arc crust was more evolved than primitive arc basalt, a substantial part of ultramafic cumulates may have been fractionated down in the sub-arc mantle wedge lithosphere. A third, though unlikely possibility, is that primitive arc basalts are more evolved than it has been previously anticipated.

REFERENCES CITED

- Arcay, D., Doin, M.P., Tric, E., Bousquet, R., and de Capitani, C., 2006, Overriding plate thinning in subduction zones: Localized convection induced by slab dehydration: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7, p. 26.
- Bard, J.-P., 1983, Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 65, p. 133-144.
- Bédard, J.H., Lauziere, K., Tremblay, A., and Sangster, A., 1998, Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity: *Tectonophysics*, v. 284, p. 233-245.
- Behn, M.D., and Kelemen, P.B., 2006, Stability of arc lower crust: Insights from the Talkeetna arc section, south central Alaska, and the seismic structure of modern arcs: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 111, p. 20.
- Bignold, S.M., Treloar, P.J., and Petford, N., 2006, Changing sources of magma generation beneath intra-oceanic island arcs: An insight from the juvenile Kohistan island arc, Pakistan Himalaya: *Chemical Geology*, v. 233, p. 46-74.
- Boudier, F., and Nicolas, A., 1995, Nature of the Moho Transition Zone in the Oman Ophiolite: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 777-796.
- Burg, J.-P., Bodinier, J.L., Chaudhry, S., Hussain, S., and Dawood, H., 1998, Infra-arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistani Himalaya); petro-structural evidence: *Terra Nova*, v. 10, p. 74-80.
- Conrad, W.K., and Kay, R.W., 1984, Ultramafic and Mafic Inclusions from Adak-Island - Crystallization History, and Implications for the Nature of Primary Magmas and Crustal Evolution in the Aleutian Arc: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 88-125.
- Crawford, A.J., 1989, *Boninites and Related Rocks*: London, Unwin Hyman, p. 446.
- Dhuime, B., Bosch, D., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Bruguier, O., Hussain, S., and Dawood, H., 2006, Sr, Nd and Pb isotopic constraints of the Jijal basal section of the Kohistan island arc (Jijal-Patan area, Indus Valley, N Pakistan): *Geophysical Research Abstracts*, v. 8, p. 05698.
- DeBari, S., Kay, S.M., and Kay, R.W., 1987, Ultramafic Xenoliths from Adagdak Volcano, Adak, Aleutian- Islands, Alaska - Deformed Igneous Cumulates from the Moho of an Island-Arc: *Journal of Geology*, v. 95, p. 329-341.
- DeBari, S.M., 1997, Evolution of magmas in continental and oceanic arcs: The role of the lower crust: *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 501-519.
- DeBari, S.M., and Coleman, R.G., 1989, Examination of the Deep Levels of an Island-Arc - Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 94, p. 4373-4391.
- Garrido, C.J., and Bodinier, J.L., 1999, Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere: *Journal of Petrology*, v. 40, p. 729-754.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.L., and Alard, O., 2000, Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 181, p. 341-358.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.-L., Burg, J.-P., Zeilinger, G., Hussain, S.S., Dawood, H., Chaudhry, M.N., and Gervilla, F., 2006, Petrogenesis of Mafic Garnet Granulite in the lower Crust of the Kohistan paleo-arc complex (N. Pakistan): Implications for Intra-crustal Differentiation of Islands Arcs and Generation of Continental Crust: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 1873-1914.
- Greene, A. R., DeBari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztajn, J., and Clift, P. D., 2006, A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna Arc section, south-central Alaska: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 1051-1093.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Muntener, O., and Gaetani, G.A., 2003, Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, p. 515-533.
- Hart, S.R., and Dunn, T., 1993, Experimental Cpx Melt Partitioning of 24 Trace-Elements: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 1-8.
- Hofmann, A.W., 2003, Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements, *in* Carlson, R.L., ed., *Geochemistry of the Crust, Volume 2: Treatise on Geochemistry*, Elsevier, p. 61-101.
- Jan, Q.M., 1988, Geochemistry of amphibolites from the southern part of the Kohistan Arc, N. Pakistan: *Mineralogical Magazine*, v. 52, p. 147-159.
- Jan, M.Q., and Howie, R.A., 1981, The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal Complex, Kohistan, NW Pakistan: *Journal of Petrology*, v. 22, p. 85-126.

- Jan, M.Q., and Windley, B.F., 1990, Chromian Spinel Silicate Chemistry in Ultramafic Rocks of the Jijal Complex, Northwest Pakistan: *Journal of Petrology*, v. 31, p. 667-715.
- Jull, M., and Kelemen, P.B., 2001, On the conditions for lower crustal convective instability: *Journal of*
- Kay, R.W., 1985, Island-Arc Processes Relevant to Crustal and Mantle Evolution: *Tectonophysics*, v. 112, p. 1-15.
- Kay, S.M., and Kay, R.W., 1985, Role of Crystal Cumulates and the Oceanic-Crust in the Formation of the Lower Crust of the Aleutian Arc: *Geology*, v. 13, p. 461-464.
- , 1991, Creation and Destruction of Lower Continental-Crust: *Geologische Rundschau*, v. 80, p. 259-278.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., and Greene, A.R., 2003, One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust, *in* Rudnick, R., ed., *Treatise on Geochemistry*. 3. Geochemistry of the Crust, Volume 3: *Treatise of Geochemistry*, Elsevier.
- Khan, M.A., and Coward, M.P., 1991, Entrapment of an intra-oceanic island arc in collision tectonics; a review of the structural history of the Kohistan Arc, NW Himalaya, *in* Sharma, K.K., ed., *Geology and geodynamic evolution of the Himalayan collision zone; Part 1.*, Volume 17: *Physics and Chemistry of the Earth: Oxford-New York-Toronto, International, Pergamon*, p. 1-18.
- Khan, M.A., Jan, M.Q., and Weaver, B.L., 1993, Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-arc rift stages, *in* Treloar, P.J., and Searle, M.P., eds., *Himalayan Tectonics*, Volume 74, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, p. 123-138.
- Khan, M.A., Stern, R.J., Gribble, R.F., and Windley, B.F., 1997, Geochemical and isotopic constraints on subduction polarity, magma sources, and palaeogeography of the Kohistan intra- oceanic arc, northern Pakistan Himalaya: *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 935-946.
- Koga, K.T., Kelemen, P.B., and Shimizu, N., 2001, Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, p. art. no.-2000GC000132.
- Manhès, G., Allègre, C.J., Dupré, B., and Hamelin, B., 1980, Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes; speculations about the age of the Earth and primitive mantle characteristics: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 47, p. 370-382.
- Miller, D.J., and Christensen, N.I., 1994, Seismic signature and geochemistry of an island arc: a multidisciplinary study of the Kohistan accreted terrane, northern Pakistan: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 11,623-11,642.
- Muntener, O., Kelemen, P.B., and Grove, T.L., 2001, The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 141, p. 643-658.
- Muntener, O., and Ulmer, P., 2006, Experimentally derived high-pressure cumulates from hydrous arc magmas and consequences for the seismic velocity structure of lower arc crust: *Geophysical Research Letters*, v. 33, p. 5.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., and Taylor, S.R., 1980, Chemical Characteristics of Island-Arc Basalts - Implications for Mantle Sources: *Chemical Geology*, v. 30, p. 227-256.
- Petterson, M.G., Windley, B.F., and Sullivan, M., 1991, A petrological, chronological, structural and geochemical review of Kohistan Batholith and its relationship to regional tectonics: *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 17, p. 47-70.
- Petterson, M.G., and Treloar, P.J., 2004, Volcanostratigraphy of arc volcanic sequences in the Kohistan arc, North Pakistan: volcanism within island arc, back-arc-basin, and intra-continental tectonic settings: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 130, p. 147-178.
- Rolland, Y., Pecher, A., and Picard, C., 2000, Middle Cretaceous back-arc formation and arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NW Himalaya): *Tectonophysics*, v. 325, p. 145-173.
- Schaltegger, U., Zeilinger, G., Frank, M., and Burg, J.P., 2002, Multiple mantle sources during island arc magmatism: U-Pb and Hf isotopic evidence from the Kohistan arc complex, Pakistan: *Terra Nova*, v. 14, p. 461-468.
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones: *Reviews of Geophysics*, v. 40, p. art. no.-1012.
- Sun, S.-S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *in* Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Volume 42, *Geological Society Special Publication*, p. 313-345.
- Tatsumi, Y., and Eggins, S., 1995, *Subduction Zone Magmatism*: Boston, Blackwell Science, 211 p.
- Treloar, P.J., Petterson, M.G., Jan, M.Q., and Sullivan, M.A., 1996, A re-evaluation of the stratigraphy and evolution of the Kohistan arc sequence, Pakistan Himalaya: Implications for magmatic and tectonic arc-building processes: *Journal of the Geological Society*, v. 153, p. 681-693.

- Unimo, S. and Kushiro, I., 1989. Experimental studies on boninite petrogenesis. In: Crawford, A. J. (ed.) *Boninites and Related Rocks*: Uwing and Hyman, pp. 89-111.
- Van der Laan, S. R., Flower, M. F. J. And Koster van Groos, A. F., 1989, Experimental evidence for the origin of boninites: near-liquidus phase relations to 7.5 kbar In: Crawford, A. J. (ed.) *Boninites and Related Rocks*: Uwing and Hyman, pp. 112-147.
- Varfalvy, V., Herbert, R., and Bedard, 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 boninites and related magmas: *Chemical Geology*, v. 129, p. 71-90.
- Vernières, J., Godard, M., and Bodinier, J.L., 1997, A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 102, p. 24771-24784.
- White, W.M., Albarède, F., and Telouk, P., 2000, High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS: *Chemical Geology*, v. 167, p. 257-270.
- Yamamoto, H., 1993, Contrasting metamorphic P-T-time paths of the Kohistan granulites and tectonics of the western Himalayas: *Journal of the Geological Society of London*, v. 150, p. 843-856.
- Yamamoto, H., and Yoshino, T., 1998, Superposition of replacements in the mafic granulites of the Jijal complex of the Kohistan arc, northern Pakistan: dehydration and rehydration within deep arc crust: *Lithos*, v. 43, p. 219-234.
- Zeilinger, G., 2002, Structural and Geochronological Study of the Lowest Kohistan Complex, Indus Kohistan Region in Pakistan, NW Himalaya [Ph. D. thesis]: Zurich, ETH.
- Zellmer, G.F., Hawkesworth, C.J., Sparks, R.S.J., Thomas, L.E., Harford, C.L., Brewer, T.S., and Loughlin, S.C., 2003, Geochemical Evolution of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles Volcanic Arc: *Journal of Petrology*, v. 44, p. 1349-1374.

FIGURE CAPTION

FIGURE 1: (A) Simplified geological map of the Kohistan Island Arc Complex (N. Pakistan) showing the location of the Jijal and the Metaplutonic complex transect location (solid, red line) (modified after Burg et al., 1998). (B) Geological section along the Indus River valley of the Jijal mafic-ultramafic complex through the Sarangar gabbros of the Metaplutonic complex (modified and updated after Zeilinger, 2002). GHZ= Garnet-hornblendite zone (C & D): Field photograph illustrating the appearance of dunites, wehrlites and pyroxenite in peridotite zone of the ultramafic section of the Jijal complex.

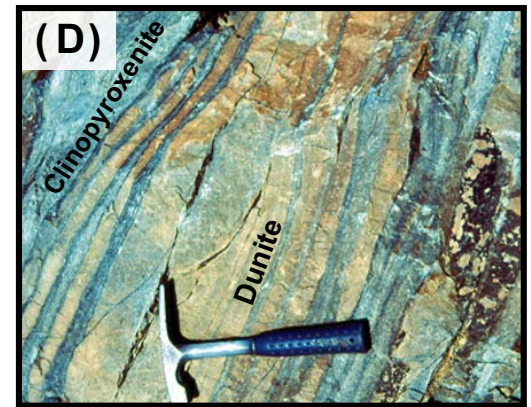
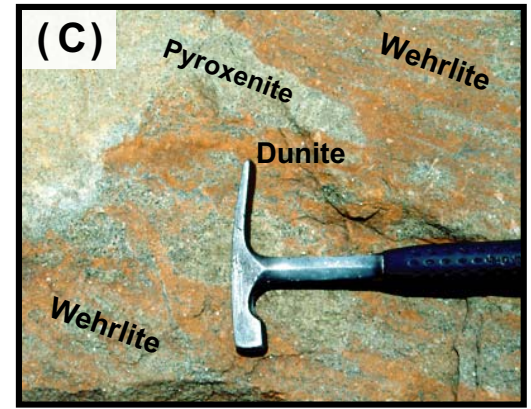
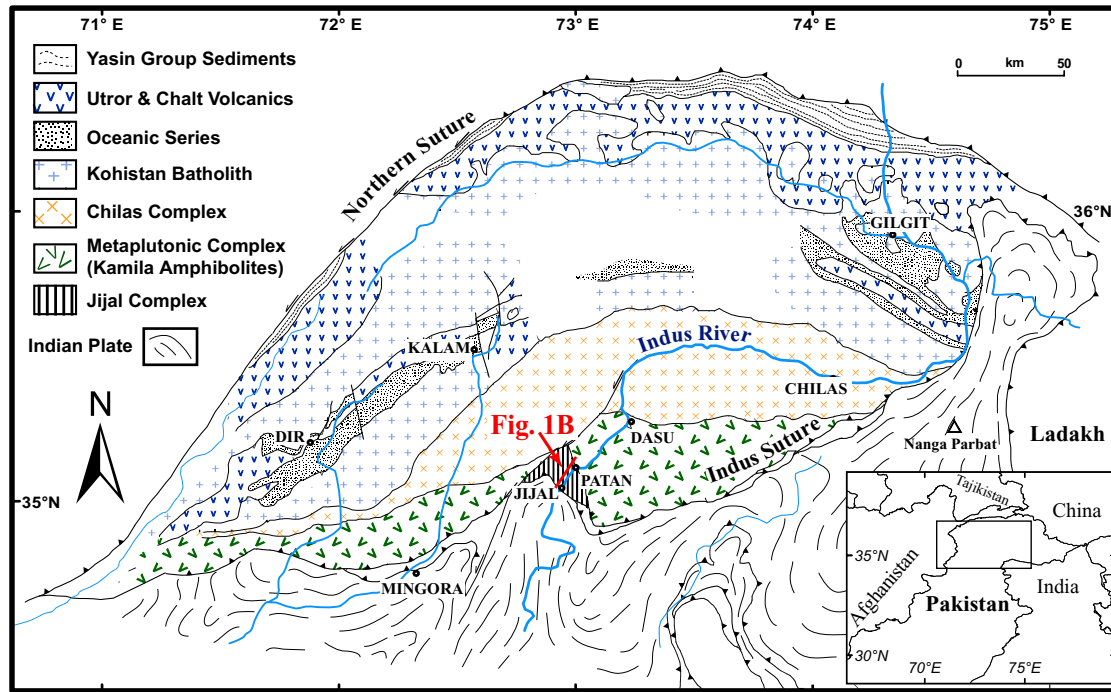
FIGURE 2: Plot showing the chondrites normalized REE patterns of Jijal and Sarangar melt-like gabbros (Garrido et al., 2006), compared to those of clinopyroxene from pyroxenites-wehrlites from the Jijal peridotite and PYZ (Fig. 1a), and the composition of calculated liquids in equilibrium with Jijal pyroxenites-wehrlites. Also shown is the field of Lesser Antilles basalts and basaltic andesite reported by Zellmer et al. (2003). Equilibrium melt compositions have been estimated from the composition of hand-picked, clinopyroxene separates analysed by solution ICP-MS at the ISTEEM of Montpellier (reported in the Supplemental Material- Table 1), and cpx/melt partition coefficients (Hart and Dunn, 1993). LA-ICP-MS of clinopyroxene are also reported in Supplemental Material- Table 2). Due to the very low LREE contents of Jijal wehrlite-pyroxenite clinopyroxene, we favour analysis of clinopyroxene by solution ICP-MS instead of in-situ LA-ICP-MS data, which show similar concentration ranges but poor precision for the LREE and MREE. Normalizing values after Sun and McDonough (1989).

FIGURE 3: Lead isotopic systematic of Jijal pyroxenite-wehrlite and Jijal gabbroic rocks. The isotopic data for Jijal pyroxenites are the same as those analyses for REE and reported in Supplemental Material- Table 1. The star is the mean composition of analyses of Jijal gabbroic rocks, including melt-like gabbroic rocks. Jijal gabbroic rocks are reported as the average value of 5 analyses because the symbol size is larger than 2σ values for the average composition gabbros: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.47(9) \pm 0.02(1)$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.57(7) \pm 0.00(7)$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.64(6) \pm 0.02(9)$. Pb chemical separations were done following the procedure of Manhès et al. (1980) modified in order to minimize contamination. Total Pb blanks were < 65 pg for a 100 mg sample. Pb isotopic compositions were determined by MC-ICP-MS using the VG model Plasma 54 at the ENS of Lyon following the procedure of White et al. (2000). Compositions of DMM, EM1, EM2 and HIMU end-members are after Hofmann (2003).

FIGURE 4: Chondrites normalized REE patterns of melts in equilibrium with the Jijal pyroxenites-wehrlites (Fig. 4a) compared with those of melts produced by melt-rock reaction modelling (Fig. 4b). Normalizing values after Sun and McDonough (1989). The melt-rock reaction is similar to the model 2A of

Vernières et al. (1997; their Fig. 7) simulating the evolution of REE concentrations in a reactive porous-flow. The model involves (i) infiltration of disequilibrium melt at the base of the column, (iii) reaction between melt and solid phases characterized by pyroxene dissolution, olivine precipitation and increasing melt fraction, and (iv) melt extraction. The REE composition of melt involved in the reaction is Jijal melt-like gabbronorite (Fig. 2) (Garrido et al., 2006). The REE and modal composition of the peridotite protolith is that of a cpx-poor lherzolite (6% cpx) (Dhuime et al., 2006). A first unknown in the model is the mass ratio of olivine to partial melt produced during the reaction. Two end-members of the reaction process are shown assuming either predominant melt production (dashed lines: reaction 1) or olivine precipitation (continuous lines: reaction 2), with the ratio of olivine to partial melt produced during reaction varying from 0.1 (for reaction 1) to 1.2 (for reaction 2). A second unknown is the melt/rock ratio that is adjusted to fit the REE composition of melts in equilibrium with the Jijal pyroxenites-wehrlites. This lead to the following reaction equations: $0.83 \text{ melt}_{i-1} + 0.12 \text{ opx} + 0.04 \text{ cpx} = 0.985 \text{ melt}_i + 0.015 \text{ olivine}$ for reaction 1, and $0.67 \text{ melt}_{i-1} + 0.26 \text{ opx} + 0.07 \text{ cpx} = 0.82 \text{ melt}_i + 0.18 \text{ olivine}$ for reaction 2 (where melt_{i-1} is the melt fraction infiltrated in a given reaction cell at increment i). With these reactions, the melt/rock ratio required to produce a dunite from the starting cpx-poor lherzolite is 0.3 for reaction 2, and 1.0 for reaction 1. The number of reaction cells is 10 and the dissolution increment (Vernières et al., 1997) 0.02 in both models. The number of increments is 20 for reaction 1 and 10 for reaction 2. For clarity, only three cells of the calculated melt compositions for each reaction are shown.

(A) KOHISTAN PALEO-ISLAND ARC COMPLEX



(B)

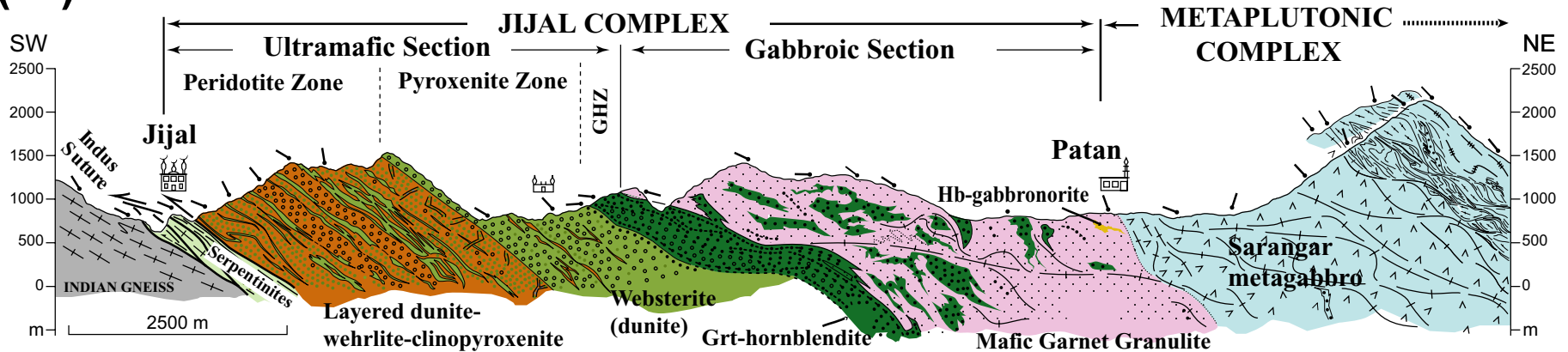


FIGURE 1 - GARRIDO ET AL.

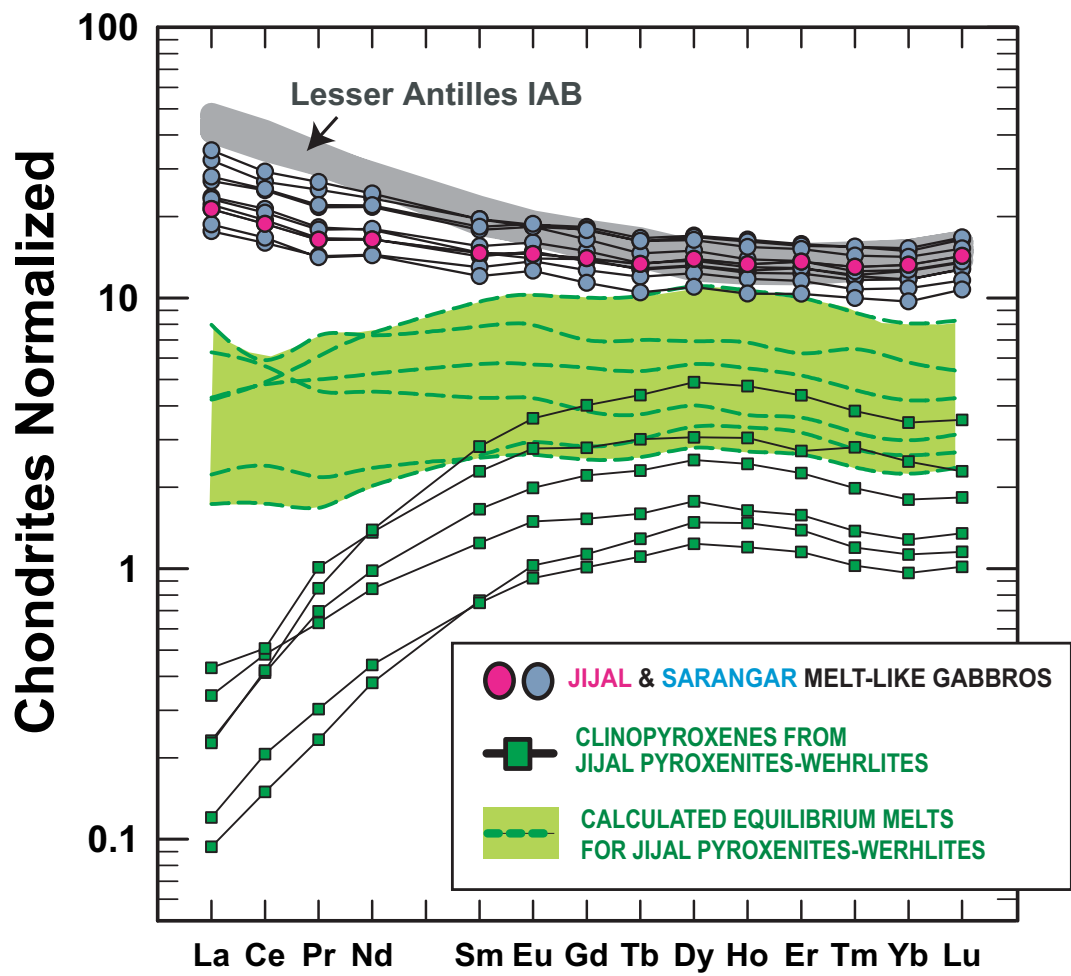


FIGURE 2 - GARRIDO ET AL.

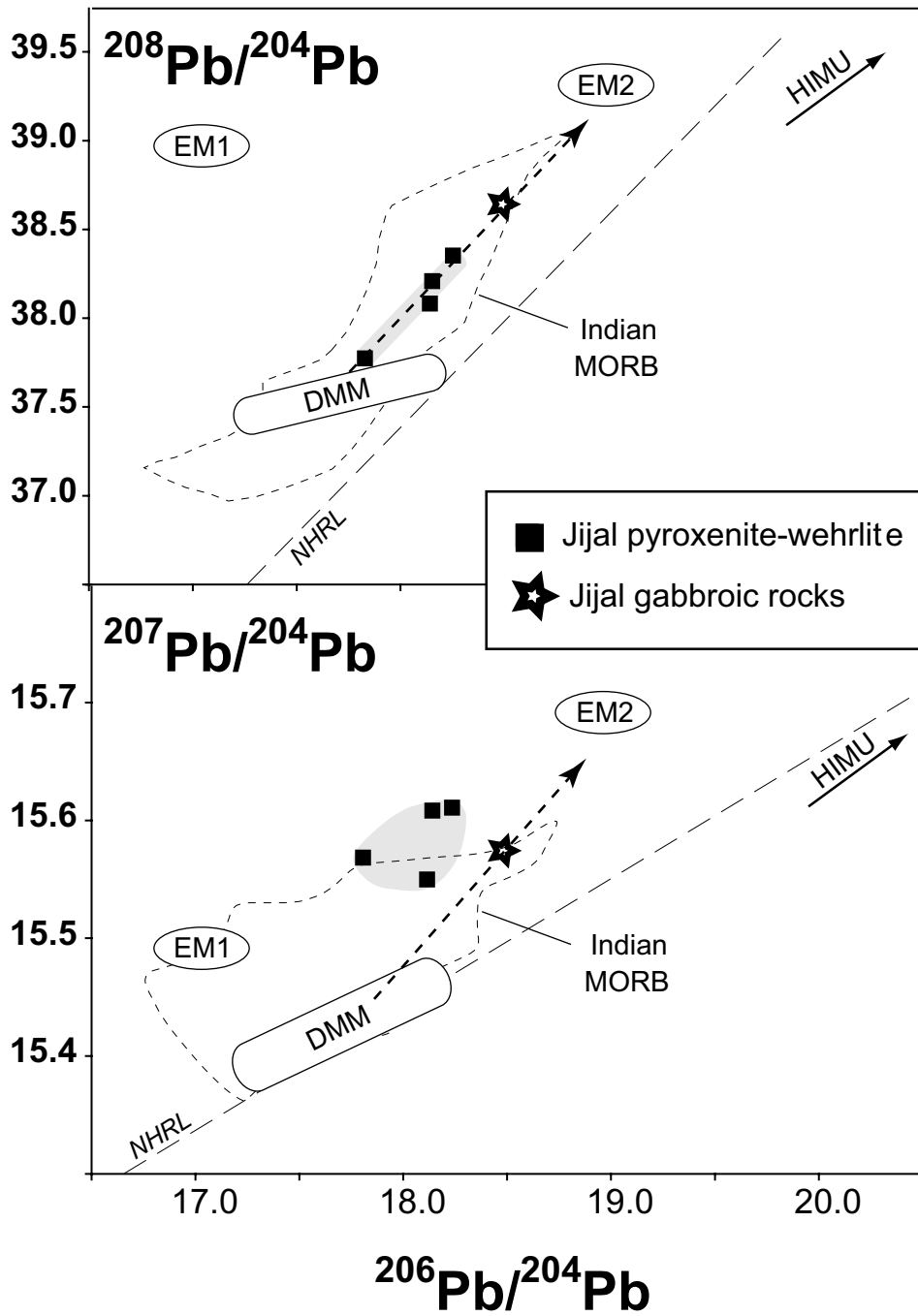


FIGURE 3 - GARRIDO ET AL.

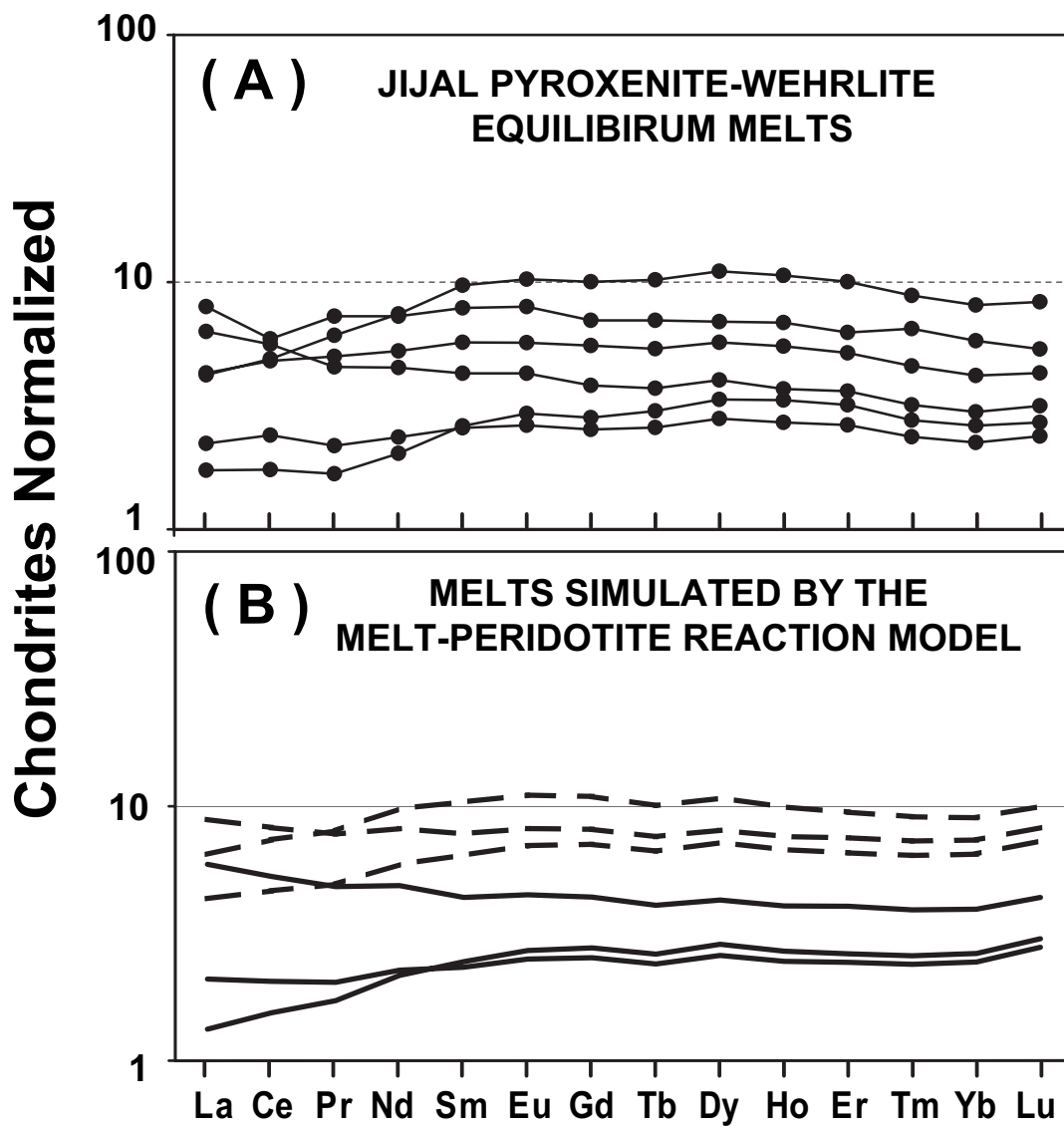


FIGURE 4 - GARRIDO ET AL.

Table 1. Whole rock and clinopyroxene analyses of Jijal wehrlite-dunite

Sample	KH97-038	KH97-047	KH97-050	KH97-057	KH97-060	KH97-077
Rock-Type	<i>ol-opx-clinopyroxenite</i>	<i>clinopyroxenite-wehrlite</i>	<i>olivine-clinopyroxenite</i>	<i>clinopyroxenite-wehrlite</i>	<i>clinopyroxenite-wehrlite</i>	<i>ol-opx-websterite</i>
Whole-rock major element composition						
SiO ₂ wt%	52.76	51.86	51.35	53.71	53.33	50.21
TiO ₂	0.07	0.14	0.09	<i>bdl</i>	0.05	0.28
Al ₂ O ₃	1.45	3.32	1.95	1.20	1.03	4.87
Fe ₂ O ₃	5.05	7.91	5.90	6.21	6.20	7.50
MnO	0.07	0.13	0.14	0.14	0.13	0.15
MgO	18.72	21.12	19.87	22.82	23.97	14.87
CaO	19.98	14.65	18.31	16.61	15.95	21.35
Na ₂ O	0.11	0.16	<i>bdl</i>	0.08	0.09	0.04
K ₂ O	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>
P ₂ O ₅	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>
L.O.I	0.75	1.61	1.93	0.15	0.22	0.19
Total	98.96	100.90	99.54	100.91	100.95	99.46
Mg#	88.1	84.3	87.1	88.0	88.6	79.9
Sc ppm	51	41	38	57	49	40
V	138	222	92	156	141	138
Ni	203	240	232	201	228	514
Cr	4,217	3,325	4,129	2,543	3,094	2,418
Solution-ICP-MS analyses of clinopyroxene separates						
La (ppm)	0.081	0.102	0.055	0.022	0.029	0.054
Ce	0.295	0.310	0.253	0.092	0.127	0.258
Pr	0.060	0.096	0.066	0.022	0.029	0.080
Nd	0.3941	0.6358	0.4591	0.1769	0.2061	0.6493
Sm	0.190	0.350	0.254	0.117	0.114	0.432
Eu	0.0867	0.1614	0.1154	0.0597	0.0535	0.2084
Gd	0.314	0.575	0.455	0.233	0.208	0.825
Tb	0.060	0.112	0.086	0.048	0.041	0.164
Dy	0.4504	0.7764	0.6405	0.3766	0.3144	1.2415
Ho	0.092	0.170	0.137	0.083	0.067	0.265
Er	0.2610	0.4509	0.3734	0.2298	0.1907	0.7239
Tm	0.035	0.072	0.051	0.031	0.026	0.098
Yb	0.2179	0.4232	0.3062	0.1920	0.1640	0.5895

Whole rock major elements were analyzed on sample powders by XRF using a PHILIPS PW1404/10 instrument at the CIC (University of Granada, Granada, Spain). Analyses of clinopyroxenes were made on 10-30 mg of high-purity clinopyroxene hand-picked under a binocular microscope to ensure that they were free of inclusions. Clinopyroxenes were analyzed for Rare Earth Elements (REE), on a quadrupole VG-PG2[®] ICP-MS at ISTEEM (Université de Montpellier 2, Montpellier, France). REE concentrations were determined by external calibration. Dissolution procedures and instrumental conditions of ICP-MS analyses at ISTEEM have been reported elsewhere (Garrido *et al.*, 2000). The analytical reproducibility of the international reference sample PCC-1 (depleted peridotite), it is in the range of 2-10% for all REE.

Table 2. Major (EMPA) and trace element (LA-ICP-MS) analyses of Jijal wehrlite-pyroxenite clinopyroxenes

Sample Rock type	KH97-20			KH97-54			KH97-61		
	<i>wehrlite</i>			<i>olivine-clinopyroxenite</i>			<i>olivine-clinopyroxenite</i>		
	<i>(n=3)</i>			<i>(n=3)</i>			<i>(n=3)</i>		
	<i>mean</i>	σ	<i>cv%</i>	<i>mean</i>	σ	<i>cv%</i>	<i>mean</i>	σ	<i>cv%</i>
SiO ₂ wt%	54.05	0.19		54.60	0.03		54.49	0.12	
TiO ₂	0.03	0.01		0.05	0.01		0.03	0.002	
Al ₂ O ₃	0.98	0.01		0.83	0.003		0.73	0.11	
Cr ₂ O ₃	0.35	0.01		0.47	0.04		0.44	0.12	
FeO	2.48	0.05		2.19	0.12		2.26	0.03	
MnO	0.13	0.01		0.10	0.03		0.09	0.01	
MgO	17.04	0.01		16.83	0.01		16.96	0.07	
CaO	24.27	0.00		24.54	0.09		24.36	0.07	
Na ₂ O	0.19	0.03		0.21	0.03		0.22	0.04	
K ₂ O	<i>bdl</i>			<i>bdl</i>			<i>bdl</i>		
Total	99.53	0.19		99.86	0.12		99.62	0.29	
Mg#	92.46	0.13		93.21	0.34		93.05	0.12	
Wo	48.63	0.05		49.41	0.17		49.00	0.01	
<i>LA-ICP-MS analyses</i>									
La ppm	0.044	0.004	10	0.016	0.002	11	0.02	0.003	12
Ce	0.15	0.01	9	0.059	0.002	3	0.09	0.01	6
Pr	0.03	0.01	16	0.015	0.001	6			
Nd	0.225	0.004	2	0.118	0.003	2	0.12	0.02	21
Sm	0.12	0.01	6	0.09	0.01	12	0.08	0.01	8
Eu	0.049	0.002	5	0.037	0.004	12	0.04	0.01	15
Gd	0.21	0.01	3	0.16	0.02	13	0.15	0.03	18
Tb	0.042	0.003	7	0.032	0.005	15	0.030	0.003	1
Dy	0.33	0.05	15	0.27	0.02	6	0.23	0.02	10
Ho	0.07	0.01	18	0.05	0.01	11	0.05	0.01	17
Er	0.202	0.005	2	0.16	0.02	14	0.15	0.02	12
Tm	0.030	0.006	19	0.025	0.003	14	0.020	0.004	18
Yb	0.17	0.02	12	0.15	0.01	4	0.15	0.02	14

Major element composition of clinopyroxene was determined by EMPA on (ca. 150 μm) thick polished sections using a WDS CAMECA SX- 100 at ISTEEM (Université Montpellier II, Montpellier, France). Analytical conditions were 20 kV accelerating voltage and 10 nA beam current. All the elements were measured with counting time of 30 s, except for Mn, Fe and Ni (20 s). In situ analyses of trace elements in clinopyroxene and plagioclase were carried out in the same sections by LA-ICP-MS at ISTEEM using a VG Plasmaquad II turbo ICP-MS, coupled with a Geolas (Microlas) automated platform housing a 193 nm Compex 102 laser from LambdaPhysik. The laser was fired on a 100 μm spot using an energy density of 15 J/cm² at a frequency of 5 Hz. Signals were acquired in time resolved acquisition, devoting 2 minutes for the blanks and 1 minute for the measurement of the analytes. ⁴³Ca was used as internal standard and analyte concentrations were calibrated against the NIST 610 rhyolitic glass which was measured each three unknowns. Analyses of major and LA-ICP-MS are average of three analyses in different grains from the same thick section.. Also are reported the standard deviation (σ) and the coefficient of variation (cv%) of analyses of the average of analyses.

III.5. Article soumis pour publication à la revue Earth and Planetary Science Letters

« Multistage evolution of the Jijal ultramafic-mafic complex (Kohistan, N Pakistan): implications for island arcs building »

B. Dhuime, D. Bosch, J-L. Bodinier, C. J. Garrido, O. Bruguier, S. S. Hussain & H. Dawood.

1 **Multistage evolution of the Jijal ultramafic-mafic complex**
2 **(Kohistan, N Pakistan): implications for island arcs building**

3
4 B. Dhuime ^{a,*}, D. Bosch ^a, J.-L. Bodinier ^a, C. J. Garrido ^b, O. Bruguier ^c, S. S. Hussain ^d, H.
5 Dawood ^d
6

7 ^a Laboratoire Géosciences Montpellier, Equipe Manteau-Noyau, UMR 5243, CNRS &
8 Université de Montpellier 2, Cc 49, 34095 Montpellier cedex 05, France

9 ^b Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada,
10 18002 Granada, Spain

11 ^c Service Commun "ICP-MS", ISTEEM, CNRS & Université de Montpellier 2, Cc 57, 34095
12 Montpellier cedex 05, France

13 ^d Pakistan Museum of Natural History, Garden Avenue, Shakarparian, 44000 Islamabad,
14 Pakistan
15

16 **Abstract**

17 The ultramafic-mafic complexes located at the base of obducted paleo-island arcs are
18 commonly interpreted as evidence for intra-crustal fractionation of primitive (high-Mg#)
19 mantle melts. The present study, realized on the Jijal mafic-ultramafic basal section of the
20 Cretaceous Kohistan oceanic arc (N Pakistan), discards a crystal fractionation model from a
21 single parental magma to take into account the geochemical and isotope variations observed
22 between the plutonic crust and the underlying ultramafic section. The basal ultramafic rocks,
23 i.e. dunites, wehrlites and clinopyroxenites, show high Mg#, extremely depleted REE
24 patterns, no marked HFSE anomalies and high LILE enrichment. Cpx and leached whole-
25 rocks from this unit yield restricted ϵNd values (+5.5 to +6.8), a large ϵSr range (-5.9 to +8.8)
26 and mainly radiogenic $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios. The overlying mafic section, i.e. gabbroic rocks,
27 displays low Mg# ($46 < \text{Mg\#} < 54$), enriched REE patterns and marked HFSE anomalies. These
28 plutonic rocks have also very homogeneous Sr and Pb isotopic compositions defining a
29 restricted domain, which does not overlap that of the ultramafic samples. Moreover, Cpx from
30 the basal ultramafics yield a Sm-Nd isochron at 117 ± 7 Ma interpreted as dating
31 crystallization of the ultramafic section. Together, these results indicate that the mafic rocks
32 on one hand and the ultramafic rocks on the other hand, originate from separate sources with
33 specific emplacement underneath the subduction zone. A lherzolite lens, collected atop the
34 mafic section, plots on the early Cretaceous Sm-Nd isochron and therefore yields the same
35 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial ratio. This suggests that the ultramafic part of the lower Kohistan arc
36 complex sampled the initiation stages of the subduction with production of magmas with
37 boninite-like features. At this stage, the mantle wedge has been already modified by
38 percolation of the first slab-derived fluids. On such a scenario the lherzolite lens would
39 correspond to the lithospheric mantle underneath the arc before its building. A multi-stage
40 history is proposed for the evolution for the Kohistan arc through ~30 Ma. Stage #1 reflects
41 the spontaneous initiation of subduction associated with extensive boninitic magmatism,
42 stages #2 and #3 are related to arc building by tholeiitic melts and, a fourth step (stage #4)
43 corresponds to the intra-crustal differentiation.
44

45 **Keywords:** Kohistan, island arc, subduction initiation, mantle wedge, pyroxenite,
46 geochemistry.
47

48 *Phone: +33 4 67 14 36 02; Fax: +33 4 67 14 36 03; E-mail: dhuime@gm.univ-montp2.fr

49 **1. Introduction**

50 Continental crustal growth by island arc accretion is the main crust-forming process since the
51 Phanerozoic, which is well supported by abundant juvenile crust present at the rims of
52 cratonic landmasses (e.g. [1-3]). The igneous processes that occur at active margins remain
53 barely understood, namely the composition and the source(s) of primitive (i.e. $Mg\# > 60$) arc
54 magmas or the nature of intracrustal differentiation processes required to give the continental
55 crust its evolved (i.e. $Mg\# \sim 50$) bulk composition (e.g. [4] and ref. therein). Arc formation
56 processes can be studied through lower crustal and upper mantle xenoliths (e.g. [5-7]) or ‘in
57 situ’, in exposed sections of paleo-island arcs. Worldwide, only two examples of well-
58 preserved exhumed arc sections, complete from their mantle roots to upper volcano-
59 sedimentary levels, have been described: the Jurassic Talkeetna arc in south-central Alaska
60 (e.g. [8, 9]) and the Cretaceous Kohistan arc in N Pakistan (e.g. [10, 11]).
61

62 The basal units of both Talkeetna and Kohistan arcs are roughly made up of a lower
63 ultramafic section of dunites-pyroxenites, overlaid by a gabbroic mafic section. The genetic
64 link between the ultramafic and mafic sections is debated and two models are facing in the
65 most recent studies. The first model (model 1) suggests that a typical ultramafic-mafic
66 sequence (e.g. dunites-wehrlites-pyroxenites-hornblendites-gabbronorites) may crystallize,
67 into the lower arc crust, from a single primitive (high- $Mg\#$) arc magma [4, 9, 12-15]. This
68 model is supported by an experimental study of [16] which successfully reproduced – for
69 hydrous conditions ($> 3\%$ H_2O) and P-T setting typical of the lower arc crust (i.e. $P = 1.2$ GPa
70 and $T = 1030-1250^\circ C$) – high- $Mg\#$ pyroxenites ($Mg\# \leq 88$) and low- $Mg\#$ liquids ($Mg\# \geq 53$)
71 from the crystallization of high- $Mg\#$ magmas. However in the Kohistan, petrological
72 observations and REE numerical modeling [17, 18] discard crustal (i.e. cumulative) origin for
73 the ultramafic dunites-wehrlites-pyroxenites and rather suggest an origin by melt-rock
74 reaction at the expense of the sub-arc oceanic mantle (model 2).
75

76 Although isotopic data are a powerful tool to determine various sources involved in arc-
77 related magmas genesis (e.g. [19]), the only detailed isotopic studies developed on the
78 Kohistan island arc sections were focused on the middle- to upper- crustal levels [20-25] or,
79 on the younger ultramafic-mafic Chilas complex [22-24, 26] and no extensive study is yet
80 available for the basal Jijal ultramafic-mafic complex [27-29]. In the present work, we
81 combine Sr-Nd-Pb isotopic data (leached and/or unleached whole-rocks and mineral
82 separates) with major and trace element analyses for representative samples collected through
83 the Jijal ultramafic-mafic complex. The main aims were to determine the origin of the various
84 units of the Kohistan arc roots and to unravel the spatial/temporal evolution of the Jijal
85 ultramafic-mafic complex. This has implications for magma generation in intra-oceanic island
86 arc environments and allows us to propose a new multistage model for the earliest episodes of
87 the Kohistan island arc building.
88

89 **2. Geological setting**

90 The Kohistan arc complex (KAC, Fig 1a), in northern Pakistan, represents the exhumed
91 section of a Cretaceous intraoceanic island arc formed during the northward subduction of the
92 Neo-Tethys Ocean beneath the Karakoram plate (e.g. [10, 17, 23]). It is now sandwiched
93 between the Karakoram (Asian) plate to the north and the Indian plate to the south, and is
94 respectively separated from these blocs by two major faults, the Main Karakoram Thrust
95 (MKT) and the Main Mantle Thrust (MMT, or Indus Suture). Northward, the KAC is
96 subdivided into six main units (Fig. 1a). The Jijal ultramafic-mafic complex, lying on the

97 hanging wall of the MMT, represents the plutonic roots of the KAC that were accreted during
98 the island arc building stage (ca. 110-90 Ma, see [20, 23, 30]. This complex is composed of a
99 lower ultramafic section and an upper mafic section [10, 17, 31]. From bottom to top (Fig.
100 1b), the ultramafic section is subdivided into a peridotite zone, a pyroxenite zone and a thin
101 garnet-bearing pyroxenite and hornblendite zone. The peridotite zone includes spinel-bearing
102 dunites and wehrlites interlayered with fine-grained pyroxenites. Websterites with wisps of
103 dunites are widespread and become more abundant up section. The transition between the
104 PEZ and the PYZ is underlined by the increase of the pyroxene/olivine ratio, where dunite is
105 progressively replaced by massive wehrlite and Cr-rich websterite. The summit of the
106 ultramafic section (Fig. 1b) forms a thin unit of coarse-grained garnet-bearing rocks,
107 constituted of Grt-poor to Grt-rich (\pm Hbl)-pyroxenite and (Grt, \pm Cpx)-hornblendite to (Hbl,
108 \pm Cpx)-garnetite. The intrusive contact of the overlying garnet granulite with the upper part of
109 the ultramafic section has been interpreted as the petrological Moho of the Kohistan arc [10,
110 17].

111 The mafic section called 'garnet granulite zone' (Fig. 1b) is dominated by garnet-bearing
112 metagabbroic rocks (garnet granulite) which suffered high-pressure granulitic metamorphism
113 ($T = 700- >950^{\circ}\text{C}$, $P > 1 \text{ GPa}$) at ca. 96-91 Ma [27, 29, 32-35]. Lenses of hornblendites, ten to
114 hundred meters-thick and roughly sub-parallel to the paleo-Moho, are enclosed into the garnet
115 granulites (Fig. 1b). These ultramafic bodies, abundant at the base of the mafic section, show,
116 at the outcrop scale, more or less progressive modal variations between Grt-rich (\pm Hbl, \pm Pl)-
117 pyroxenite, (Grt, \pm Cpx, \pm Pl)-hornblendite and (Hbl, \pm Cpx)-garnetite, with a predominance of
118 pyroxenites toward the base of the section. Minor hornblende gabbronorites ('two pyroxene
119 granulite' of [32] occur in the uppermost part of the mafic section (GGZ, south of Patan, Fig.
120 1b) and grade into garnet granulite through a sharp front that cross-cut former igneous
121 layering [32, 36]. Field and petrological studies of this transition zone have shown evidences
122 for recrystallization of precursor hornblende gabbronorites into garnet granulites [10, 29, 32,
123 36, 37]. A Sm-Nd mineral age of $118 \pm 12 \text{ Ma}$ from a gabbronorite atop the garnet granulite
124 zone [29] was tentatively interpreted as dating the emplacement of the gabbronorite plutons
125 into the KAC. A unique, somewhat singular Cpx-poor peridotite lens of lherzolite
126 composition (KH97-112) enclosed in the garnet granulite has been identified atop the Jijal
127 sequence (south of Patan, Fig. 1b).

128

129 **3. Analytical procedures**

130 Rocks samples were crushed then pulverized in an agate mill for whole rocks (WR) analyses.
131 Plagioclases (Pl), clinopyroxenes (Cpx) and hornblendes (Hbl) were extracted from 100-150
132 μm mineral fractions using a Frantz magnetic separator, then carefully hand-picked to avoid
133 composite grains and minerals hosting visible inclusions. WR major elements were analyzed
134 by X-ray fluorescence (XRF) on a Philips PW1404/10 at the CIC (University of Granada,
135 Spain). Trace element and REE abundances of WR and minerals were analyzed using a VG
136 Plasmaquad II at the Université de Montpellier II. For Sr, Nd and Pb isotopic analyses, Cpx
137 and Hbl were leached before acid digestion with 6N HCl during 30 minutes at 80°C and Pl
138 were leached with 2.5N HCl during 15 minutes at 60°C . Leached WR have been treated with
139 6N HCl during 30 minutes at 80°C . After leaching, residues were rinsed three times in
140 purified milli-Q H_2O . The procedures of Sr, Nd and Pb separations have been slightly
141 modified from [38] and [39] for Pb and, Sr and Nd, respectively. Total blank contents for Pb,
142 Sr and Nd were less than 65, 60 and 30 pg, respectively, for a 100 mg weighted sample. Lead
143 and Neodymium isotopic compositions were measured on the VG Plasma 54 and the Nu 500
144 MC-ICP-MS at the Ecole Normale Supérieure de Lyon. Pb isotopic compositions were
145 measured with external precision of ca. 100-150 ppm for the $^{206}, ^{207}, ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ using the TI

146 normalization method described by [40]. Every two samples were bracketed between NIST
147 981 standard. For Nd isotopic measurements, every two samples were bracketed between the
148 “Lyon in-house” Nd standard with an average of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512134 \pm 24$ (2σ) ($n=102$).
149 Strontium isotopic compositions were measured on a Finnigan Triton TI mass spectrometer at
150 the Laboratoire de Géochimie GIS of Nîmes. Results on NBS 987 Sr standard yielded a mean
151 value of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710256 \pm 10$ (2σ) ($n=22$). Initial isotopic compositions of the whole
152 dataset were corrected for in situ decay assuming an age of ca. 100 Ma according to U-Pb
153 zircon ages obtained by [23] and corresponding to the main period of magmatism into the
154 KAC. Sm-Nd isochrons were calculated using the Isoplot program of [41] with $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
155 ratios assumed with a precision at $\pm 0.5\%$ (2σ).
156

157 **4. Results**

158 **4.1. Major elements**

159 Results of major element analyses for the Jijal complex are reported in Table 1 together with
160 eleven previously analyzed samples [37]. Grt-free rocks of the ultramafic section (i.e. dunites,
161 wehrlites, websterites and clinopyroxenites of the PEZ and PYZ) display high Mg# values
162 ($80 < \text{Mg\#} < 91$, Table 1; $\text{Mg\#} = 100 \times \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$, on a molar basis) together with high
163 MgO and low TiO_2 , Al_2O_3 and total alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) contents. These rocks define a
164 broad range of variation for the SiO_2 , FeO, CaO and MnO, which encompasses the whole of
165 the Jijal complex analyses for the three former elements (Table 1). In comparison, gabbroic
166 rocks of the mafic section (i.e. gabbro-norites and Grt-granulites of the GGZ) have contrasting
167 major elements characteristics and define a limited domain of variation, mainly characterized
168 by distinct, lower Mg# ($46 < \text{Mg\#} < 54$) and higher TiO_2 , Al_2O_3 , MgO and total alkali contents
169 (Table 1). When compared to the two groups previously identified, the Grt-bearing ultramafic
170 samples of the GHZ and those sampled as lenses into the GGZ show ‘intermediate’ Mg#
171 ($47 < \text{Mg\#} < 78$), Al_2O_3 and MgO values (Table 1). Among these samples, the Hbl-rich rocks
172 differ from other Jijal complex samples by high Ti contents (Table 1). The unique lherzolite
173 cropping out as a lens atop the GGZ yields a major elements composition of a Cpx-poor
174 lherzolite (Table 1).
175

176 **4.2. Rare Earth Elements (REE) and other trace elements**

177 Trace elements patterns of the Jijal ultramafic-mafic complex are reported in Figure 2. Global
178 REE contents increase from dunites to Hbl-gabbro-norites through wehrlites, websterites-
179 clinopyroxenites, Grt-bearing pyroxenites, hornblendites-garnetites and Grt-granulites (Table
180 1). The dunites show LREE depletion ($0.06 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 0.1$; $0.07 < \text{La}_N/\text{Sm}_N < 0.14$) and a slight
181 HREE enrichment ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N \sim 0.62$). The wehrlites have a moderate LREE depletion
182 ($0.25 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 0.41$; $0.31 < \text{La}_N/\text{Sm}_N < 0.75$) and slightly depleted to flat HREE segments
183 ($0.59 < \text{Gd}_N/\text{Yb}_N < 1.1$). The websterites-clinopyroxenites display gradual increase of their REE
184 contents ($0.92 < \Sigma\text{REE}_{(\text{ppm})} < 6.08$), are LREE-depleted ($0.03 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 0.21$;
185 $0.05 < \text{La}_N/\text{Sm}_N < 0.25$) and have sub-flat HREE segments ($0.87 < \text{Gd}_N/\text{Yb}_N < 1.19$). The
186 lherzolite lens is slightly LREE-depleted ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.59$) and yields a sub-flat HREE
187 segment ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.12$). The Grt-bearing pyroxenites and hornblendites-garnetites, along
188 with the gabbroic rocks of the mafic section (Hbl-gabbro-norites and Grt-granulites) have
189 already been analyzed and interpreted by [37] in a previous study. The Grt-bearing
190 pyroxenites and the hornblendites-garnetites have trace elements features typical of igneous
191 cumulates or partial melting residues (i.e. strong LREE and LILE depletion) and the gabbroic

192 rocks display trace elements patterns comparable to the Marianas and the Lesser Antilles IAB
193 and consistent with a ‘melt-like’ origin for the gabbroic protoliths [37].

194
195 Normalized to primitive mantle, all samples show marked spikes in large ion lithophile ‘fluid
196 mobile’ elements (i.e. Ba, U, Pb, Sr, Fig. 2) together with high mobile/immobile elements
197 ratios (i.e. primitive mantle normalized Sr/Nd, Ba/La and Pb/Ce $\gg 1$, except for some Grt-
198 rich ultramafic samples with some values lower than 1, Table 1). Such features are commonly
199 attributed to an aqueous fluid component in the source (e.g. [42-44]). It is noteworthy that the
200 lack of correlation between LILE contents and the loss of ignition (LOI, Table 1) discards
201 low-temperature alteration processes for these rocks. Overall, rocks of the Jijal ultramafic-
202 mafic complex show negative anomalies in high field strength elements (HFSE, i.e. Zr, Hf,
203 Nb, Ta, Fig. 2) which are typical of arc magmas (e.g. [45, 46]). However the Nb-Ta negative
204 anomalies become less pronounced, and even ambiguous for some ultramafic samples (Fig.
205 2).

206

207 **4.3. Sr, Nd and Pb isotopes**

208 The measured and initial (100 Ma) isotopic ratios for samples from the Jijal ultramafic-mafic
209 complex are reported in Table 2. Because of the very low Pb, Nd and Sr contents of the
210 dunites-wehrlites from the PEZ-PYZ (see Table 1), only pyroxene-rich samples have been
211 selected for isotopic analyses (i.e. websterites and clinopyroxenites with less than 20% of Ol
212 and more than 50% of Cpx in their modal proportion and referred as ‘pyroxenites’).

213

214 **Neodymium and Strontium isotopes**

215 Plotted in a Nd-Sr isotopic diagram (Fig. 3), leached-WR and Cpx from the pyroxenites of the
216 ultramafic section (PEZ & PYZ) define a domain parallel to the horizontal axis referred as
217 ‘pyroxenite domain’, with $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ranging between 0.51279-0.51284 and
218 0.70397-0.70500, respectively (Table 2). The unleached-WR yield a wider range of
219 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ than both leached-WR and Cpx ($0.51280 < ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i), \text{unleached-WR}} < 0.51290$).

220 The Cpx-poor lherzolite lens (KH97-112) plots leftwards into the pyroxenite field (Fig. 3) and
221 exhibits a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value (0.51279) akin to the rest of the analyzed samples from the Jijal
222 complex (Table 2).

223 Cpx-poor samples ranging from Grt-hornblendites to Hbl-garnetites define a limited domain
224 called ‘hornblendites domain’ (Fig. 3). This domain differs from the pyroxenites field by
225 significantly lower Sr isotopic compositions ($0.70355 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} < 0.70376$) but displays
226 comparable $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios ($0.51276 < ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)} < 0.51282$, Fig. 3 and Table 2).

227 The Hbl-gabbroites and Grt-granulites from the mafic section define a restricted domain
228 (referred as ‘gabbroic rocks domain’) plotting between the hornblendites and the pyroxenites
229 fields (Fig. 3). One Cpx from a Hbl-gabbroite (KH97-113) plots outside of this restricted
230 domain and overlaps the pyroxenites domain (Fig. 3 and Table 2). This may be explained by
231 an insufficient in situ decay correction due to Rb loss, in agreement with the extremely low
232 Rb content measured for this Cpx fraction (Table 2).

233 The Grt-poor pyroxenites (WR and Cpx) overlap the fields defined by the gabbroic rocks and
234 the pyroxenites (Fig. 3). However the plagioclase analysis (KH97-106) yields a significantly
235 lower initial Nd composition (Fig. 3 and Table 2) which may result from a slight alteration of
236 this mineral.

237 Reported on a Sm-Nd isochron diagram (Fig. 4), all data (including WR and mineral separates
238 from the ultramafic and mafic sections) define a large spread as demonstrated by the high
239 MSWD value (26) obtained when a regression line is tentatively drawn. Conversely, the Cpx
240 from websterites-clinopyroxenites show a strong correlation (MSWD = 0.61) yielding an age

241 of 117.0 ± 7.0 Ma (2σ) and a value of 0.512769 ± 17 for the intercept at the origin. The
242 lherzolite lens (KH-97-112) plots on this line, and together with Cpx from the websterites and
243 clinopyroxenites define an age of 116.6 ± 4.7 Ma (MSWD = 0.50, $n = 7$) and an initial
244 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of 0.512771 ± 11 . Interestingly, the hornblendites and the gabbroic rocks
245 (including WR and mineral separates) are scattered and do not plot on the 117 Ma Cpx-
246 isochron.

247

248 **Lead isotopes**

249 Reported in the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 5a), the WR and mineral separates
250 from the pyroxenites of the ultramafic section show a continuous distribution from the
251 unleached-WR samples, which yield scattered and depleted values ($18.144 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$,
252 $^{\text{unleached-WR}} < 18.455$; $38.216 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{\text{unleached-WR}} < 38.566$), to Cpx which yield the highest
253 Pb/Pb ratios ($18.414 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{\text{Cpx}} < 18.595$; $38.533 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$, $^{\text{Cpx}} < 38.799$) and define a
254 more restricted domain. Leached WR samples report between the two other groups (i.e.
255 unleached-WR and Cpx) and partly overlap them. In the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram
256 (Fig 5b), unleached-WR, leached-WR and Cpx define three respective, distinct distributions,
257 aligned along three straight lines (labeled (A), (B) and (C), respectively). This feature
258 suggests the occurrence, in the mineralogical composition of the rock, of a (interstitial?)
259 ^{206}Pb -depleted (for a given $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio) and ^{208}Pb -depleted component, easily removable
260 by acid-leaching experiments. Removing contribution of such component increases the Pb/Pb
261 ratios on a range close to that measured for the hosted-Cpx.

262 The hornblendites-garnetites partly overlap the pyroxenites Cpx and WR (Fig. 5a) and report
263 on the same trend than the pyroxenites Cpx separates (line C in Fig. 5b). The lherzolite lens
264 displays the lowest Pb isotopic values of the present data set (Table 2). In the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs.
265 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram, this sample plots far away from all analyzed rocks and defines a linear
266 relationship with other samples of the Jijal complex (dashed line in Fig. 5a). In the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
267 vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 5b), it is roughly aligned with the unleached pyroxenites (line
268 A).

269 The gabbroic rocks delimit a narrow domain, distinct from the hornblendites-garnetites field
270 (Fig. 5a, 5b). This domain locates within the wide pyroxenite field in the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs.
271 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 5a), but is distinct from the latter by significantly lower $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
272 values (Fig. 5b).

273 The Grt-bearing pyroxenites (Grt-rich and Gt-poor pyroxenites) yield Pb isotopic composition
274 overlapping the fields of both the pyroxenites and the gabbroic rocks (Fig. 5a, 5b).

275

276 **5. Discussion**

277 **5.1. Lack of fractional crystallization relationship between** 278 **ultramafic and mafic sections**

279 The Al_2O_3 and FeO_T contents versus Mg# for the samples of the Jijal complex have been
280 reported in view to check the genetic filiations between the ultramafic section on one hand
281 and the mafic section on the other hand (Fig. 6). Crystallization models of primitive mantle
282 melts show a continuous differentiation trend from high Mg# cumulates to evolved, low Mg#
283 liquids (see Fig. 6). In the Talkeetna paleo-arc, the evidence of ‘primitive’ gabbroic rocks,
284 together with the rather homogenous Nd isotopic compositions of the various arc units [15],
285 has been put forward to suggest a common origin (i.e. magmatic, or cumulative) for the mafic
286 and ultramafic rocks of the crustal section [4, 12, 15]. In the Kohistan arc, a strong ‘Mg# gap’
287 between high-Mg# dunites-wehrlites-pyroxenites and the overlying gabbros is observed (Fig.

288 6). Rocks with ‘intermediate’ Mg# values between these two poles are constituted by garnet-
289 bearing rocks with various modal proportions of pyroxene and hornblende (i.e. GHZ rocks
290 and ultramafic lenses into the GGZ, Fig. 1b), but only represent a weak portion (~10 %) of the
291 Jijal ultramafic-mafic complex. Furthermore these rocks plot away from the expected
292 crystallization trends in the FeO_T vs. Mg# diagram (Fig. 6), which supports a distinct origin.
293 Consequently, the low-Mg# of the KAC crustal section (~45-54, [37]) does fit with a
294 crystallization model only if primitive, high Mg# parental melts, underwent extensive intra-
295 crustal differentiation and fractionated a 15-35 km-thick ultramafic cumulate sequence [18].
296 This sequence, which is not observed, should have been recycled back into the mantle by
297 delamination processes [47-49] and/or by convective thermo-mechanical erosion [50].
298 Petrological observations [17] and numerical REE modeling [18] also discard a crustal (i.e.
299 cumulative) origin for the KAC-Jijal ultramafic dunites-wehrlites-pyroxenites, and suggest an
300 origin by melt-rock reaction at the expense of the sub-arc oceanic mantle. A cogenetic
301 relationship between rocks of the Jijal complex would be expected in a common parental melt
302 crystallization scenario while Sr-Nd-Pb isotope data show significant variations between the
303 ultramafic rocks from the Jijal complex, on one hand and the mafic section on the other hand
304 (Fig. 3, 4, 5 and Table 2). But, these isotopic variations may reflect the effect of superimposed
305 secondary processes such as late alteration by fluids during obduction processes.
306 The pyroxenites are distinct from the overlying gabbros by heterogeneous isotopic
307 compositions toward a high $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ component (Fig. 7a and 8). Both groups
308 show ‘mobile’ LILE enrichment with a more pronounced enrichment for the pyroxenites (Fig.
309 2b). Such high-(LILE, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) compositions of the pyroxenites may reveal
310 either a primary origin, i.e. reflecting the composition of their source; or may result from
311 secondary processes such as fluid circulation during late obduction processes. The occurrence
312 of serpentine restricted to the base of the Jijal ultramafic section (Fig. 1b) argues for fluids
313 circulation contemporaneously to the obduction of the KAC onto the Indian margin.
314 Accordingly the fluid may be issued from the dehydration of the Indian plate or from
315 seawater. A fluid/rock reaction between fluids extracted from the Indus margin sediments ($\text{Nd} = 3.7$
316 ppm and $\epsilon_{\text{Nd}} = -12$, after [51]) and the KAC pyroxenites ($\text{Nd} < 0.7$ ppm) can be ruled
317 out because such reaction would, even for low fluid/rock ratios, significantly decrease the ϵ_{Nd}
318 of the pyroxenites, which is not observed here ($+5.5 < \epsilon_{\text{Nd}(\text{pyroxenites})} < +7.6$). It is noteworthy that
319 no correlation can be observed between the LOI of the pyroxenites and their LILE
320 abundances (Table 1) which is at odd with secondary alteration processes. Finally the lack of
321 visible alteration traces in the pyroxenites, together with the absence of Sr isotopes correlation
322 between the unleached and the leached WR in one hand, and the WR and the Cpx separates
323 on the other hand, further supports that their high-(LILE, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) signature is a
324 primary character of their source. As alteration processes cannot be retained as a valuable
325 explanation for the discrepancies between the isotopic signatures of the gabbroic crustal
326 section in one hand and the underlying ultramafic part in the other hand, a simple liquid-
327 cumulate relationship (crustal origin) between these two sections can thus be rejected. The
328 poor quality of the alignment obtained with both ultramafic and mafic samples in the Sm-Nd
329 isochron diagram (Fig. 4) also substantiates the lack of a crystal fractionation link between
330 these two portions of the lower section of the Kohistan arc.
331 In the following, we discuss the genetic origin of rocks from the Jijal ultramafic-mafic
332 complex, using the three main ‘Mg# domains’ (i.e. rocks having low, high and intermediate
333 Mg# values) which also correspond to the main isotope variation domains identified in §4.3.
334

335 **5.2. Origin of the low, high and intermediate Mg# rocks**

336 **5.2.1. Low Mg# gabbros of the mafic section**

337 The gabbros (Hbl-gabbro-norites and Grt-granulites of the GGZ, Fig. 1b), which represent
338 around 40% of the total volume of the Jijal complex, are characterized by striking
339 homogenous Sr, Nd and Pb isotopic compositions, over more than 3 km thick. In the Pb-Pb
340 and $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ isotopic diagrams (Fig. 7 and 8) these rocks almost lie in the Indian MORB field
341 and roughly plot on a straight line between the DMM and the EM2 components. This may
342 expect that (1) either the source of the gabbros bears a single component (i.e. the sub-arc
343 mantle, with an Indian MORB affinity); (2) or the source of the gabbros results from the
344 mixing between two components, e.g., the DMM mantle and an EM2 (i.e. recycled sediment
345 \pm subducted altered oceanic crust) component. Hypothesis (1) has been previously proposed
346 by [22] for samples from mid- to upper crustal levels of the KAC (i.e. Kamila amphibolites
347 and Chalt volcanics, see Fig. 1a), considered as representative of the intraoceanic phase of the
348 KAC. These authors suggested melting of an enriched 'Dupal' mantle to explain the high-
349 $\Delta 7/4$, $\Delta 8/4$ and the $^{87}Sr/^{86}Sr$ values measured for these samples. However the presence of a
350 Dupal anomaly in this region has been refuted by [52]. Accordingly, the high Sr and Pb
351 radiogenic compositions of the Kamila-Chalt samples have been interpreted as reflecting
352 strong interactions between slab-derived melts and the mantle [24, 25]. Similar processes
353 have also been proposed to explain the isotopic compositions of the Cretaceous lavas from the
354 Ladakh paleo-arc (NE Pakistan and NW India) [53]. The isotopic signature of the Jijal
355 gabbros, coupled with their strong HFSE negative anomalies and fluid-mobile elements
356 enrichment (§4.1.2), suggests a two-component model (hypothesis 2) for their origin.
357 Furthermore in such two-component model (including slab-sediment input), the homogenous
358 composition of the Jijal gabbros implies that either their emplacement occurred during a very
359 short timescale and/or that buffering processes of the sedimentary component occurred
360 through time.

361

362 **5.2.2. High Mg# dunites-wehrlites-pyroxenites of the ultramafic section –** 363 **Genetic relation with the Iherzolite lens enclosed into the gabbroic section**

364 **5.2.2.1. Origin of the ultramafic section**

365 Dunites, wehrlites and pyroxenites of the ultramafic section represent around 50% of the
366 global volume of the Jijal complex (Fig.1b). It is noteworthy that the question of the origin of
367 the pyroxenites and their relationship with the surrounding gabbros is subject to debate in the
368 various settings where they outcrop: Are they cumulates formed in crustal magma chambers
369 (e.g. [9, 14])? Or do they result from melt/fluid-rock interaction in the upper mantle [54, 55]?
370 Recently [56] proposed another scheme for the origin of the Solomon Islands pyroxenites, and
371 suggested that both types of Solomon pyroxenites (i.e. those commonly ascribed to mantle-
372 derived products and those considered as crustal cumulates) can be produced by subduction-
373 related aqueous fluid and melt interactions with the mantle wedge in supra-subduction zone
374 (SSZ).

375 The enrichment in 'mobile elements' of arc-derived magmas is common in arc environments
376 and often ascribed to participation of aqueous fluids derived from the subducted slab with a
377 more or less pronounced participation of the overlying sediments (e.g. [42, 44, 57]). The
378 geochemical and isotopic signatures of the Jijal pyroxenites (low REE abundances, high LILE
379 enrichments, high $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, positive Sr and Pb anomalies) coupled with the
380 precise determination of their age (i.e. 117 Ma) allows us to propose that they were formed
381 during the initiation period of the subduction. Based on constraints for boninite genesis and
382 spontaneous nucleation of subduction zones (see [58] for a discussion), the Kohistan

383 subduction was probably initiated near a slow-spreading mid-ocean ridge, along a transform
384 fault where the older lithosphere sunk beneath the younger one. During this stage, at shallow
385 depth (i.e. 30-40 km) in the mantle wedge zone, the partial melting of already depleted,
386 upwelling asthenospheric mantle was stimulated by dehydration of the sinking oceanic
387 lithosphere (\pm overlying sediments) and resulted in the production of boninite-like melts. The
388 migration of slab-derived fluids through the asthenospheric mantle strongly modified its bulk
389 chemical composition, giving it the Jijal ultramafic characteristics. This evolution is
390 consistent with a melt/rock reaction model as previously proposed [17, 18]. The wehrlites and
391 the pyroxenites of the ultramafic Jijal sections are thus considered as the ultimate products of
392 reactions between mantle peridotites and boninitic melts.

393

394 **5.2.2.2 Relationship between the ultramafic section and the lherzolite lens**

395 The lherzolite lens, enclosed into the garnet granulites atop the mafic section (Fig. 1b), plots
396 on the Sm-Nd isochron defined by Cpx from the pyroxenites (Fig. 4). Adding this sample to
397 the Cpx isochron does not induce noticeable change for the intercept at the origin
398 (0.512771 ± 11). Moreover, this sample yields the lowest Pb isotopic composition of the whole
399 dataset (Table 2). This is consistent with the lherzolite being interpreted as a remnant of the
400 initial, pre-arc Indian lithospheric mantle. Reported in the Pb-Pb isotopic diagrams (Fig. 5),
401 the unleached PEZ-PYZ whole-rocks and the lherzolite are perfectly aligned. This feature,
402 combined with the fact that the leached PEZ-PYZ whole-rocks do not remain on the same
403 alignment (Fig. 5b), is tentatively interpreted as reflecting, in the PEZ-PYZ rocks, the
404 occurrence of a remaining component from the initial, 'lherzolite-like', ante-arc lithospheric
405 mantle. This component was probably trapped into the olivine and removed during strong
406 leaching experiments. The ca. 117 Ma age calculated for the Cpx separates from the
407 pyroxenites is interpreted as the minimum age for crystallization of the Jijal websterites-
408 clinopyroxenites.

409

410 **5.2.3. Ultramafic rocks with 'intermediate' Mg#'s (GHZ-GGZ)**

411 Two rock types are characterized by such intermediate Mg#, the 'hornblendites' (i.e. the
412 hornblendites-garnetites) on one hand and the Gt-bearing pyroxenites on the other hand.
413 The hornblendites of the GHZ and GGZ (see §2 and Fig. 1b) have been previously interpreted
414 as ultramafic pods emplaced into the garnet granulites on the basis of a poorly constrained
415 (MSWD = 12) Sm-Nd mineral age of 83 ± 10 Ma [29]. Conversely, in agreement with
416 petrological observations [17] and, on the basis of their major and trace element data, [37]
417 suggested that these rocks resulted from dehydration-melting reactions of former Grt-free
418 hornblendites interbedded within gabbroic plutonics. The present isotopic data show that the
419 hornblendites have distinct and significantly more depleted Sr and Pb isotopic signatures than
420 the enclosing (or surrounding) gabbros (Fig. 7 and 8). This precludes a common origin for
421 these two rock groups and suggests a more discrete EM2-sediment component into the source
422 of the hornblendites. Interestingly the hornblendites display isotopic compositions similar to
423 the Kiru-Kamila amphibolites (Fig. 7 and 8, [59] located in the shallower sections of the
424 Kohistan paleo-arc (Fig. 1). Amphibolites from the same area, the 'D-type' (or HFSE-
425 depleted) amphibolites of [13], have been previously interpreted as the earliest arc volcanic
426 rocks emplaced during the first building stages of the Kohistan arc [25]. This interpretation is
427 consistent with an 'old' U-Pb zircon age of 110.7 ± 4.9 from an amphibolite xenolith atop the
428 Kamila amphibolite belt (see Fig. 1a, [60]). Our Sr, Nd and Pb isotope data support that the
429 Jijal hornblendites and the 'D-type' amphibolites derived from the same magma. Their
430 depleted isotopic ratios, together with their enclosed position into the garnet granulites of the

431 mafic section (GGZ) suggest that the formation of these rocks predate the intrusion of the
432 EM2-enriched gabbroic plutons.

433 The Grt-rich and Grt-poor pyroxenites show Sr, Nd and Pb isotopic compositions
434 intermediate between the websterites and clinopyroxenites, the gabbros and the hornblendites
435 (Fig. 7 and 8). These features are tentatively interpreted as mixing processes, which are also
436 well supported by the stratigraphic position of these rocks between the PEZ-PYZ ultramafics
437 and the GGZ gabbros (Fig. 1b).
438

439 **6. Conclusion: a four-stages model for the evolution for the** 440 **Kohistan arc**

441 The Kohistan arc is characterized by complex geochemical variations, which cannot be
442 accounted for by differentiation of a single parental melt. In particular, trace elements and Nd-
443 Sr-Pb isotopes rule out any simple cogenetic relationship between lower ultramafics and
444 overlying gabbroic rocks. Our results combined with geochronological data point to a ~30 Ma
445 long, multi-stage history for the Kohistan arc complex (Fig. 9). Four evolutionary stages are
446 distinguished that span the whole history of the oceanic island arc, from spontaneous
447 initiation of subduction associated with extensive boninitic magmatism (stage #1) to arc
448 building by tholeiitic melts (stages #2 and #3) and a final stage of intra-crustal differentiation
449 (stage #4). The latter culminated in the formation of granitic rocks akin to continental crust
450 [37].
451

452 **Stage #1: initiation of subduction ('pre-arc stage') at >117 Ma:**

453 The recognition of an early magmatic episode of boninitic affinity (marked by REE-
454 depletion) in the Jijal ultramafic section lends support to the models relating Ti- and REE-
455 depleted lavas and boninites (in ophiolites and forearcs) to subduction initiation [58, 61-65].
456 For [58], such magmatism associated with sea-floor spreading is the hallmark of spontaneous
457 nucleation of subduction zones. This 'infant stage' of subduction would last 5 or 10 Ma
458 before the onset of true subduction, when the sinking slab reaches the threshold depth for
459 mature arc magma genesis.

460 The Jijal ultramafic section, individualized at 117 ± 7 Ma, bears witness of this early stage.
461 The wehrlites and the pyroxenites are the ultimate products of reactions between mantle
462 peridotites and melts of boninitic affinity [18]. Compared to the crustal sequence, these rocks
463 are further distinguished by selective enrichments in LILE, ^{207}Pb and ^{87}Sr , interpreted as slab-
464 derived signatures conveyed by the ascending, reactive melts. REE- and Ti-depleted lavas are
465 found in the ophiolitic mélangé of the Indus Suture, underneath the Kohistan arc [66], and
466 eastwards, in the Ladakh ophiolites, northern India [67]. In both localities, the ophiolitic rocks
467 have been ascribed to early subduction stages (130-110 Ma in Ladakh) preserved in forearc
468 situation until their obduction onto the Indian plate. In contrast with the main wehrlite-
469 pyroxenite suite, the Cpx-poor lherzolite enclaved atop the Jijal granulitic gabbros is
470 characterized by an Indian-MORB isotopic signature. It is interpreted as a remnant of
471 lithospheric mantle from the inner trench wall, unmodified by reactions with depleted
472 (boninitic-like) melts (Fig. 9).

473 Based on constraints for boninite genesis and spontaneous nucleation of subduction zones
474 (see [58], for a discussion), the Kohistan subduction was probably initiated near a slow-
475 spreading mid-ocean ridge, along a transform or a fracture zone where the older lithosphere
476 sunk beneath the younger one. In the early Cretaceous Neo-Tethys, these conditions were
477 possibly met along the ridge-transform system extending northward from the oceanic realm
478 separating the eastern (India/Madagascar) and western (Africa/Arabia) Gondwana blocks
479 (e.g., [68]). Partial melting of already depleted, upwelling asthenospheric mantle was

480 stimulated by dehydration of the sinking oceanic lithosphere and resulted in the extensive
481 production of REE- and Ti-depleted melts. The presence of low-Ti and boninitic lavas in most
482 ophiolites related to the closure of the Eastern Neo-Tethys, from Oman to Ladakh [67, 69-71]
483 may suggest that the pre-arc stage recognized in Kohistan had a wide extension within the
484 Neo-Tethys, on either side of the transtensional ridge extending northwards from the
485 Gondwana break-up. However, only on the eastern flank of the ridge was the portion of the
486 Tethyan Ocean to be subducted wide enough for the pre-arc setting to evolve towards a
487 mature oceanic island arc. On the western side, the genesis of magmatic arcs was aborted,
488 probably due to collision and ophiolite obduction onto the African/Arabic continents before
489 the onset of true subduction [58].

490

491 **Stage #2: beginning of true subduction ('nascent arc stage') at ~110 Ma:**

492 Undeformed, cross-cutting pyroxenite dykes of boninitic affinity (see Fig. 2b [17]) seal the
493 boninitic episode (stage #1) and indicate conductive cooling of the 'reacted' Jijal mantle by
494 the subducting slab. This evolution is associated with progressive deepening of the molten
495 region and the onset of island arc magmatism, generated from a DMM-EM2 mantle source.
496 This early stage is distinguished from later magmatic episodes by a lesser, and somewhat
497 variable, EM2 contribution balanced by a predominant DMM component. This may indicate
498 either that slab dehydration/melting had not achieved its full extent; or that the slab
499 component was mostly contributed at this stage by dehydration fluids rather than by partial
500 melts. Witnesses of this early arc magmatism include both underplated hornblendites,
501 intruded in the upper part of the mantle section (this study), and volcanics from the Kiru-
502 Kamila sequence (the 'D-type' amphibolites of [25]) erupted at 110.7 ± 4.9 Ma [60].

503

504 **Stage #3: mature arc building at ~110-95 Ma:**

505 Tholeiitic magmatism with a strikingly homogeneous DMM-EM2 isotopic signature and a
506 pronounced EM2 contribution indicating significant involvement of a slab component records
507 the mature stage of arc magmatism in Kohistan. During this stage, growth of the island arc
508 occurred chiefly by intrusion of gabbronoritic plutons, both as underplated bodies below the
509 paleo-Moho (of which the Cpx-poor lherzolite enclaved atop the Jijal section is a remnant)
510 and above, at lower and mid-crustal levels. The gabbronoritic protolith of the Jijal garnet
511 granulites and the Sarangar gabbros (dated at 98.9 ± 0.4 Ma; [23]) were both intruded at this
512 stage, below and above the paleo-Moho, respectively. In addition, the differentiated character
513 of these rocks ($Mg\# = 44-54$) implies the existence of a complementary sequence of
514 ultramafic cumulates, which is however missing at the base of the arc [18].

515

516 **Stage #4: delamination and/or erosion of the lower arc crust at ~ 96-90 Ma:**

517 The lack of the expected cumulate sequence at the base of the arc, and the presence instead of
518 genetically unrelated (and ~ 20 Ma-older) reacted mantle rocks of boninitic affinity, without
519 any tectonic discontinuity between (see [17]), indicates that the subarc mantle was
520 significantly disturbed during or (more likely) after the main episode of crustal building. This
521 may reflect delamination of dense, unstable lower crust – comprising both Mg-rich ultramafic
522 cumulates and Fe-rich residual granulites [37, 48, 49] – or convective thermo-mechanical
523 erosion of the subarc lithosphere [50]. The duration required for efficient delamination by
524 buoyancy instability (see [49] for a discussion) is however hardly consistent with the
525 relatively short time span of 15-20 Ma from the beginning of arc building (~ 110 Ma) to the
526 granulitic metamorphism that seals the accretion of the lower arc crust (~96-91 Ma after [27-
527 29, 35]). In contrast, corner mantle flow enhanced by pervasive hydration of the mantle
528 wedge may account for plate thinning (down to 30 km thick) within less than this time scale
529 [50]. Both mechanisms, however, would account for the high temperature conditions required

530 for granulitic metamorphism [32] and dehydration partial melting of the buried, lower arc
531 section [37]. Shallow-level emplacement of granitic melts produced during this event – and
532 their partial mixing with host rocks - is the predominant mechanism of intra-crustal
533 differentiation in the Kohistan arc.

534
535

536 **Acknowledgments**

537 This work has benefited from financial support by the Centre National de la Recherche
538 Scientifique (INSU Interieur-Terre and DYETI programmes). We thank Beatrice Galland for
539 her assistance in the chemistry laboratory, Simone Pourtales for her help during data
540 acquisition with ICP-MS and Patrick Verdoux for his technical assistance during TIMS
541 analyses.

542

543 **References**

- 544 [1] S.M. McLennan, S.R. Taylor, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution* :
545 An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks, Oxford
546 : Blackwell Scientific, Palo Alto, Calif, 1985.
- 547 [2] R.L. Rudnick, Making Continental-Crust, *Nature* 378(1995) 571-578.
- 548 [3] K.C. Condie, B. Chomiak, Continental accretion: contrasting Mesozoic and Early
549 Proterozoic tectonic regimes in North America, *Tectonophysics* 265(1996) 101-126.
- 550 [4] P.B. Kelemen, K. Hanghøj, A.R. Greene, One view of the geochemistry of
551 subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower
552 crust, in: R.L. Rudnick, (Ed), *Geochemistry of the Crust, Treatise of Geochemistry* 3,
553 Elsevier, 2003.
- 554 [5] W.K. Conrad, S.M. Kay, R.W. Kay, Magma Mixing in the Aleutian Arc - Evidence
555 from Cognate Inclusions and Composite Xenoliths, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
556 18(1983) 279-295.
- 557 [6] R.C. Maury, M.J. Defant, J.-L. Joron, Metasomatism of the sub-arc mantle inferred
558 from trace elements in Philippine xenoliths, *Nature* 360(1992) 661-663.
- 559 [7] B.I.A. McInnes, M. Gregoire, R.A. Binns, P.M. Herzig, M.D. Hannington, Hydrous
560 metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and
561 geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths, *Earth Planet. Sci. Lett.*
562 188(2001) 169-183.
- 563 [8] F. Barker, A. Grantz, Talkeetna Formation in the southeastern Talkeetna Mountains,
564 southern Alaska: An early Jurassic andesitic intraoceanic island arc, *Geol. Soc. Am.*
565 *Abstr. Programs* 14(1982) 147.
- 566 [9] S.M. DeBari, R.G. Coleman, Examination of the Deep Levels of an Island-Arc -
567 Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska, *J.*
568 *Geophys. Res.* 94(1989) 4373-4391.
- 569 [10] J.-P. Bard, Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan
570 sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range, *Earth Planet. Sci. Lett.* 65(1983)
571 133-144.
- 572 [11] P.J. Treloar, M.G. Petterson, M.Q. Jan, M.A. Sullivan, A re-evaluation of the
573 stratigraphy and evolution of the Kohistan arc sequence, Pakistan Himalaya:
574 Implications for magmatic and tectonic arc-building processes, *J. Geol. Soc. Lond.*
575 153(1996) 681-693.
- 576 [12] S.M. DeBari, N.H. Sleep, High-Mg, Low-Al Bulk Composition of the Talkeetna
577 Island-Arc, Alaska - Implications for Primary Magmas and the Nature of Arc Crust,
578 *Geol. Soc. Am. Bull.* 103(1991) 37-47.

- 579 [13] M.A. Khan, M.Q. Jan, B.L. Weaver, Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N.
580 Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-arc rift stages, in:
581 P.J. Treloar, M.P. Searle, (Eds), Himalayan Tectonics 74, Geol. Soc. London Spec.
582 Publ., 1993, pp. 123-138.
- 583 [14] P. Schiano, J.M. Eiler, I.D. Hutcheon, E.M. Stolper, Primitive CaO-rich, silica-
584 undersaturated melts in island arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-
585 rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas, *Geochem. Geophys. Geosyst.*
586 1(2000).
- 587 [15] A.R. Greene, P.B. Kelemen, S.M. DeBari, J. Blusztajn, P.D. Clift, A detailed
588 geochemical study of island arc crust: The Talkeetna arc section, south-central
589 Alaska, *J. Petrol.* 47(2006) 1-43.
- 590 [16] O. Müntener, P.B. Kelemen, T.L. Grove, The role of H₂O during crystallization of
591 primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous
592 pyroxenites: an experimental study, *Contrib. Mineral. Petrol.* 141(2001) 643-658.
- 593 [17] J.-P. Burg, J.-L. Bodinier, S. Chaudhry, S. Hussain, H. Dawood, Infra-arc mantle-crust
594 transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistani Himalaya):
595 petro-structural evidence, *Terra Nova* 10(1998) 74-80.
- 596 [18] C.J. Garrido, J.-L. Bodinier, B. Dhuime, D. Bosch, I. ChaneFo, O. Bruguier, S.
597 Hussain, H. Dawood, J.-P. Burg, Origin of the Island Arc Mantle-Crust Transition via
598 Melt-rock Reaction: Evidence from the Jijal Complex (Kohistan complex, N.
599 Pakistan) *Geology*, submitted.
- 600 [19] S. Turner, J. Foden, U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace
601 element variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment
602 component, *Contrib. Mineral. Petrol.* 142(2001) 43-57.
- 603 [20] M.G. Petterson, B.F. Windley, Rb-Sr Dating of the Kohistan Arc-Batholith in the
604 Trans-Himalaya of North-Pakistan, and Tectonic Implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*
605 74(1985) 45-57.
- 606 [21] M.G. Petterson, B.F. Windley, Changing Source Regions of Magmas and Crustal
607 Growth in the Trans-Himalayas - Evidence from the Chalt Volcanics and Kohistan
608 Batholith, Kohistan, Northern Pakistan, *Earth Planet. Sci. Lett.* 102(1991) 326-341.
- 609 [22] M.A. Khan, R.J. Stern, R.F. Gribble, B.F. Windley, Geochemical and isotopic
610 constraints on subduction polarity, magma sources, and palaeogeography of the
611 Kohistan intra- oceanic arc, northern Pakistan Himalaya, *J. Geol. Soc. Lond.*
612 154(1997) 935-946.
- 613 [23] U. Schaltegger, G. Zeilinger, M. Frank, J.-P. Burg, Multiple mantle sources during
614 island arc magmatism: U-Pb and Hf isotopic evidence from the Kohistan arc complex,
615 Pakistan, *Terra Nova* 14(2002) 461-468.
- 616 [24] S.M. Bignold, P.J. Treloar, Northward subduction of the Indian Plate beneath the
617 Kohistan island arc, Pakistan Himalaya: new evidence from isotopic data, *J. Geol.*
618 *Soc. Lond.* 160(2003) 377-384.
- 619 [25] S.M. Bignold, P.J. Treloar, N. Petford, Changing sources of magma generation
620 beneath intra-oceanic island arcs: An insight from the juvenile Kohistan island arc,
621 Pakistan Himalaya, *Chem. Geol.* 233(2006) 46-74.
- 622 [26] O. Jagoutz, O. Müntener, J.-P. Burg, P. Ulmer, E. Jagoutz, Lower continental crust
623 formation through focused flow in km-scale melt conduits: The zoned ultramafic
624 bodies of the Chilas Complex in the Kohistan island arc (NW Pakistan), *Earth Planet.*
625 *Sci. Lett.* 242(2006) 320-342.
- 626 [27] H. Yamamoto, E. Nakamura, Sm-Nd dating of garnet granulites from the Kohistan
627 Complex, northern Pakistan, *J. Geol. Soc. Lond.* 153(1996) 965-969.

- 628 [28] R. Anczkiewicz, D. Vance, Isotopic constraints on the evolution of metamorphic
629 conditions in the Jijal-Patan Complex and Kamila Belt of the Kohistan Arc, Pakistan
630 Himalaya, Tectonics of the Nanga Parbat syntaxis and the western Himalaya,
631 Geological Society Special Publications 170(2000) 321-331.
- 632 [29] H. Yamamoto, E. Nakamura, Timing of magmatic and metamorphic events in the Jijal
633 Complex of the Kohistan Arc deduced from Sm-Nd dating of mafic granulites, in:
634 M.A. Khan, J. Treloar Peter, P. Searle Michael, M.Q. Jan, (Eds), Tectonics of the
635 Nanga Parbat syntaxis and the western Himalaya., Geological Society of London,
636 London, 2000.
- 637 [30] P.J. Treloar, R.D. Broughton, M.P. Williams, M.P. Coward, B.F. Windley,
638 Deformation, Metamorphism and Imbrication of the Indian Plate, South of the Main
639 Mantle Thrust, North Pakistan, *J. Meta. Geol.* 7(1989) 111-125.
- 640 [31] M.Q. Jan, Petrography of the Jijal Complex, Kohistan, in: R.A.K. Tahirkheli, M.Q.
641 Jan, (Eds), Geology of Kohistan, Karakoram Himalaya, northern Pakistan., Geological
642 Bulletin 11, University of Peshawar, Peshawar, 1979, pp. 31-49.
- 643 [32] H. Yamamoto, Contrasting metamorphic P-T-time paths of the Kohistan granulites
644 and tectonics of the western Himalayas, *J. Geol. Soc. Lond.* 150(1993) 843-856.
- 645 [33] T. Yoshino, H. Yamamoto, T. Okudaira, M. Toriumi, Crustal thickening of the lower
646 crust of the Kohistan Arc (N. Pakistan) deduced from Al zoning in clinopyroxene and
647 plagioclase, *J. Meta. Geol.* 16(1998) 729-748.
- 648 [34] L. Ringuette, J. Martignole, B.F. Windley, Magmatic crystallization, isobaric cooling,
649 and decompression of the garnet-bearing assemblages of the Jijal Sequence (Kohistan
650 Terrane, western Himalayas), *Geology* 27(1999) 139-142.
- 651 [35] R. Anczkiewicz, M. Thirlwall, J. Platt, Influence of inclusions and leaching techniques
652 on Sm-Nd and Lu-Hf garnet chronology (abstract), *Geochim. Cosmochim. Acta*
653 66(2002) A19.
- 654 [36] H. Yamamoto, T. Yoshino, Superposition of replacements in the mafic granulites of
655 the Jijal complex of the Kohistan arc, northern Pakistan: dehydration and rehydration
656 within deep arc crust, *Lithos* 43(1998) 219-234.
- 657 [37] C.J. Garrido, J.-L. Bodinier, J.-P. Burg, G. Zeilinger, S. Hussain, H. Dawood, M.N.
658 Chaudhry, F. Gervilla, Petrogenesis of mafic garnet granulite in the lower crust of the
659 Kohistan paleo-arc complex (northern Pakistan): Implications for intra-crustal
660 differentiation of island arcs and generation of continental crust, *J. Petrol.*(2006) 1-43.
- 661 [38] G. Manhès, C.J. Allègre, B. Dupré, B. Hamelin, Lead isotope study of basic-ultrabasic
662 layered complexes: speculations about the age of the Earth and primitive mantle
663 characteristics, *Earth Planet. Sci. Lett.* 47(1980) 370-382.
- 664 [39] C. Pin, D. Briot, C. Bassin, F. Poitrasson, Concomitant extraction of Sr and Sm-Nd for
665 isotopic analysis in silicate samples based on specific extraction chromatography,
666 *Analytica Chimica Acta* 298(1994) 209-217.
- 667 [40] W.M. White, F. Albarede, P. Telouk, High-precision analysis of Pb isotope ratios by
668 multi-collector ICP-MS, *Chem. Geol.* 167(2000) 257-270.
- 669 [41] K.R. Ludwig, User's Manual for Isoplot Version 3.00. A Geochronological Toolkit for
670 Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Spec. Pub. No. 4, Berkeley, CA,
671 USA(2003).
- 672 [42] R.M. Ellam, C. Hawkesworth Elemental and isotopic variations in subduction related
673 basalts: Evidence for a three component model, *Contribution to Mineralogy and
674 Petrology* 98(1988) 72-80.
- 675 [43] J.M. Brenan, H.F. Shaw, F.J. Ryerson, D.L. Phinney, Mineral aqueous fluid
676 partitioning of trace elements at 900 C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element

- 677 chemistry of mantle and deep crustal fluids, *Geochim. Cosmochim. Acta* 59(1995)
678 3331-3350.
- 679 [44] C. Class, D.L. Miller, S.L. Goldstein, C.H. Langmuir, Distinguishing melt and fluid
680 components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc, *Geochem. Geophys. Geosyst.*
681 1(2000).
- 682 [45] J.A. Pearce, D.W. Peate, Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc
683 Magmas, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23(1995) 251-285.
- 684 [46] A.J. Stoltz, K.P. Jochum, A.W. Hofmann, HFSE constraints on the nature of island arc
685 and oceanic magmas sources, EUG abstracts, *Terra Nova* 7(1995) 299.
- 686 [47] H. Kuno, Origin of andesite and its bearing on the island arc structure, *Bull. Volc*
687 32(1968) 141-176.
- 688 [48] Y. Tatsumi, Continental crust formation by delamination in subduction zones and
689 complementary accumulation of the enriched mantle I component in the mantle,
690 *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1(2000).
- 691 [49] M. Jull, P.B. Kelemen, On the conditions for lower crustal convective instability, *J.*
692 *Geophys. Res.* 106(2001) 6423-6446.
- 693 [50] D. Arcay, M.-P. Doin, E. Tric, R. Bousquet, C.d. Capitani, Overriding plate thinning
694 in subduction zones: Localized convection induced by slab dehydration, *Geochem.*
695 *Geophys. Geosyst.* 7(2006).
- 696 [51] S.D. Khan, R.J. Stern, M.I. Manton, P. Copeland, J.I. Kimura, M.A. Khan, Age,
697 geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints for mantle source characteristics and
698 petrogenesis of Teru Volcanics, Northern Kohistan Terrane, Pakistan, *Tectonophysics*
699 393(2004) 263-280.
- 700 [52] J.J. Mahoney, R. Frei, M.L.G. Tejada, X.X. Mo, P.T. Leat, T.F. Nägler, Tracing the
701 Indian Ocean mantle domain through time: Isotopic results from old west Indian, east
702 Tethyan, and south Pacific seafloor, *J. Petrol.* 37(1998) 1285-1306.
- 703 [53] Y. Rolland, C. Picard, A. Pecher, H. Lapierre, D. Bosch, F. Keller, The cretaceous
704 Ladakh arc of NW Himalaya - slab melting and melt-mantle interaction during fast
705 northward drift of Indian Plate, *Chem. Geol.* 182(2002) 139-178.
- 706 [54] C.J. Garrido, J.L. Bodinier, Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence
707 for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by
708 upwelling asthenosphere, *J. Petrol.* 40(1999) 729-754.
- 709 [55] Z. Wang, S. Sun, Q. Hou, J. Li, Effect of melt-rock interaction on geochemistry in the
710 Kudi ophiolite (western Kunlun Mountains, northwestern China): implication for
711 ophiolite origin, *Earth Planet. Sci. Lett.* 191(2001) 33-48.
- 712 [56] T.J. Berly, J. Hermann, R.J. Arculus, H. Lapierre, Supra-subduction zone pyroxenites
713 from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands), *J. Petrol.* 47(2006) 1531-1555.
- 714 [57] J. Gamble, J. Woodhead, I. Wright, I. Smith, Basalt and sediment geochemistry and
715 magma petrogenesis in a transect from oceanic island arc to rifted continental margin
716 arc: the Kermadec-Hikurangi margin, SW Pacific, *J. Petrol.* 37(1996) 1523-1546.
- 717 [58] R.J. Stern, Subduction initiation: spontaneous and induced, *Earth Planet. Sci. Lett.*
718 226(2004) 275-292.
- 719 [59] B. Dhuime, D. Bosch, J.-L. Bodinier, O. Bruguier, C.J. Garrido, S. Hussain, H.
720 Dawood, Isotopic anatomy of an intraoceanic arc crust: Example from the Jijal-Patan-
721 Dasu area (Kohistan arc, Indus Valley, N Pakistan), *Geophysical Research Abstracts*,
722 8, 2006, p. 05698.
- 723 [60] H. Yamamoto, E. Nakamura, Y. Kaneko, A.B. Kausar, U-Pb zircon dating of regional
724 deformation in the lower crust of the Kohistan Arc, *Int. Geol. Rev.* 47(2005) 1035-
725 1047.

- 726 [61] R.J. Stern, S.H. Bloomer, Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-
727 Bonin-Mariana and Jurassic California arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.* 104(1992) 1621-
728 1636.
- 729 [62] J.W. Shervais, Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone
730 ophiolites, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2(2001).
- 731 [63] T. Ishikawa, K. Nagaishi, S. Umino, Boninitic volcanism in the Oman ophiolite:
732 implications for thermal conditions during transition from spreading ridge to arc,
733 *Geology* 30(2002) 899-902.
- 734 [64] J.A. Pearce, Supra-Subduction Zone ophiolites: the search for modern analogues,
735 *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 373(2003) 269-293.
- 736 [65] O. Ishizuka, J.I. Kimura, B. Li, R.J. Stern, M.K. Reagan, R.N. Taylor, Y. Ohara, S.H.
737 Bloomer, T. Ishii, U.S.H. III, S. Haraguchi, Early stages in the evolution of Izu–Bonin
738 arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*
739 250(2006) 385-401
- 740 [66] S. Hussain, Geology of the Indus Suture Zone and high Himalayan crystalline block
741 west of Besham syntaxis and study of some associated minerals, University of the
742 Punjab, 2005.
- 743 [67] G. Mahéo, H. Bertrand, S. Guillot, I.M. Villa, F. Keller, P. Capiez, The South Ladakh
744 ophiolites (NW Himalaya, India): an intra-oceanic tholeiitic arc origin with
745 implication for the closure of the Neo-Tethys, *Chem. Geol.* 203(2004) 273-303.
- 746 [68] G.M. Stampfli, G.D. Borel, A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic,
747 *Earth Planet. Sci. Lett.* 196(2002) 17-33.
- 748 [69] T. Alabaster, J.A. Pearce, J. Malpas, The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the
749 Oman ophiolite complex *Contrib. Mineral. Petrol.* 81(1982) 168-183.
- 750 [70] J.A. Pearce, S.J. Lippard, S. Roberts, Characteristics and tectonic significance of supra
751 subduction zone ophiolites, in: B.P. Kokelaar, M.R. Howells, (Eds), *Marginal Basin*
752 *Geology*, Geological Society of London, Special Publications, 16, 1984, pp. 77-94.
- 753 [71] A. Tamura, S. Arai, Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-
754 subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle, *Lithos* 90(2006) 43-56.
- 755 [72] P.J. Treloar, K.H. Brodie, M.P. Coward, M.Q. Jan, M.A. Khan, R.J. Knipe, D.C. Rex,
756 M.P. Williams, The evolution of the Kamila shear zone, Kohistan, Pakistan, in: M.H.
757 Salisbury, D.M. Fountain, (Eds), *Exposed cross-sections of the continental crust*,
758 Kluwer Academic Press, Amsterdam, 1990.
- 759 [73] M.A. Khan, P.J. Treloar, T. Khan, M.S. Qazi, M.Q. Jan, Geology of the Chalt-Babusar
760 transect, Kohistan terrane, N. Pakistan: implications for the constitution and
761 thickening of island-arc crust, *J. Asian Earth Sci.* 16(1998) 253-268.
- 762 [74] C.J. Pudsey, The Northern Suture, Pakistan - Margin of a Cretaceous island-arc, *Geol.*
763 *Mag.* 123(1986) 405-423.
- 764 [75] G. Zeilinger, Structural and Geochronological Study of the Lowest Kohistan
765 Complex, Indus Kohistan Region in Pakistan, NW Himalaya, Ph. D. thesis, ETH,
766 2002.
- 767 [76] S.-S. Sun, W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts:
768 implications for mantle composition and processes, in: A.D. Saunders, M.J. Norry,
769 (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins* 42, Geological Society Special Publication,
770 1989, pp. 313-345.
- 771 [77] J.J. Mahoney, D.W. Graham, D.M. Christie, K.T.M. Johnson, L.S. Hall, D.L.
772 Vonderharr, Between a hotspot and a coldspot: Isotopic variation in the southeast
773 Indian ridge asthenosphere 86°E-118°E, *J. Petrol.* 43(2002) 1155-1176.

- 774 [78] D. Ben Othman, W.M. White, J. Patchett, The geochemistry of marine sediments,
 775 island arc magmas genesis, and crust-mantle recycling, *Earth Planet. Sci. Lett.*
 776 94(1989) 1-21.
- 777 [79] A. Zindler, S.R. Hart, Chemical geodynamics, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14(1986)
 778 493-571.
- 779 [80] A.W. Hofmann, Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and
 780 trace elements, in: H.D. Holland, K.K. Turekian, (Eds), *Treatise on Geochemistry,*
 781 *The Mantle and Core 2*, Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003, pp. 61-101.
 782
 783

784 **Figure Caption**

785 Fig. 1:

786 a) Simplified geological map of the Kohistan Island Arc Complex (KAC, N. Pakistan),
 787 modified after [17]. Northward, the KAC is subdivided into six main units: (1) the Jijal
 788 ultramafic-mafic complex (this study); (2) the Kamila amphibolite belt, or ‘metaplutonic
 789 complex’, forming a thick pile of interlayered plutonic and volcano-sedimentary formations
 790 metamorphosed under amphibolite-facies conditions [10, 72]; (3) the ca. 85 Ma intrusive
 791 Chilas ultramafic-mafic complex, emplaced in an intra-arc rifting setting [10, 11, 17, 23]; (4)
 792 the Jurassic to Cretaceous metavolcanic and meta-sedimentary units of the Jaglot and Chalt
 793 groups [21, 73]; (5) the Kohistan Batholith, intrusive during late Cretaceous to Miocene into
 794 the Jaglot and Chalt groups [20]; and (6) the Albian-Aptian volcano-sedimentary Yasin Group
 795 [74]. MMT: Main Mantle Thrust; MKT: Main Karakoram Thrust. The cross-section A-B,
 796 between Jijal and Patan cities, is shown in Figure 1b.

797 b) A-B cross-section along the Indus Valley from the Jijal complex (at the Indus Suture
 798 contact) to the Sarangar gabbro (lower Metaplutonic complex), modified after [10, 75].
 799 Sample names and locations are reported along the A-B cross-section. GHZ: garnet -
 800 hornblendites and -pyroxenites zone.

801
 802 Fig. 2:

803 Primitive mantle-normalized extended trace element patterns of the Jijal ultramafic complex.
 804 Data set of the mafic section is from the previous study of [37]. Normalization values after
 805 [76].

806
 807 Fig. 3:

808 Nd-Sr ($t_0 = 100$ Ma) isotopic diagram of the Jijal ultramafic-mafic complex. All WR and minerals
 809 have been leached before acid digestion, except some WR analyses for the PEZ-PYZ
 810 ultramafic section (see legend). Three main isotopic fields are distinguished: pyroxenites
 811 (PEZ-PYZ websterites and clinopyroxenites), hornblendites (hornblendites-garnetites) and
 812 gabbroic rocks (Hbl gabbroites and garnet granulites). Abbreviations: PEZ: peridotite
 813 zone; PYZ: pyroxenite zone; GHZ: garnet -hornblendite and -pyroxenite zone; GGZ: garnet
 814 gabbros zone (see Fig. 1b for location). WR_(unl): unleached whole rock, WR: whole rock, Cpx:
 815 clinopyroxene, Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Grt: garnet.

816
 817 Fig. 4:

818 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diagram for the Jijal ultramafic-mafic complex. Symbols are
 819 similar to Fig. 3. Inset shows an enlargement of the plot of the Cpx from the ultramafic
 820 section ($n = 6$) and the lherzolite lens KH97-112. Numbers in brackets correspond to the
 821 results when the lherzolite lens is included in the isochron regression calculation.
 822

823 Fig. 5:
824 Lead isotopic diagrams of the Jijal ultramafic-mafic complex (initial compositions
825 recalculated at $t_0 = 100$ Ma). Symbols, domains and abbreviations used are the same as in Fig.
826 3.
827 a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot. The wide pyroxenites domain encompasses domains of the
828 gabbroic rocks and the hornblendites-garnetites. The two former do not overlap (see inset).
829 b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram. Inset shows a detail of the narrow gabbroic rocks
830 domain. (A), (B) and (C) thin lines indicates, respectively, the three linear relationships
831 between (A) the unleached WR, (B) the leached WR and (C) the Cpx from the pyroxenites of
832 the ultramafic section.

833
834 Fig. 6:
835 Major element variations vs. Mg# for the Jijal ultramafic-mafic complex. Field of the Jijal
836 mafic section after [37]. The field of the Talkeetna arc gabbroites (after [15]) and the
837 experimental data of [16] for the crystallization of primitive arc basalt at deep crustal level
838 and under hydrous conditions ($P = 1.2$ GPa and $\sim 3\%$ H_2O), have been reported for
839 comparison. KAC: Kohistan Arc Complex.

840 The strong ‘Mg#-gap’ observed between the gabbros and the dunites-wehrlites-pyroxenites
841 suggests the lack of ‘primitive gabbros’ with intermediate Mg# values (e.g. 55-70) in the Jijal
842 mafic-ultramafic section. Interestingly this gap is not observed in the Talkeetna arc where
843 gabbroites with primitive compositions are common. The only rocks in the Jijal complex
844 with intermediate Mg# values (i.e. Mg# = 47-78) are limited to a ~ 500 m-thick unit of
845 hornblendites atop the ultramafic section (GHZ) or as lenses into the mafic section. However
846 these rocks do not define a positive correlation with the gabbros and the dunites-wehrlites-
847 pyroxenites in the FeO_T vs. Mg# diagram, as it is expected in the crystallization model of
848 [16].

849
850 Fig. 7:
851 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot of the Jijal ultramafic-mafic complex ($t_0 = 100$ Ma). Indian
852 MORB field after [52, 77]; Indian Ocean sediments field after [78]; Kiru-Kamila
853 amphibolites field after [59]. The compositions of the DMM (Depleted MORB Mantle),
854 HIMU (High $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), EM1 (Enriched Mantle 1) and EM2 (Enriched Mantle 2) end-
855 members are after [79, 80]. NHRL: Northern Hemisphere Reference Line. Lhz lens: Cpx-poor
856 lherzolite KH97-112.

857
858 Fig. 8:
859 ϵ_{Nd} vs. ϵ_{Sr} ($t_0 = 100$ Ma) isotopic diagram of the Jijal ultramafic-mafic complex. Fields and
860 end-members as Fig. 7.

861
862 Fig. 9:
863 Four-stages schematic evolution of the Kohistan arc during the 117-90 Ma period. Vertical
864 arrow labeled “DMM-EM2” indicates a 2-component source contributing to the arc
865 magmatism (+ indicates increasing participation of the EM2/sediment component). See text
866 for details.

867
868 Table 1:
869 Representative major and trace elements concentrations for rocks from the Jijal ultramafic-
870 mafic complex (full dataset available as “supplementary data” electronic file). LOI: loss on
871 ignition. UM-PEZ: ultramafic section, peridotite zone; UM-PYZ: ultramafic section,
872 pyroxenite zone; UM-GHZ: ultramafic section, garnet- hornblendite and pyroxenite zone;

873 MAF-GGZ: mafic section, garnet granulite zone. Grt-pr-Px: garnet-poor pyroxenite; Grt-rch-
874 Px: garnet-rich pyroxenite; Hbdite: hornblendite; Grite: garnetite; Grt-Gra: Garnet granulite (1
875 and 2 in brackets are representative of REE-depleted and -enriched end members,
876 respectively); Hbl-Gab: Hornblende gabbro-norite (1 and 2 in brackets are representative of
877 REE-depleted and -enriched end members, respectively); Lhz: Cpx-poor lherzolite lens. N:
878 chondrites-normalized after [76]. Mg# = 100 x MgO/(MgO+FeO_{Total}), on a molar basis.
879

880 Table 2:

881 Sr, Nd and Pb isotope compositions for rocks of the Jijal ultramafic-mafic complex (full
882 dataset available as “supplementary data” electronic file). Abbreviations are given in Table 1.
883 WR*: unleached whole rock; WR: acid leached whole rock; Cpx: clinopyroxene; Pl:
884 plagioclase; Hbl: hornblende. - : not analyzed. The $\epsilon_{\text{Sr}(i)}$ and $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ values were calculated using
885 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}(100\text{ Ma})} = 0.704384$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(100\text{ Ma})} = 0.512511$, respectively. Error
886 margins for the Sr, Nd and Pb isotopic ratios are given at the 2 σ level and refer to the last
887 significant digits. The initial ratios have been calculated at $t_0=100$ Ma according to [23].
888
889

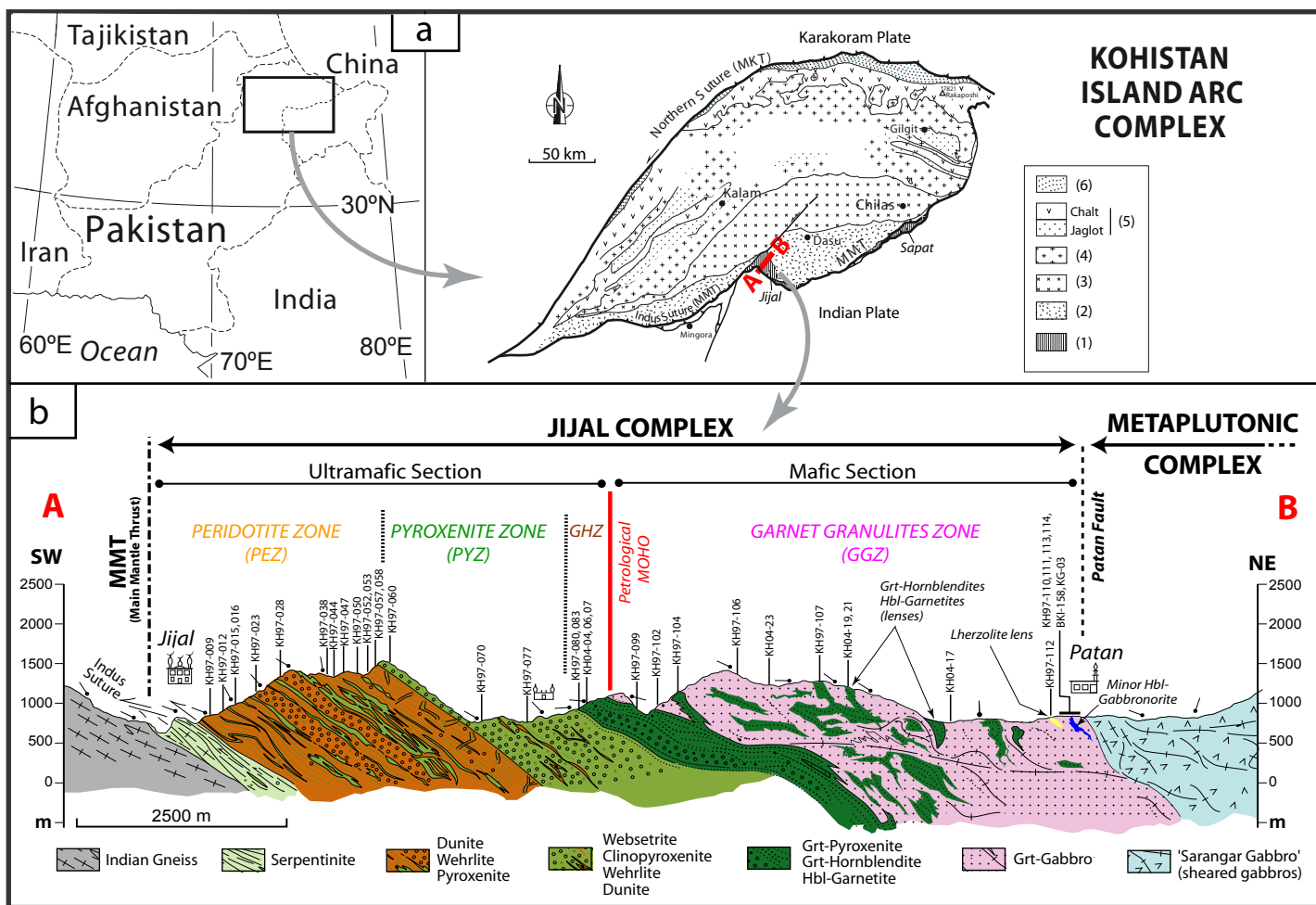


Figure 1 (Dhuime et al.)

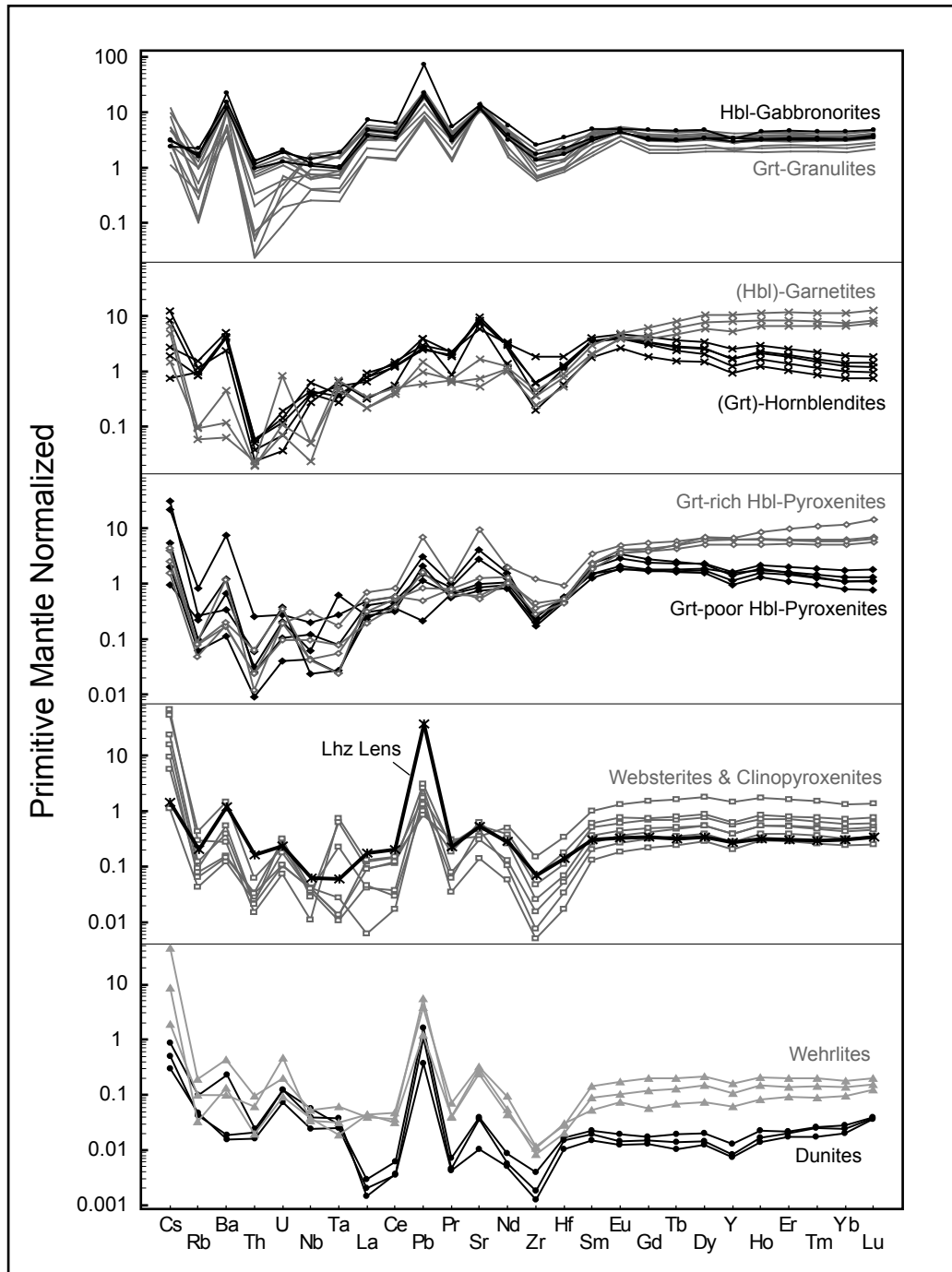


Figure 2 (Dhuime et al.)

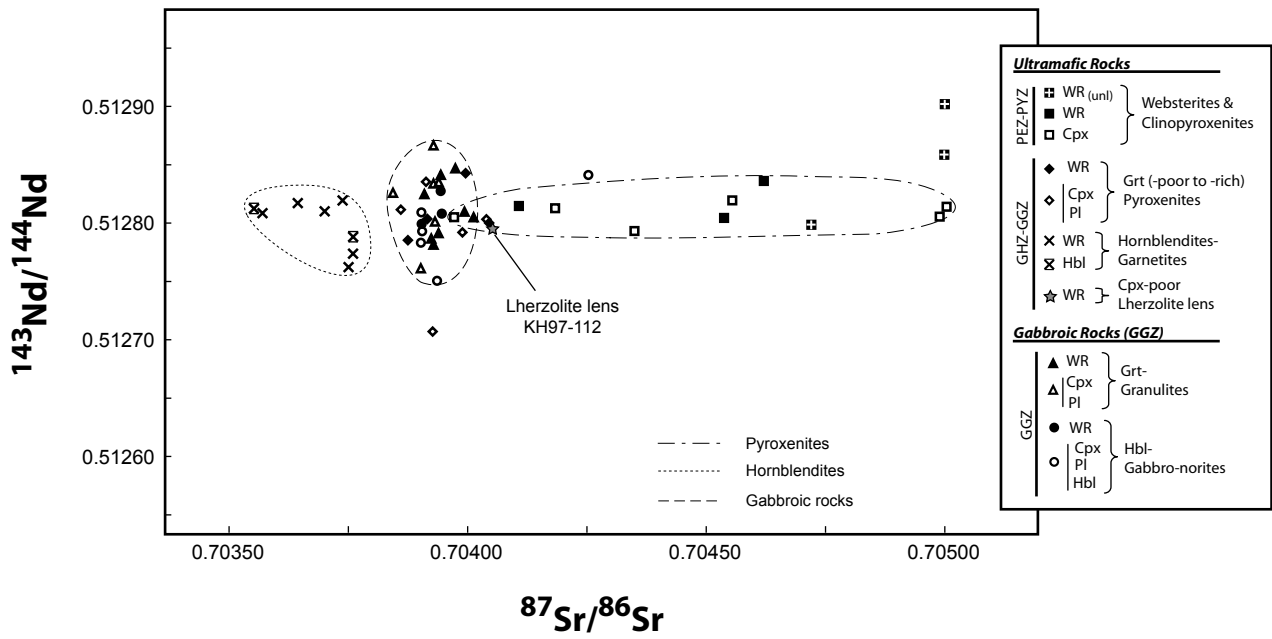


Figure 3 (Dhuime et al.)

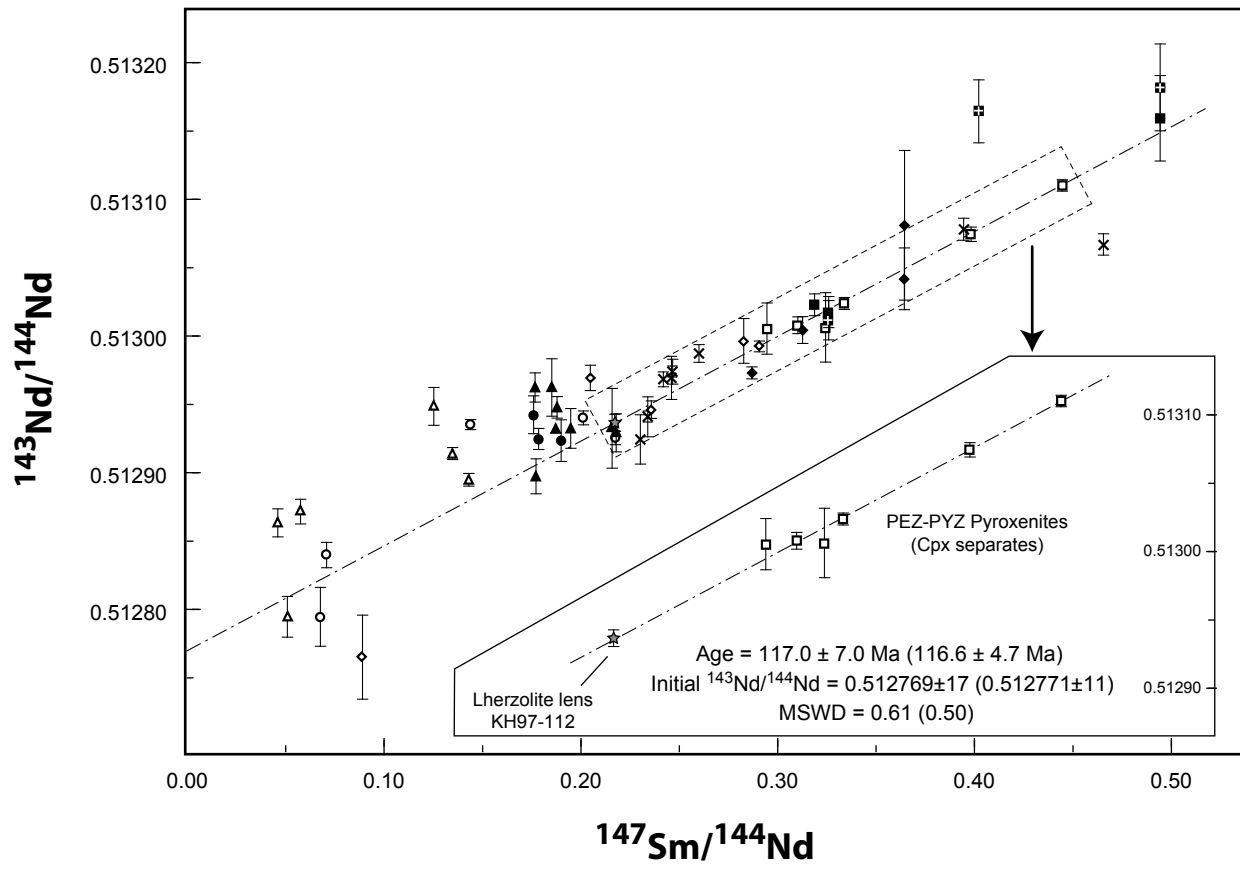


Figure 4 (Dhuime et al.)

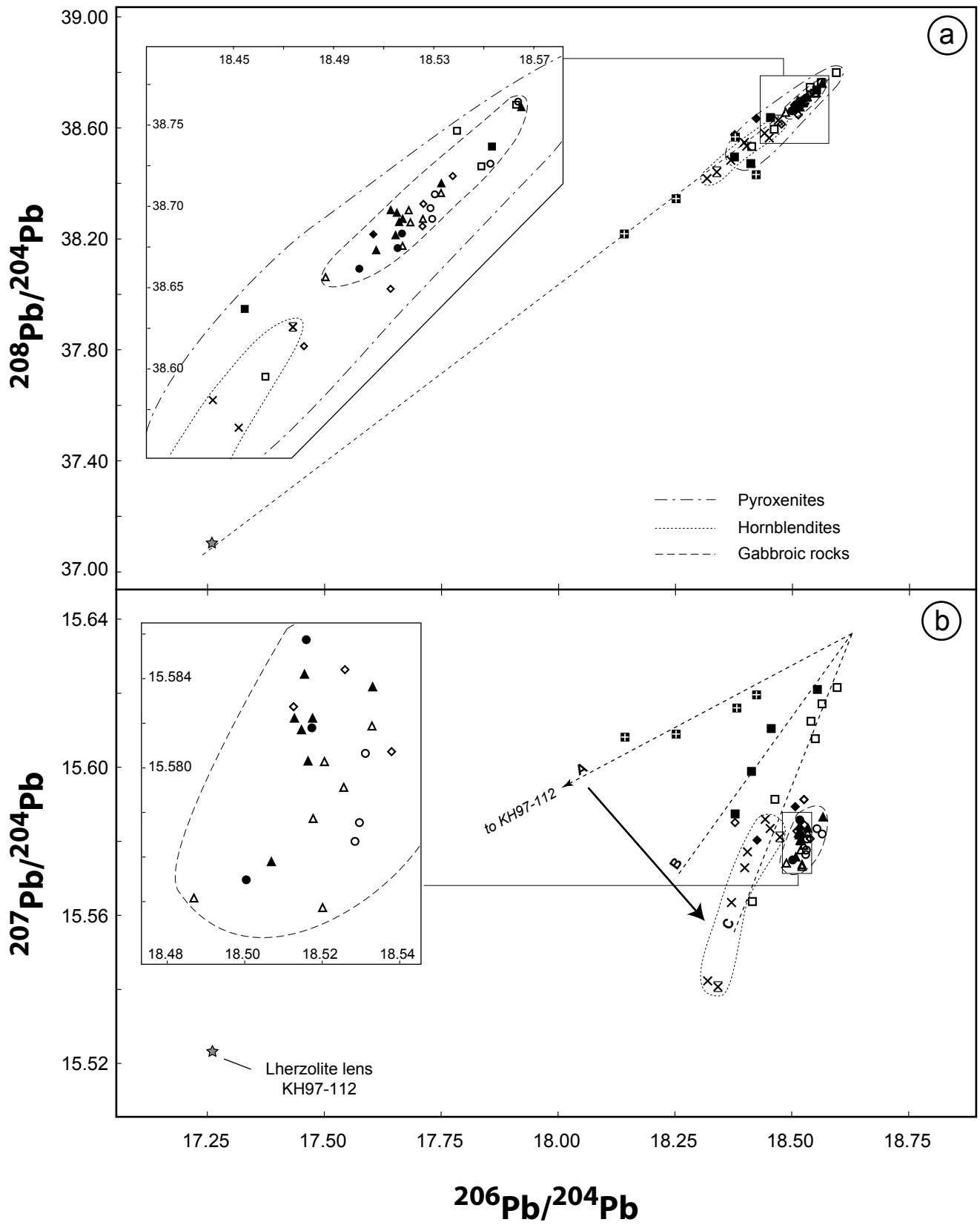


Figure 5 (Dhuime et al.)

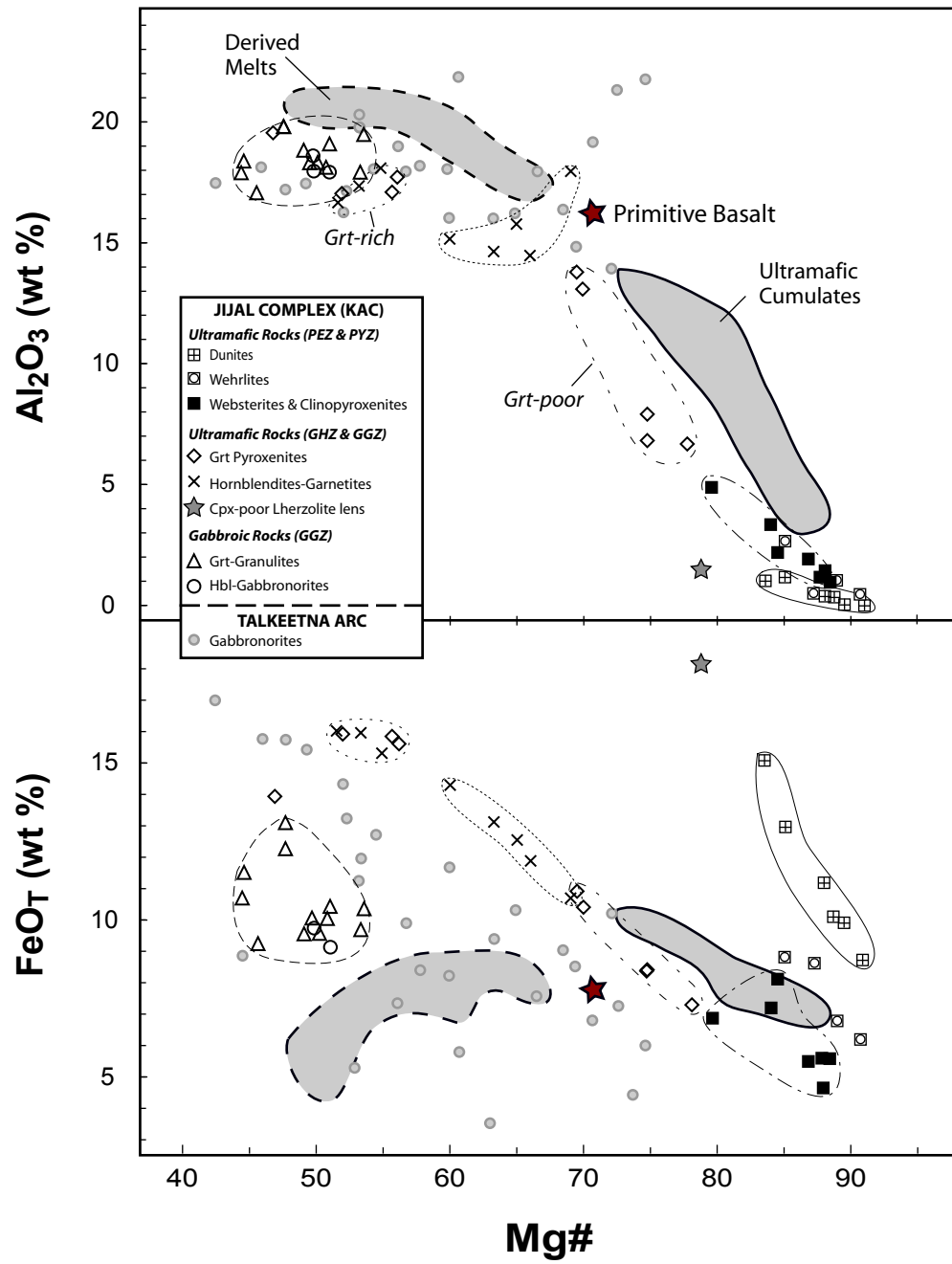


Figure 6 (Dhuime et al.)

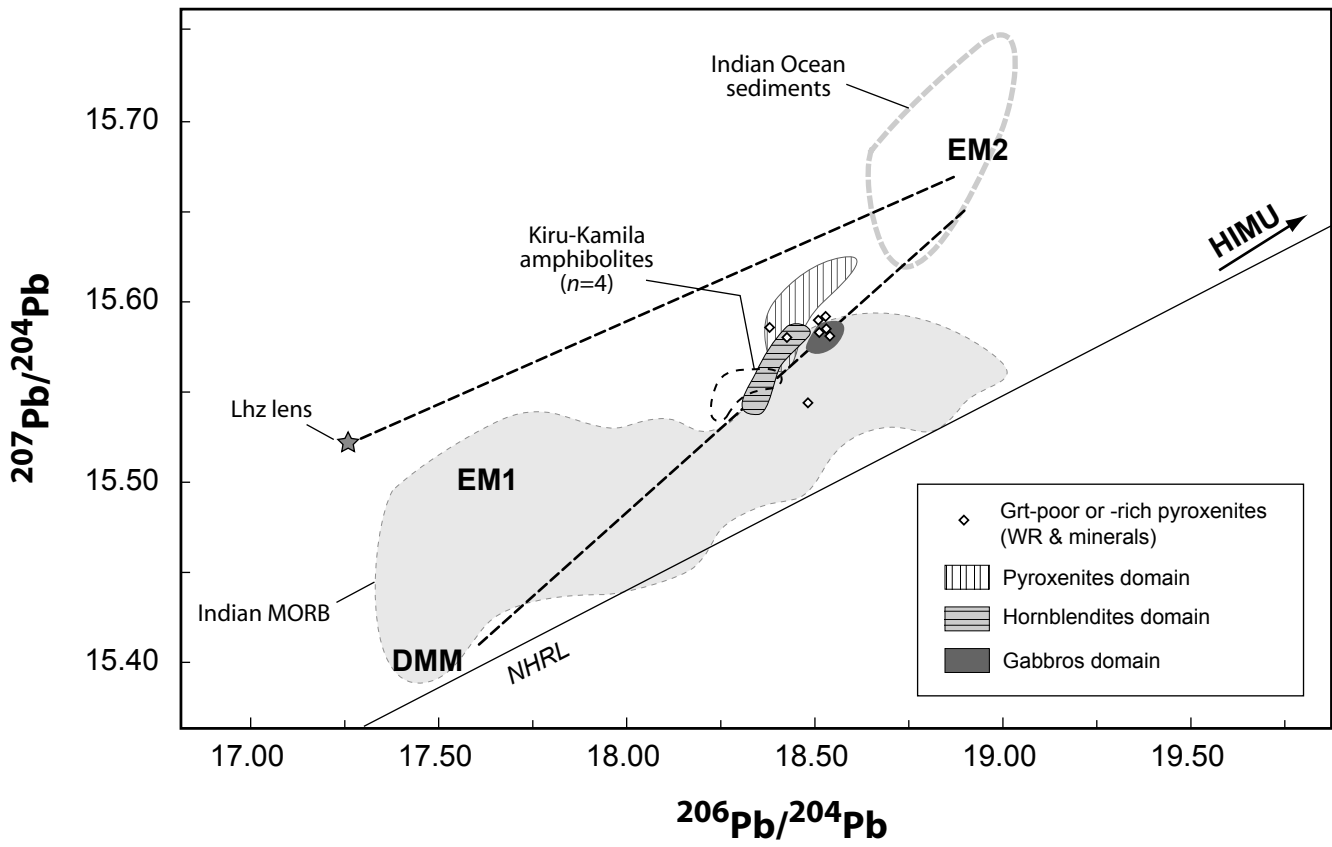


Figure 7 (Dhuime et al.)

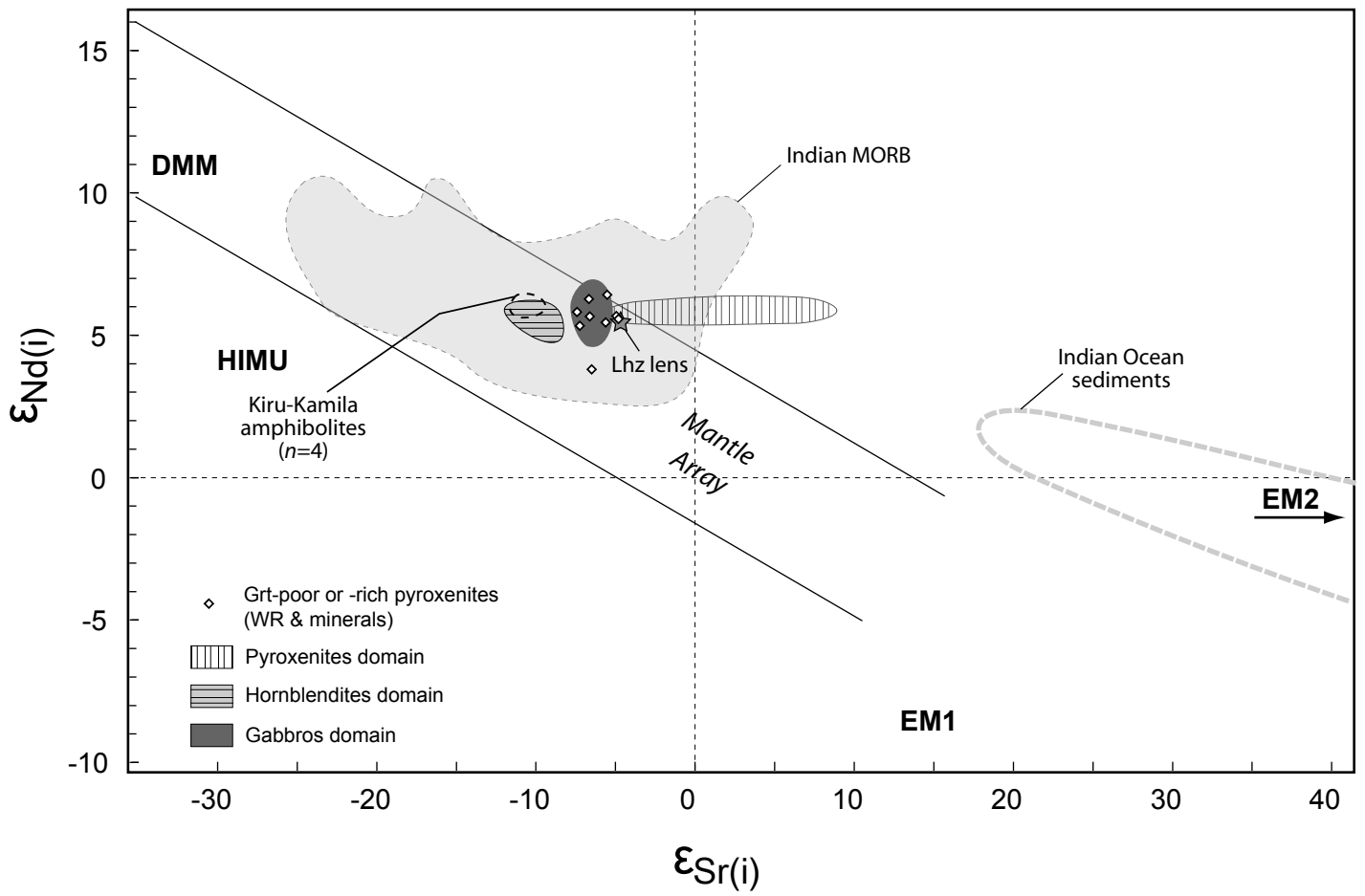


Figure 8 (Dhuime et al.)

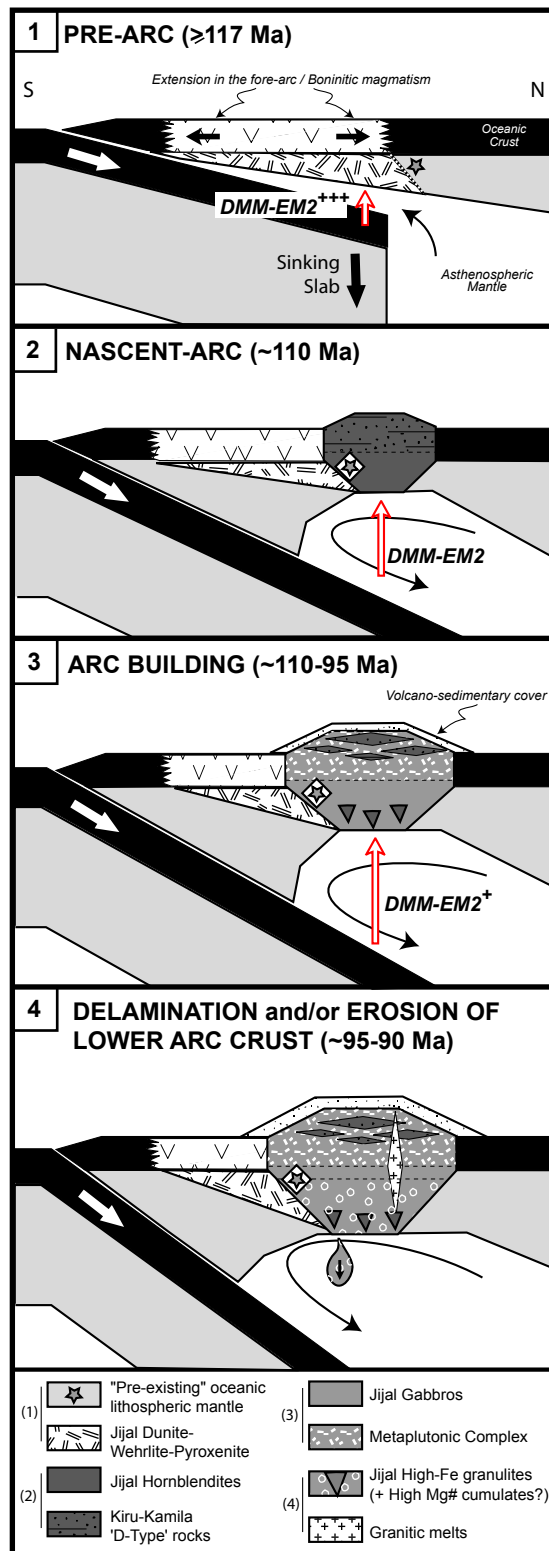


Figure 9 (Dhuime et al.)

Table1

[Click here to download Table: Table1-Dhuime et al.xls](#)

Name	Dunite	Wehrlite	Webst	Cpxite	Grt-pr-Px	Grt-rch-Px	Hbdite	Grite	Grt-Gra(1)	Grt-Gra(2)	Hbl-Gab(1)	Hbl-Gab(2)	Lhz lens
	KH97-052 UM-PEZ	KH97-053 UM-PEZ	KH97-047 UM-PEZ	KH97-060 UM-PYZ	KH97-080 UM-GHZ	KH97-099 MAF-GGZ	KH04-21 UM-GGZ	KH04-19 UM-GGZ	KH97-111 MAF-GGZ	KH04-23 MAF-GGZ	B-KI-158-A MAF-GGZ	KG-03-B MAF-GGZ	KH97-112 MAF-GGZ
Unit wt %													
SiO ₂	40.20	46.64	51.86	53.33	49.05	41.14	40.87	41.70	48.95	56.10	50.58	52.06	38.36
TiO ₂	0.01	0.06	0.14	0.05	0.43	0.61	1.80	0.66	0.72	0.81	0.68	0.81	0.10
Al ₂ O ₃	0.12	0.49	3.32	1.02	8.09	16.56	15.32	16.47	18.73	16.88	18.26	17.51	1.46
FeOT	8.61	6.10	7.11	5.57	8.54	15.45	12.15	15.78	10.20	9.12	9.54	8.91	17.29
MnO	0.10	0.06	0.13	0.13	0.14	0.35	0.10	0.43	0.20	0.18	0.20	0.17	0.27
MgO	49.21	33.90	21.12	23.97	14.30	9.40	12.72	9.50	5.99	4.30	5.32	5.22	36.25
CaO	0.26	10.85	14.65	15.94	20.59	12.88	11.36	13.54	11.04	8.86	10.13	9.64	1.24
Na ₂ O	0.14	0.50	0.16	0.09	0.25	0.42	2.23	0.26	2.08	2.14	2.92	2.57	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.01	0.04	0.12	0.20	0.38	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.14	0.06	0.07	0.01
LOI	0.00	0.68	1.61	0.22	0.32	0.00	1.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.48
SUM	98.64	99.27	100.10	100.32	101.72	96.83	97.82	98.37	97.98	98.65	97.89	97.34	98.47
Mg#	91	91	84	88	75	52	65	52	51	46	50	51	79
<i>ppm</i>													
Rb	0.029	0.063	0.077	0.051	0.062	0.050	0.612	0.061	0.064	0.076	1.11	1.00	0.131
Sr	0.214	6.27	11.67	2.92	15.61	26.81	204.6	35.31	320.2	217.6	248.1	286.9	11.25
Y	0.033	0.49	2.80	0.921	5.11	23.17	7.80	48.13	10.25	18.68	13.48	15.12	1.23
Zr	0.014	0.095	0.782	0.057	1.93	4.04	4.16	4.94	7.36	16.38	15.69	29.26	0.796
Nb	0.017	0.024	0.029	0.030	0.043	0.030	0.263	0.036	0.284	1.24	0.763	1.031	0.045
Cs	0.002	0.015	0.182	0.044	0.042	0.031	0.006	0.012	0.014	0.024	0.024	0.025	0.011
Ba	0.108	0.71	2.68	1.07	4.71	1.15	29.05	3.17	40.57	71.55	84.40	154.9	8.42
La	0.001	0.030	0.090	0.004	0.183	0.211	0.451	0.150	1.06	3.20	2.60	5.05	0.122
Ce	0.006	0.057	0.265	0.031	0.554	0.929	2.16	0.752	2.51	8.00	5.98	11.50	0.363
Pr	0.001	0.011	0.072	0.010	0.155	0.220	0.514	0.198	0.393	1.19	0.841	1.56	0.062
Nd	0.007	0.068	0.510	0.072	1.10	1.71	3.83	1.70	2.30	6.47	4.38	7.69	0.378
Sm	0.006	0.040	0.264	0.059	0.570	1.03	1.53	1.31	0.831	2.01	1.38	2.24	0.136
Eu	0.002	0.017	0.129	0.031	0.312	0.684	0.671	0.820	0.626	0.894	0.772	0.843	0.056
Gd	0.008	0.071	0.447	0.130	0.999	2.25	1.99	3.68	1.25	2.77	1.92	2.88	0.200
Tb	0.001	0.014	0.085	0.026	0.181	0.458	0.296	0.869	0.227	0.474	0.334	0.499	0.034
Dy	0.009	0.109	0.637	0.214	1.27	3.65	1.88	7.53	1.67	3.39	2.49	3.54	0.250
Ho	0.002	0.024	0.139	0.048	0.255	0.826	0.352	1.82	0.365	0.709	0.533	0.746	0.052
Er	0.008	0.066	0.385	0.137	0.687	2.50	0.874	5.50	1.09	1.95	1.55	2.25	0.147
Tm	0.001	0.010	0.056	0.019	0.092	0.377	0.109	0.826	0.168	0.279	0.237	0.332	0.022
Yb	0.010	0.068	0.357	0.119	0.548	2.45	0.621	5.43	1.12	1.81	1.58	2.26	0.148
Lu	0.003	0.011	0.057	0.019	0.085	0.407	0.089	0.916	0.190	0.303	0.265	0.363	0.025
Hf	0.003	0.006	0.055	0.005	0.145	0.157	0.345	0.274	0.302	0.643	0.546	1.10	0.044
Ta	0.001	0.001	0.001	0.001	0.026	0.002	0.022	0.018	0.015	0.080	0.040	0.079	0.003
Pb	0.026	0.085	0.121	0.130	0.150	0.058	0.190	0.068	0.550	1.25	1.41	5.16	2.53
Th	0.001	0.005	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.085	0.098	0.014
U	0.001	0.010	0.002	0.006	0.004	0.004	0.001	0.002	0.002	0.009	0.027	0.040	0.005
ΣREE	0.066	0.598	3.49	0.916	6.99	17.70	15.37	31.49	13.80	33.44	24.86	41.75	2.00
La _N /Yb _N	0.099	0.322	0.181	0.026	0.240	0.062	0.521	0.020	0.682	1.271	1.179	1.605	0.591
La _N /Sm _N	0.136	0.491	0.220	0.047	0.207	0.132	0.190	0.074	0.823	1.029	1.219	1.454	0.579
Gd _N /Yb _N	0.627	0.868	1.033	0.901	1.505	0.756	2.640	0.559	0.925	1.265	1.002	1.054	1.115

Table 1 (Dhuime et al.)

Table2
[Click here to download Table: Table2-Dhuime et al.xls](#)

Name	Unit	Mineral	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₀	$\epsilon_{\text{Sr}(t)}$	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₀	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₀	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₀	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₀
KH97-038	UM-PEZ	Cpx	0.010	0.704198 ± 8	0.70418	-2.8	0.295	0.513005 ± 19	0.51281	+5.9	18.5702 ± 15	15.6139 ± 14	38.7583 ± 40	18.540	15.612	38.746
		WR*	0.015	0.704441 ± 8	0.70442	+0.5	-	-	-	-	18.2579 ± 31	15.6092 ± 24	38.3444 ± 66	18.253	15.609	38.341
		WR	0.015	0.704129 ± 5	0.70411	-3.9	0.319	0.513023 ± 8	0.51281	+5.9	18.5586 ± 15	15.6213 ± 16	38.7396 ± 18	18.553	15.621	38.736
KH97-047	UM-PEZ	Cpx	0.001	0.703974 ± 3	0.70397	-5.9	0.310	0.513008 ± 6	0.51281	+5.7	18.6019 ± 21	15.6218 ± 17	38.8017 ± 41	18.595	15.622	38.799
		WR*	0.016	0.704743 ± 5	0.70472	+4.8	0.326	0.513012 ± 14	0.51280	+5.6	18.4110 ± 15	15.6173 ± 13	38.5688 ± 36	18.381	15.616	38.566
		WR	0.016	0.704560 ± 1	0.70454	+2.2	0.326	0.513018 ± 11	0.51280	+5.7	18.4850 ± 5	15.6119 ± 6	38.6394 ± 6	18.455	15.610	38.637
KH97-050	UM-PEZ	Cpx	0.003	0.704372 ± 4	0.70437	-0.2	0.324	0.513006 ± 25	0.51279	+5.5	-	-	-	-	-	-
		Cpx	0.014	0.705024 ± 6	0.70500	+8.8	0.398	0.513073 ± 5	0.51281	+5.9	18.5845 ± 6	15.6181 ± 8	38.7685 ± 10	18.563	15.617	38.763
		WR*	0.050	0.705071 ± 14	0.70500	+8.7	0.494	0.513182 ± 32	0.51286	+6.8	18.1897 ± 38	15.6102 ± 30	38.2228 ± 78	18.144	15.608	38.216
KH97-057	UM-PEZ	WR	0.050	0.704692 ± 7	0.70462	+3.4	0.494	0.513159 ± 31	0.51284	+6.3	18.4241 ± 8	15.5897 ± 8	38.5022 ± 8	18.378	15.587	38.495
		Cpx	0.001	0.704991 ± 4	0.70499	+8.6	0.334	0.513024 ± 4	0.51281	+5.7	18.5541 ± 9	15.6080 ± 7	38.7257 ± 25	18.549	15.608	38.725
		WR	0.120	0.704881 ± 2	0.70471	+4.6	-	-	-	-	18.4376 ± 10	15.6001 ± 9	38.4805 ± 27	18.413	15.599	38.471
KH97-060	UM-PYZ	Cpx	0.003	0.704560 ± 3	0.70455	+2.4	0.445	0.513110 ± 4	0.51282	+6.0	18.4143 ± 10	15.5637 ± 9	38.5334 ± 22	18.414	15.564	38.533
		WR*	0.072	0.705102 ± 3	0.70500	+8.8	0.402	0.513164 ± 23	0.51290	+7.6	18.4511 ± 11	15.6208 ± 10	38.4354 ± 25	18.425	15.620	38.428
		Cpx	0.008	0.704284 ± 6	0.70427	-1.6	-	-	-	-	18.4672 ± 38	15.5915 ± 32	38.5984 ± 77	18.463	15.591	38.595
KH97-070	UM-PYZ	WR	0.011	0.704061 ± 7	0.70405	-4.8	0.313	0.513004 ± 10	0.51280	+5.6	-	-	-	-	-	-
		Cpx	0.001	0.704043 ± 4	0.70404	-4.9	0.291	0.512992 ± 4	0.51280	+5.7	18.5297 ± 46	15.5835 ± 36	38.6652 ± 94	18.513	15.583	38.650
		WR	0.023	0.703909 ± 3	0.70388	-7.2	0.287	0.512973 ± 4	0.51279	+5.3	18.4754 ± 27	15.5902 ± 27	38.5954 ± 31	18.379	15.585	38.575
KH97-077	UM-PYZ	Cpx	0.002	0.703862 ± 2	0.70386	-7.4	0.283	0.512996 ± 16	0.51281	+5.9	18.5326 ± 49	15.5916 ± 40	38.6931 ± 100	18.525	15.591	38.688
		WR	0.005	0.704003 ± 5	0.70400	-5.5	0.364	0.513081 ± 55	0.51284	+6.5	18.4920 ± 22	15.5836 ± 16	38.6452 ± 40	18.424	15.580	38.634
		Cpx	0.000	0.703990 ± 2	0.70399	-5.6	0.236	0.512946 ± 6	0.51279	+5.5	18.5487 ± 15	15.5812 ± 14	38.7257 ± 34	18.538	15.581	38.719
KH97-080	UM-GHZ	WR	0.001	0.703917 ± 2	0.70392	-6.7	0.364	0.513042 ± 23	0.51280	+5.7	18.5140 ± 9	15.5897 ± 10	38.6833 ± 28	18.506	15.589	38.683
		Cpx	0.000	0.703913 ± 2	0.70391	-6.7	0.205	0.512969 ± 9	0.51284	+6.3	18.5286 ± 16	15.5845 ± 14	38.7034 ± 34	18.526	15.584	38.701
		PI	0.000	0.703926 ± 4	0.70393	-6.5	0.089	0.512765 ± 31	0.51271	+3.8	18.4792 ± 40	15.5448 ± 34	38.6161 ± 90	18.479	15.545	38.614
KH97-083	UM-GHZ	WR	0.014	0.703664 ± 2	0.70364	-10.5	0.260	0.512987 ± 6	0.51282	+6.0	18.4444 ± 7	15.5861 ± 6	38.5832 ± 17	18.442	15.586	38.581
		WR	0.023	0.703603 ± 3	0.70357	-11.6	0.246	0.512969 ± 16	0.51281	+5.8	18.3327 ± 6	15.5430 ± 6	38.4251 ± 16	18.319	15.542	38.417
		Hbl	0.025	0.703590 ± 3	0.70355	-11.8	0.247	0.512974 ± 9	0.51281	+5.9	18.3467 ± 7	15.5410 ± 6	38.4446 ± 16	18.341	15.541	38.441
KH97-089	MAF-GGZ	WR	0.009	0.703772 ± 2	0.70376	-8.9	0.230	0.512924 ± 18	0.51277	+5.1	18.4126 ± 7	15.5776 ± 7	38.5405 ± 20	18.404	15.577	38.535
		Hbl	0.012	0.703776 ± 2	0.70376	-8.9	0.234	0.512941 ± 15	0.51279	+5.4	18.4774 ± 6	15.5811 ± 7	38.6292 ± 16	18.474	15.581	38.626
		WR	0.009	0.703713 ± 2	0.70370	-9.7	0.242	0.512968 ± 6	0.51281	+5.8	18.3772 ± 7	15.5638 ± 6	38.4886 ± 23	18.370	15.563	38.483
KH97-099	MAF-GGZ	WR	0.011	0.703753 ± 2	0.70374	-9.2	0.394	0.513078 ± 8	0.51282	+6.0	18.4664 ± 35	15.5842 ± 31	38.5695 ± 78	18.452	15.584	38.564
		WR	0.005	0.703759 ± 2	0.70375	-9.0	0.466	0.513067 ± 8	0.51276	+4.9	18.4321 ± 17	15.5744 ± 16	38.5550 ± 40	18.399	15.573	38.547
		WR	0.002	0.704016 ± 3	0.70401	-5.3	0.195	0.512932 ± 15	0.51280	+5.7	18.5735 ± 24	15.5870 ± 19	38.7628 ± 53	18.565	15.587	38.760
KH97-106	MAF-GGZ	PI	0.010	0.704035 ± 2	0.70402	-5.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		WR	0.001	0.703995 ± 4	0.70399	-5.5	0.187	0.512932 ± 3	0.51281	+5.8	18.5398 ± 5	15.5839 ± 5	38.7144 ± 15	18.533	15.584	38.714
		WR	0.012	0.703991 ± 3	0.70397	-5.8	0.177	0.512962 ± 11	0.51285	+6.5	18.5349 ± 5	15.5812 ± 6	38.7067 ± 14	18.516	15.580	38.691
KH97-107	MAF-GGZ	WR	0.002	0.703942 ± 2	0.70394	-6.3	0.216	0.512933 ± 29	0.51279	+5.5	18.5144 ± 8	15.5761 ± 7	38.6761 ± 18	18.507	15.576	38.672
		WR	0.001	0.703925 ± 10	0.70392	-6.5	0.218	0.512929 ± 14	0.51279	+5.4	18.5190 ± 11	15.5843 ± 10	38.6967 ± 27	18.515	15.584	38.695
		Cpx	0.004	0.703937 ± 3	0.70393	-6.4	0.143	0.512895 ± 5	0.51280	+5.7	18.4957 ± 32	15.5746 ± 16	38.6604 ± 53	18.487	15.574	38.656
KH97-110	MAF-GGZ	PI	0.000	0.703938 ± 3	0.70394	-6.3	0.058	0.512872 ± 9	0.51283	+6.3	18.5207 ± 9	15.5802 ± 8	38.6899 ± 25	18.521	15.580	38.690
		WR	0.007	0.703938 ± 4	0.70393	-6.5	0.177	0.512897 ± 13	0.51278	+5.3	18.5299 ± 6	15.5830 ± 8	38.7108 ± 22	18.513	15.582	38.697
		Cpx	0.021	0.703958 ± 6	0.70393	-6.5	0.125	0.512949 ± 14	0.51287	+6.9	18.5273 ± 16	15.5781 ± 12	38.7493 ± 33	18.518	15.578	38.675
KH97-111	MAF-GGZ	PI	0.003	0.703937 ± 5	0.70393	-6.4	0.046	0.512863 ± 10	0.51283	+6.3	18.5330 ± 7	15.5819 ± 9	38.7085 ± 24	18.533	15.582	38.708
		WR	0.012	0.703926 ± 2	0.70391	-6.7	0.188	0.512948 ± 8	0.51282	+6.1	18.5446 ± 6	15.5832 ± 6	38.7090 ± 15	18.515	15.582	38.682
		Cpx	0.071	0.703944 ± 7	0.70384	-7.7	0.135	0.512914 ± 4	0.51283	+6.1	18.5505 ± 13	15.5752 ± 10	38.8200 ± 30	18.520	15.574	38.697
BKI-158-B	MAF-GGZ	PI	0.005	0.703909 ± 15	0.70390	-6.8	0.051	0.512795 ± 15	0.51276	+4.9	18.5259 ± 9	15.5791 ± 7	38.6921 ± 24	18.526	15.579	38.692
		WR	0.007	0.703953 ± 10	0.70394	-6.3	0.185	0.512962 ± 21	0.51284	+6.4	18.5323 ± 9	15.5829 ± 9	38.7036 ± 25	18.518	15.582	38.692
		WR	0.016	0.703969 ± 5	0.70395	-6.2	0.178	0.512925 ± 8	0.51281	+5.8	18.5281 ± 4	15.5763 ± 5	38.6853 ± 14	18.501	15.575	38.661
KH97-113	MAF-GGZ	Cpx	0.002	0.704256 ± 3	0.70425	-1.9	0.144	0.512935 ± 4	0.51284	+6.4	18.5800 ± 5	15.5828 ± 4	38.7711 ± 12	18.564	15.582	38.764
		PI	0.001	0.703937 ± 4	0.70394	-6.4	0.068	0.512795 ± 22	0.51275	+4.7	18.5312 ± 10	15.5806 ± 8	38.7077 ± 29	18.531	15.581	38.708
		Hbl	0.141	0.704104 ± 2	0.70390	-6.8	0.201	0.512940 ± 5	0.51281	+5.8	18.5731 ± 16	15.5788 ± 11	38.7593 ± 29	18.529	15.577	38.699
BKI-158-A	MAF-GGZ	WR	0.013	0.703922 ± 2	0.70390	-6.8	0.190	0.512924 ± 15	0.51280	+5.6	18.5363 ± 5	15.5827 ± 3	38.7026 ± 10	18.517	15.582	38.683
		Cpx	0.048	0.703971 ± 3	0.70390	-6.8	0.217	0.512925 ± 5	0.51278	+5.3	18.6269 ± 8	15.5873 ± 6	38.8318 ± 17	18.553	15.584	38.727
		PI	0.001	0.703908 ± 5	0.70391	-6.8	0.071	0.512840 ± 9	0.51279	+5.5	18.5300 ± 10	15.5776 ± 7	38.6933 ± 24	18.529	15.578	38.693
KG-03-B	MAF-GGZ	WR	0.010	0.703958 ± 18	0.70394	-6.3	0.176	0.512942 ± 14	0.51283	+6.2	18.5236 ± 3	15.5861 ± 5	38.6805 ± 16	18.516	15.586	38.674
		WR	0.034	0.704100 ± 3	0.70405	-4.7	0.217	0.512937 ± 6	0.51279	+5.5	17.2621 ± 9	15.5234 ± 7	37.1054 ± 20	17.260	15.523	37.104
		WR	0.034	0.704100 ± 3	0.70405	-4.7	0.217	0.512937 ± 6	0.51279	+5.5	17.2621 ± 9	15.5234 ± 7	37.1054 ± 20	17.260	15.523	37.104

Chapitre 4 :

*Origine et évolution de la section
crustale de Jijal-Patan-Kiru-
Kamila de l'arc du Kohistan
(Pakistan)*

—

Caractérisation des processus

—

Implications géodynamiques

IV. Origine et évolution de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila de l'arc du Kohistan (Pakistan) – Caractérisation des processus – Implications géodynamiques

Avant propos

Ce chapitre, fruit d'une collaboration étroite entre des chercheurs des universités de Montpellier (B. Dhuime, J.-L. Bodinier, D. Bosch, O. Bruguier, S. Pourtalès), de Grenade (Espagne) (C. J. Garrido) et le Pakistan Museum of Natural History, d'Islamabad (Pakistan) (S. Hussain, H. Dawood), fait l'objet d'une publication en cours de préparation (Dhuime et al., *in prep.*)

Cette étude s'appuie sur une base de données d'analyses des éléments majeurs (XRF, Université de Grenade) et des éléments en trace (ICP-MS, Université Montpellier II) déjà disponible. L'ensemble des analyses isotopiques ainsi que certaines analyses ICP-MS et XRF ont été effectuées au cours de ce travail de thèse.

IV.1. Introduction

Ce travail permet, pour la première fois, de présenter une caractérisation géochimique très précise de l'ensemble de différentes unités structurales de l'arc du Kohistan pour la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila (**Figure IV.1**). Cent quatorze échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et en trace, parmi lesquels quarante-neuf échantillons ont été sélectionnés pour les analyses isotopiques.

Les échantillons ont été prélevés depuis la zone du Moho de l'arc jusqu'au contact avec le complexe de Chilas. L'échantillonnage a été guidé par les différentes études pétrostructurales menées au cours de ces vingt dernières années (Tahirkheli, 1979 ; Bard et al., 1980 ; Bard, 1983a,b ; Burg et al., 1998 ; Yamamoto et Yoshino, 1998 ; Yamamoto et Nakamura, 2000 ; Zeilinger, 2002 ; Garrido et al., 2006) ainsi que par les cartes géologiques élaborées par Zeilinger (2002). Ces cartes permettent la distinction entre les différentes unités avec une résolution voisine de 100 m, et ceci sur l'ensemble des 30 km d'épaisseur de la séquence.

La localisation des échantillons est reportée sur les cartes et coupes des figures IV.2, IV.9 et IV.13 (*cf.* §4.2.1, 4.2.2, 4.2.3 et 4.2.4) en fonction des quatre principales séquences identifiées pour la séquence crustale totale de l'arc (section gabbroïque du complexe de Jijal et séquences de Patan, Kiru et Kamila du complexe métaplutonique, **Figure IV.1**). Les principaux faciès rencontrés pour chacune des séquences sont détaillés dans le Chapitre II. La séquence mantellique et la base de la section crustale ont d'ores-et-déjà fait l'objet d'une caractérisation géochimique dans le cadre du Chapitre III ; ces éléments sont repris et intégrés dans la caractérisation globale de la séquence.

Cette étude permet, en combinant l'analyse des éléments majeurs et en trace avec les traceurs isotopiques, de distinguer huit « groupes géochimiques » au sein de l'arc correspondant à des stades d'évolution distincts. Ces huit groupes peuvent être regroupés en deux tendances

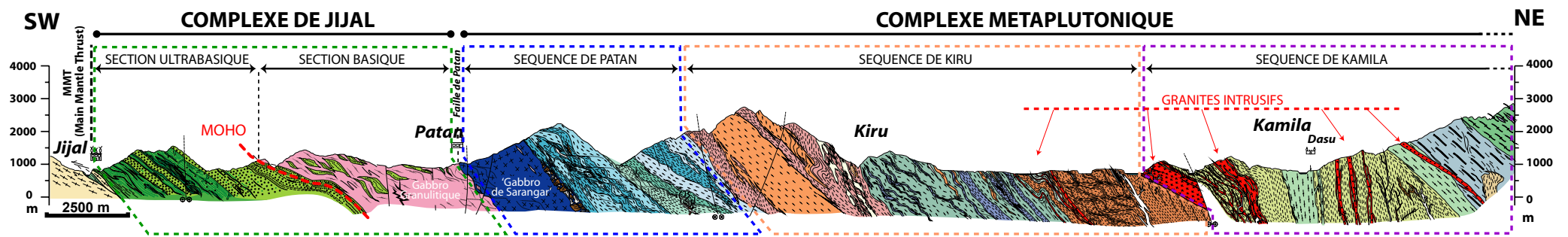


Figure IV.1 : Coupe géologique de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila (Arc du Kohistan, N Pakistan), le long de la vallée de l'Indus. Modifiée d'après Zeilinger (2002).

majeures couvrant l'évolution de l'arc depuis les stades précoces de sa formation jusqu'à la fin de son activité en domaine intra-océanique. D'une manière plus générale, ces résultats permettent de :

- caractériser finement la source des magmas de l'arc du Kohistan ainsi que les changements de composition géochimique de cette source au cours du temps. Le nombre important d'échantillons analysés a permis de décrire, pour la première fois, au travers trente kilomètres de croûte d'arc, l'évolution détaillée des signatures en éléments en trace et en isotopes du Nd-Sr-Pb ;
- définir de quelle manière se sont opérés les processus de différenciation au sein de l'arc. La faible proportion de roches cumulatives identifiée à travers la section de l'arc suggère que la cristallisation fractionnée intra-crustale ne joue qu'un rôle mineur. La reconnaissance d'une composante crustale profonde au niveau de la source des granites a permis d'envisager, en accord avec les travaux de Garrido et al. (2006), que la différenciation de l'arc a opéré principalement par migration vers les niveaux supérieurs de faibles fractions de liquides issus de la fusion/déshydratation d'une base de croûte enrichie en amphibole ;
- démontrer une évolution au niveau des mécanismes d'accrétion : les premières étapes d'accrétion correspondent à la construction d'un arc volcanique alors que les stades plus tardifs sont associés à des intrusions de plutons en base de croûte et au sous-placage infra-crustal de magmas ;

IV.2. Résultats

Les analyses chimiques des éléments majeurs et en trace sont reportées dans le **tableau B-4** (Annexe B) et les analyses isotopiques dans le **tableau B-5** (Annexe B). Les techniques analytiques et les procédures de correction d'âge pour la détermination des rapports isotopiques initiaux ($t_0 = 100$ Ma) sont décrites en Annexe A. En complément des analyses réalisées sur roches totales (WR), des fractions minérales de plagioclase (Pl), clinopyroxène (Cpx) et hornblende (Hbl) ont été analysées pour certains échantillons. Pour chaque groupe sont indiqués ci-dessous (nombre n entre parenthèses) le nombre d'échantillons analysés en roches totales.

Une classification des échantillons en fonction des principales séquences définies par Zeilinger (2002) (*cf.* §II.3) a été favorisée dans un premier temps pour la présentation des résultats. Chaque séquence a ensuite été subdivisée en sous-groupes d'après les variations géochimiques observées en fonction de la distance verticale au Moho. Cette distance a été calculée à partir des cartes établies par Zeilinger (2002). Elle est donnée ci-dessous, entre parenthèses, avec le nom des séquences [par exemple : « section crustale du complexe de Jijal (0-3,0 km) »]. Par la suite, les différents types géochimiques identifiés seront regroupés, quelque soit leur localisation dans la séquence, afin de proposer un modèle d'évolution global pour l'ensemble de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.

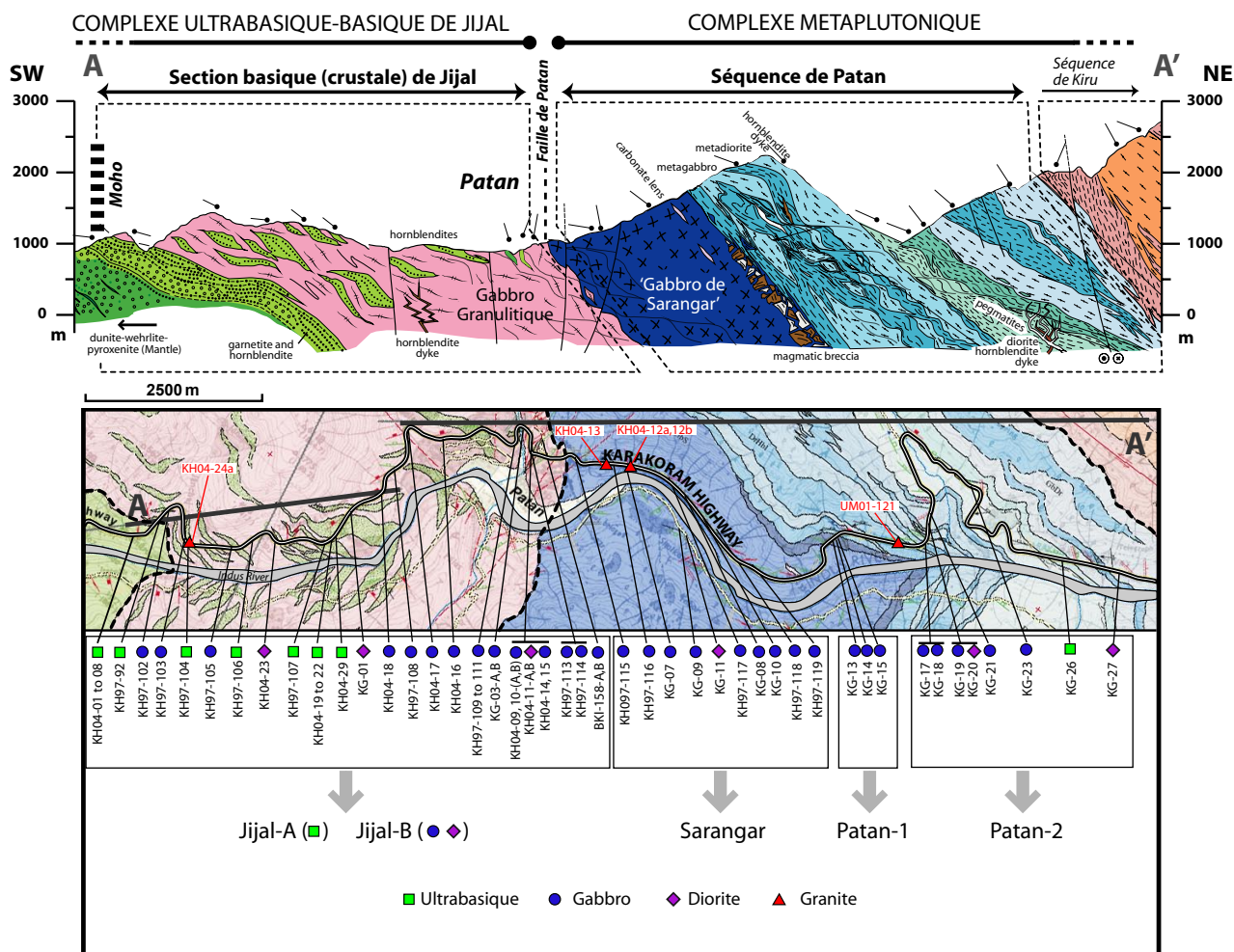


Figure IV.2 : Localisation des échantillons analysés pour la section crustale de Jijal et la séquence de Patan (base du complexe métaplutonique; coupe et carte d'après Zeilinger, 2002).

Le groupe Jijal-A est constitué de roches montrant une transition entre (\pm Grt)-hornblendites et (\pm Hbl)-grenatites, avec des proportions variables de clinopyroxène. Le groupe Jijal-B est en majorité formé de granulites à grenat. Le protolithe magmatique de ces roches est constitué par de rares gabbronorites à hornblende localisées à proximité du village de Patan. Les « gabbros de Sarangar » forment un important corps gabbroïque intrusif dans les granulites de Jijal. La limite entre chaque groupe (Jijal-A, Jijal-B, Sarangar, Patan-1 et Patan-2) est définie en fonction des variations géochimiques observées.

Les échantillons sont distingués en fonction de leurs teneurs en silice : roches ultrabasiques ($\text{SiO}_2 \leq 45\%$) ; gabbros *s.l.* (i.e. gabbros et gabbro-diorites) ($45\% \leq \text{SiO}_2 \leq 55\%$) ; diorites ($55\% \leq \text{SiO}_2 \leq 63\%$) ; granites ($\text{SiO}_2 \geq 70\%$).

IV.2.1. Caractérisation de la section crustale du complexe de Jijal (0-3,0 km)

La position des échantillons analysés dans cette séquence est donnée en **Figure IV.2**. Les caractéristiques géochimiques et isotopiques des hornblendites-grenatites et des roches gabbroïques qui constituent cette section ont été discutées précédemment, dans le chapitre III. Les analyses d'éléments majeurs et en trace de la section crustale de Jijal ont par ailleurs fait l'objet d'une étude détaillée (Garrido et al., 2006).

IV.2.1.1. Les éléments majeurs et en trace (n=43)

IV.2.1.1.A- Hornblendites-grenatites (groupe « Jijal-A ») (n=16)

Ces roches, dont la minéralogie est dominée par des quantités variables de grenat, amphibole et clinopyroxène, sont caractérisées par une grande variabilité des valeurs de Mg# ($52 \leq \text{Mg\#} \leq 69$) (**Figure IV.3, Tableau B-4**). Par contre, les valeurs de SiO₂ sont assez homogènes, et extrêmement basses ($42\% \leq \text{SiO}_2 \leq 44\%$, composition ultrabasique) par comparaison avec la valeur de 50,45% proposée par Kelemen et al. (2003) pour la moyenne des basaltes d'arcs insulaires primitifs (Mg# > 60). Ces roches se distinguent également des basaltes d'arc primitifs par des valeurs plus élevées de FeO ($10,7\% \leq \text{FeO} \leq 16,0\%$, contre 8,5%⁽⁷⁾), en particulier dans les échantillons les plus riches en grenat (grenatites à Hbl, ±Cpx), et par une grande variabilité de concentration en alcalins ($0,05\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 2,91\%$, contre 2,80%⁽⁷⁾), les valeurs les plus basses étant observées dans les grenatites.

Les spectres de terres rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) montrent un fractionnement important, caractérisé par un appauvrissement en terres rares légères (LREE) ($0,07 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 0,26$) et une forte variation de l'abondance en terres rares lourdes (HREE) ($2,1 \leq \text{Yb}_N \leq 41,3$) (**Figure IV.4, Tableau B-4**). Le fractionnement important observé au niveau des HREE ($0,29 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 3,09$) est essentiellement contrôlé par les variations importantes des pourcentages modaux de grenat et d'amphibole présents dans ces roches. Une légère anomalie positive en Eu est observée dans certains échantillons [$1,07 \leq \text{Eu}^* \leq 1,42$, où $\text{Eu}^* = 2 \times \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$].

Normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), les spectres étendus aux éléments incompatibles révèlent des anomalies positives faibles à très marquées en Pb ($0,05 \leq \text{Pb/Ce} \leq 2,07$, **Tableau B-4**), associées à des anomalies légèrement négatives à fortement positives en Sr (**Figure IV.4**). Associées à celles de l'euporium, ces anomalies suggèrent un fractionnement lié au plagioclase (Garrido et al., 2006). Les éléments incompatibles à fort potentiel ionique (HFSE) montrent un appauvrissement en Zr et un fractionnement important du rapport Nb/Ta, variant depuis des valeurs extrêmement infra-chondritiques jusqu'à des valeurs fortement supra-chondritiques ($0,3 \leq \text{Nb/Ta} \leq 29,1$, contre 17,5 pour le rapport chondritique - Jochum et Stolz, 1997). Les valeurs les plus faibles reflètent l'appauvrissement important en Nb observé dans les faciès les plus riches en grenat/pauvres en amphibole ($0,01 \leq \text{Nb (ppm)}_{\text{Grenatites à Hbl}} \leq 0,05$ contre $0,20 \leq \text{Nb (ppm)}_{\text{Hornblendites à Grt}} \leq 0,45$).

Ces roches présentent un appauvrissement plus ou moins prononcé en éléments lithophiles à fort rayon ionique (LILE), en particulier Rb, ainsi qu'en la plupart des éléments fortement incompatibles (HIE), tels que Th et U), souligné par des valeurs extrêmement basses des rapports Th/La ($0,005 \leq \text{Th/La} \leq 0,015$, contre 0,158⁽⁷⁾) et U/La [$0,003 \leq \text{U/La} \leq 0,016$ (exception faite de l'échantillon KH04-04), contre 0,084⁽⁷⁾].

⁷ Moyenne de basaltes d'arc primitifs d'après Kelemen et al. (2003)

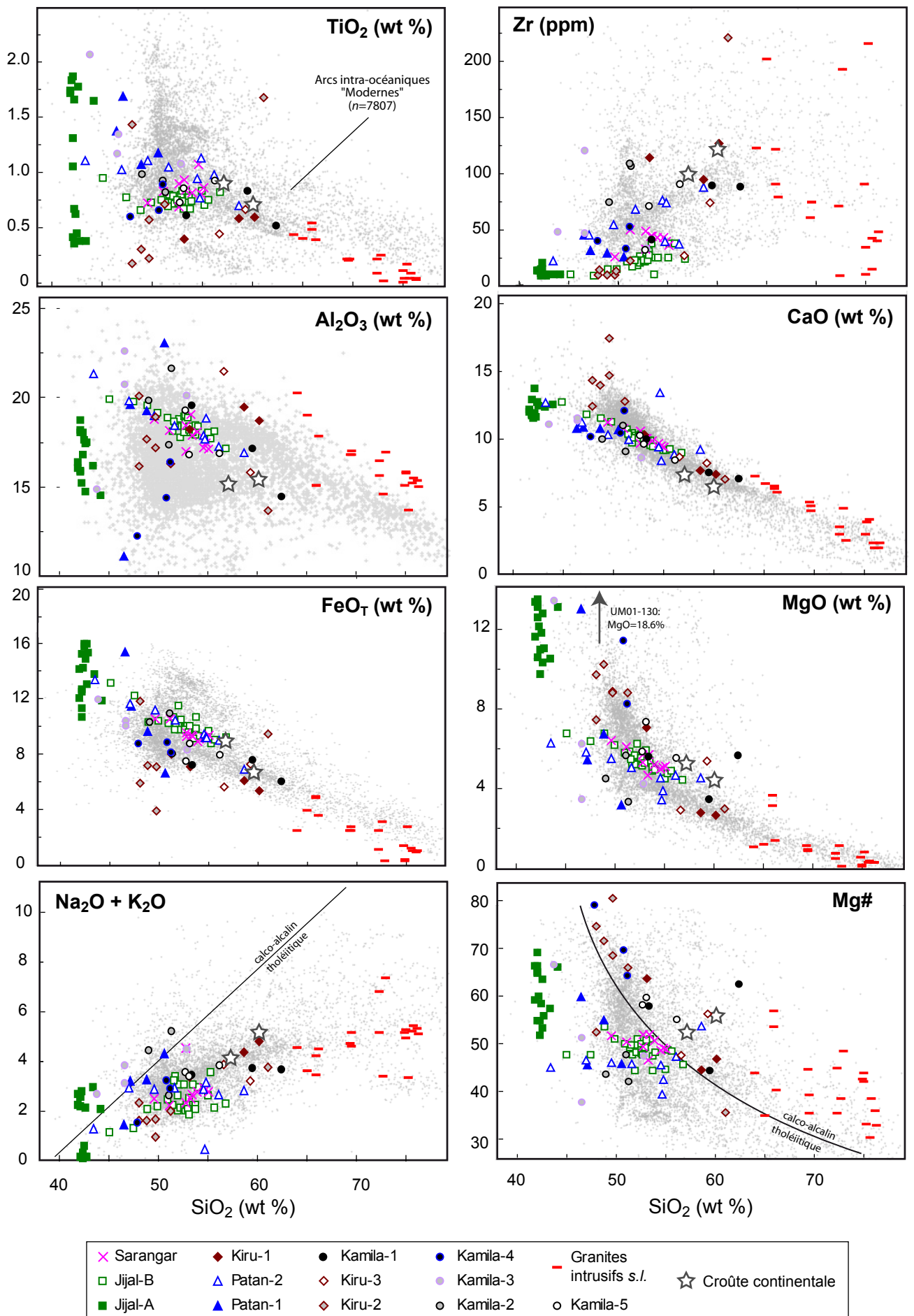


Figure IV.3 : Diagrammes de Harker pour les roches de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Granites intrusifs s.l. : diorites quartziques et granites. Champ grisé: domaine des arcs intra-océanique modernes (<http://earthref.org/GERM/>). Etoiles : croûte continentale globale, d'après Taylor et McLennan (1985) et Rudnick et Fountain (1995). Limite calco-alcalin / tholéitique d'après Miyashiro (1974).

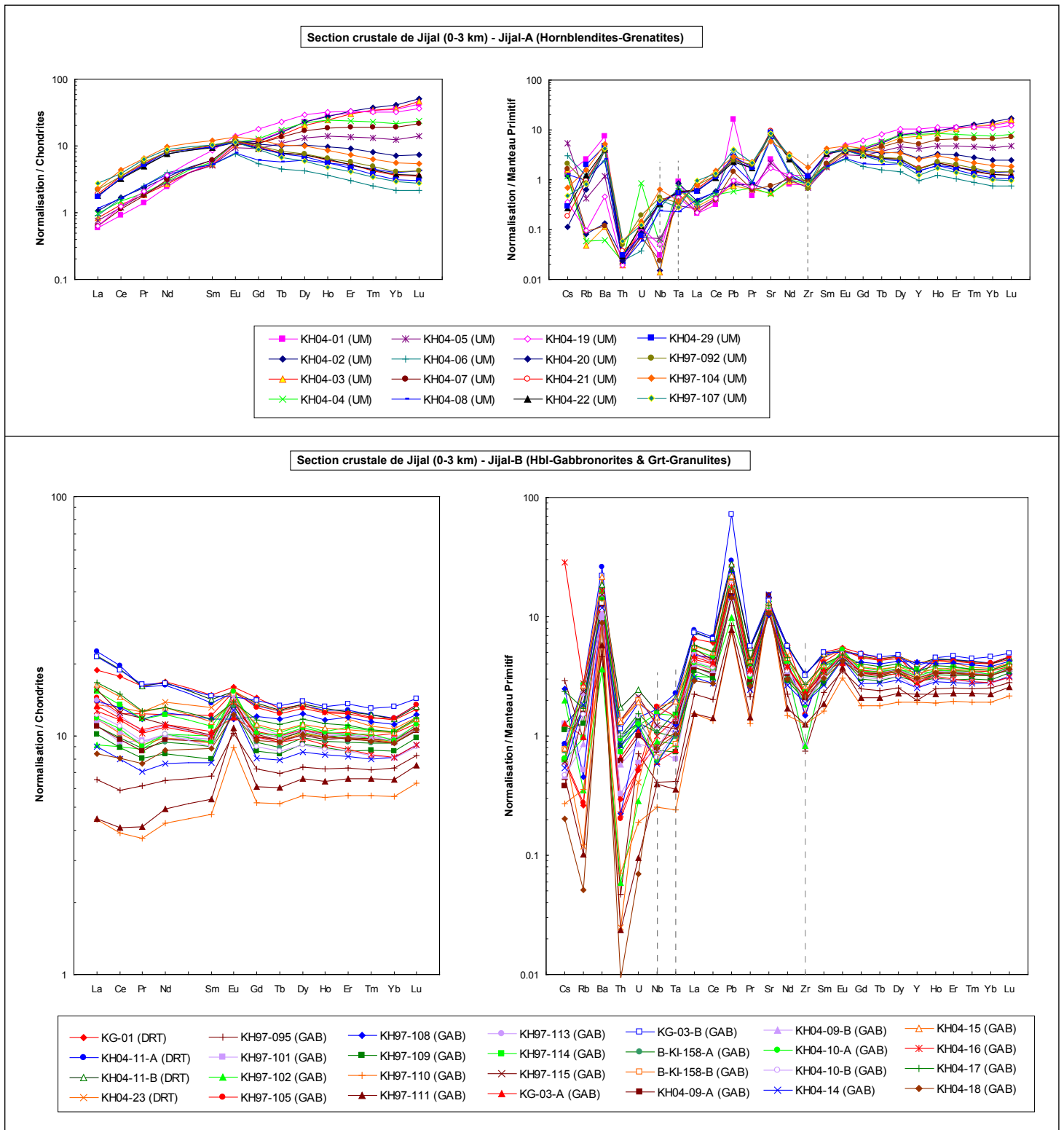


Figure IV.4 : Spectres de terres rares (normalisés aux chondrites) et spectres étendus aux éléments incompatibles (normalisés au manteau primitif) pour la section crustale du complexe de Jijal. Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989). Abréviations : UM : roches ultrabasiques ; GAB : gabbros ; DRT : diorites.

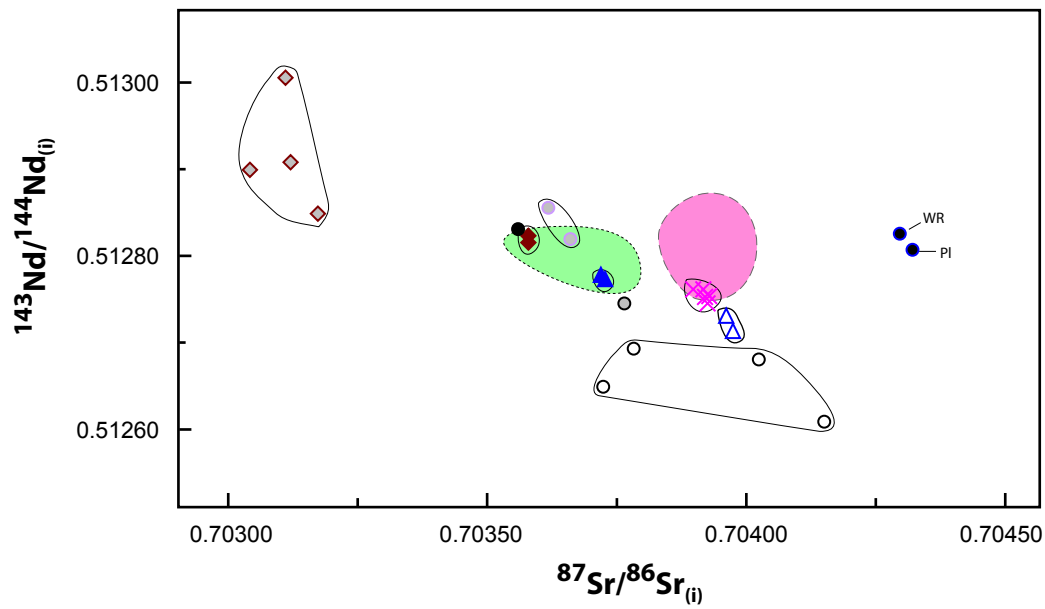


Figure IV.5 : Diagramme isotopique Nd-Sr ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Les groupes Jijal-A et Jijal-B sont représentés sous forme de champs. La position des points correspondant à ces champs est représentée §III.5, Figure 3.

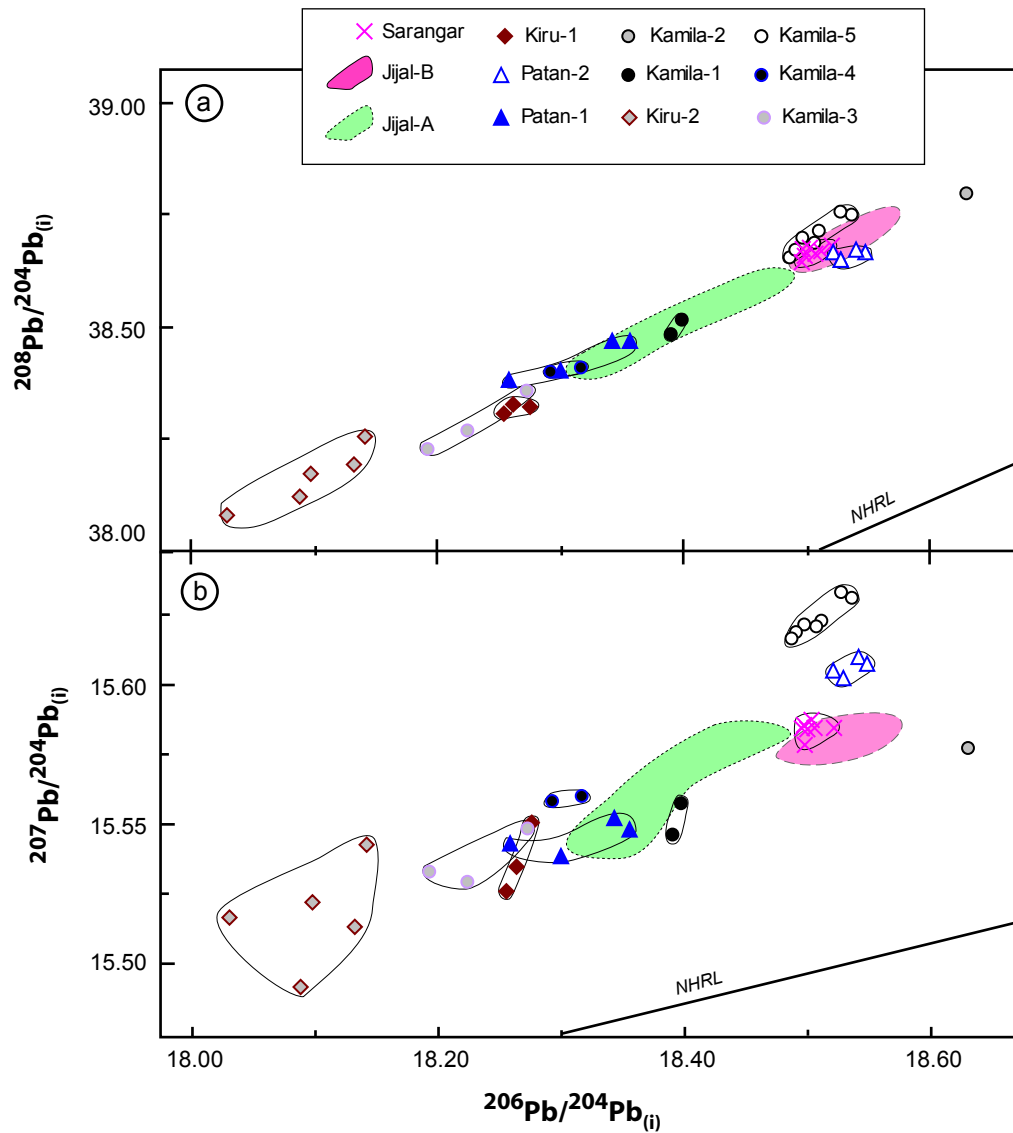


Figure IV.6 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Même légende que Figure IV.5.

L'ensemble de ces caractéristiques géochimiques confirme la nature résiduelle de ces roches, interprétées comme les résidus de la fusion/déshydratation d'un protolithe magmatique d'amphibolites sans grenat (Garrido et al., 2006). Dans ce schéma, les anomalies en Eu, Sr et Pb reflètent l'apparition de faibles quantités de plagioclase dans les roches résiduelles, à côté du grenat et du pyroxène.

IV.2.1.1.B- Gabbronorites à hornblende et granulites à grenat (groupe « Jijal-B ») (n=27)

De composition globalement basaltique, ce groupe, totalement dépourvu de termes primitifs, est différencié ($44 \leq \text{Mg\#} \leq 54$) (**Figure IV.3, Tableau B-4**) et caractérisé par des teneurs en Al_2O_3 élevées ($17,1\% \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 19,9\%$, contre $15,72\%^{(7)}$). Cette composition est typique des magmas d'arcs évolués (ex. : $\text{Mg\#} \sim 40-55$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 15-20\%$ - Beard, 1986 ; Kelemen et al., 2003), dans lesquels les teneurs élevées en Al_2O_3 sont attribuées à de fortes teneurs en H_2O ($>2\%$) qui ont empêché la cristallisation précoce du plagioclase (Baker et Eggler, 1983 ; Sisson et Grove, 1993). Du point de vue des éléments majeurs, la distinction entre gabbronorites à hornblende et granulites à grenat n'est vraiment significative qu'au niveau des alcalins (gabbronorites : $3,03\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 3,53\%$; granulites à grenat : $1,09\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 2,92\%$).

Les gabbronorites à hornblende présentent des spectres de terres rares subparallèles, légèrement enrichis en LREE ($1,04 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 1,66$, **Tableau B-4**) (**Figure IV.4**). Les granulites à grenat se distinguent par une variation plus importante du fractionnement des LREE par rapport aux HREE entre les différents échantillons ($0,63 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 1,62$). Les deux types de roches montrent une anomalie positive en Eu dont l'amplitude ($0,98 \leq \text{Eu}^* \leq 1,88$) augmente lorsque la teneur globale en terres rares diminue. Cette caractéristique est typique du fractionnement de ces éléments par le plagioclase, cumulatif ou résiduel à la suite d'un épisode de fusion. Les anomalies positives en Pb et Sr observées dans les spectres étendus aux éléments incompatibles (**Figure IV.4**) confirment cette hypothèse. Sur ces diagrammes, les roches montrent des anomalies négatives marquées en HFSE typiques des magmas d'arc.

Les rapports Nb/Ta montrent une variation relativement importante autour du rapport chondritique ($9,6 \leq \text{Nb/Ta} \leq 20,9$). Le Th présente une anomalie négative très marquée et les rapports Th/La sont nettement inférieurs à la moyenne des laves d'arcs ($0,0004 \leq \text{Th/La} \leq 0,0413$, contre $0,217^{(7)}$), les valeurs les plus faibles étant observées dans les granulites à grenat (**Tableau B-4**). On observe un fractionnement du rapport Th/U plus prononcé pour les granulites à grenat que pour les gabbronorites ($0,25 \leq \text{Th/U}_{\text{granulites à grenat}} \leq 2,88$ contre $2,45 \leq \text{Th/U}_{\text{gabbronorites}} \leq 3,14$). Les appauvrissements en alcalins, LREE, LILE et Th-U observés dans les granulites à grenat sont typiques des granulites en général (*cf.*, par exemple, Burton et O'Nions, 1988). Ce processus est attribué à la mobilité préférentielle de ces éléments au cours de réactions de déshydratation ou de fusion/déshydratation des minéraux hydratés (amphiboles, micas) (*cf.*, par exemple, Heier, 1973).

IV.2.1.2. Les isotopes (n=17)

Les résultats isotopiques obtenus sur les hornblendites-grenatites, gabbronorites à hornblende et granulites à grenat ont été présentés et discutés en détail dans le chapitre III. Reportés dans les diagrammes de corrélation Nd-Sr et Pb-Pb (**Figures IV.5 et IV.6**), les hornblendites-grenatites (groupe Jijal-A), d'une part, et les gabbronorites et granulites à grenat (groupe Jijal-B), d'autre part, définissent deux domaines isotopiques distincts. La distinction entre ces deux domaines s'effectue essentiellement du point de vue des isotopes du Sr et des rapports

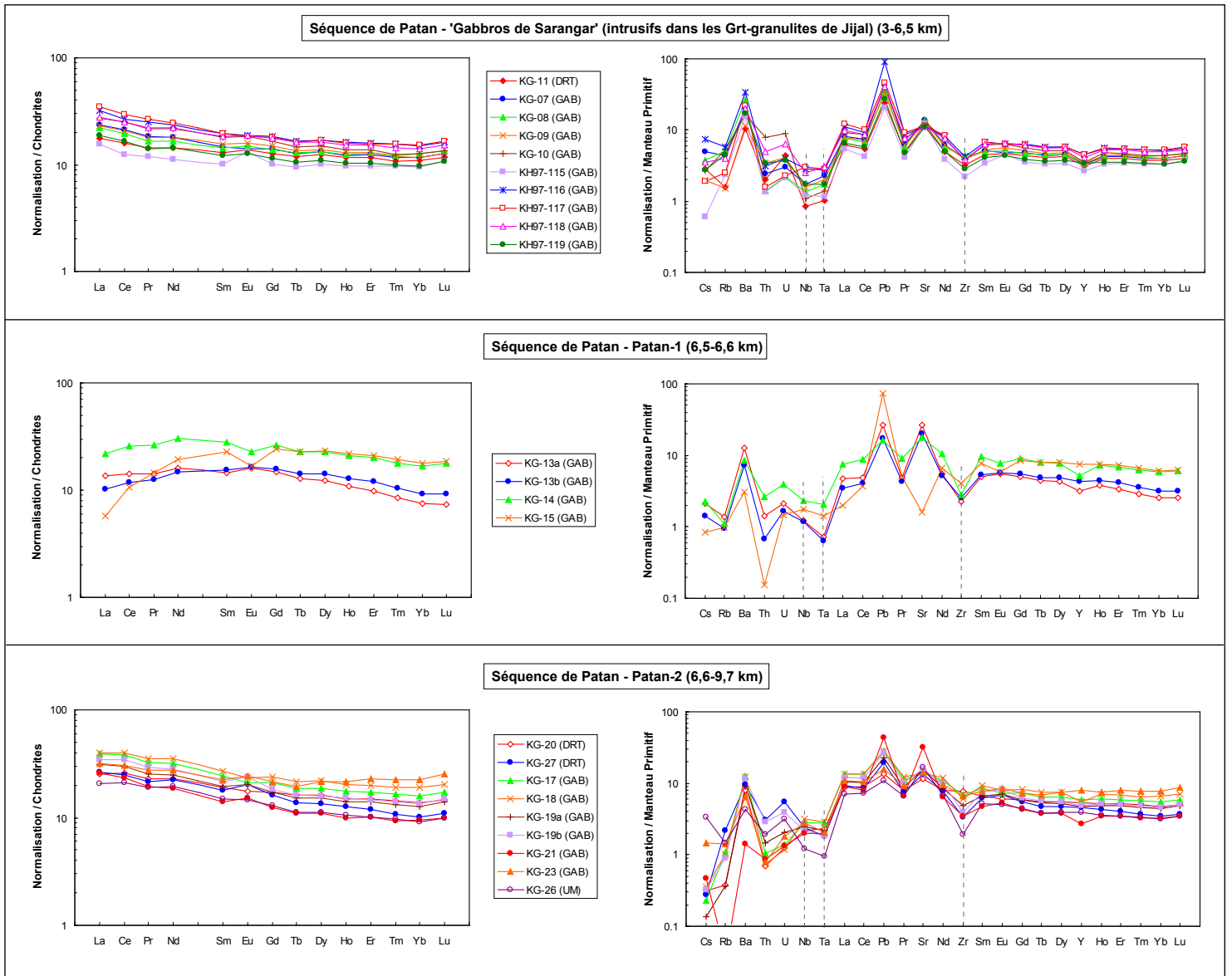


Figure IV.7 : Spectres de terres rares (normalisés aux chondrites) et spectres étendus aux éléments incompatibles (normalisés au manteau primitif) pour les roches de la séquence de Patan. Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989). Abréviations : UM : roches ultrabasiques ; GAB : gabbros ; DRT : diorites.

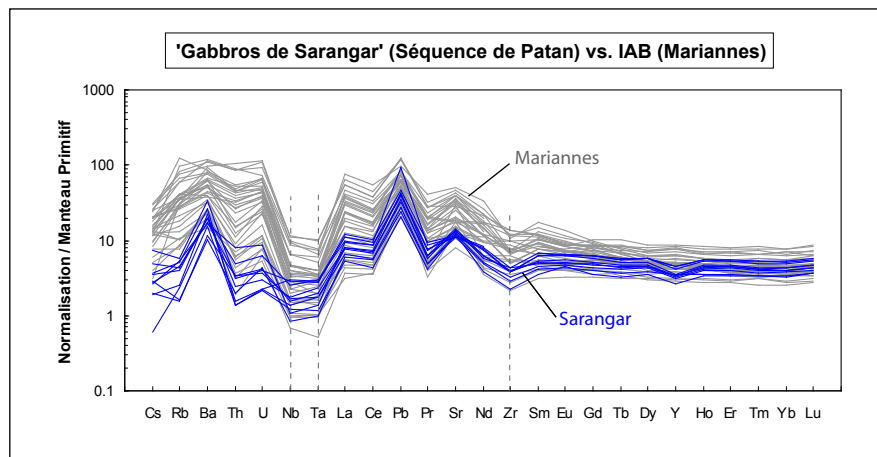


Figure IV.8 : Spectres d'éléments en trace des gabbros de Sarangar comparés avec une compilation de laves d'arc intra-océaniques typiques (Mariannes, d'après Pearce et Peate, 1998). Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989). Les gabbros de Sarangar montrent des spectres identiques aux laves les moins enrichies des Mariannes. Ces spectres sont caractérisés par une anomalie négative marquée en HFSE (Nb-Ta et Zr), un enrichissement modéré en LREE, Cs, Rb, Th et U, et des anomalies positives prononcées en Ba, Pb et Sr.

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, pour lesquels le groupe Jijal-B montre des compositions nettement plus enrichies (**Figures IV.5 et IV.6a**).

Ces résultats permettent de conclure que les groupes Jijal-A et Jijal-B n'ont pas cristallisé à partir d'un même magma parent au cours d'une évolution simple. En outre, le groupe Jijal-B présente une homogénéité isotopique remarquable à travers 3 km environ d'épaisseur de croûte, notamment du point de vue des isotopes du Pb. Ceci suggère que ces roches sont issues d'une même source, homogène, et qu'elles n'ont vraisemblablement pas subi de processus de mélange et/ou d'assimilation, lors ou après leur mise en place.

Les principales caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la section crustale du complexe ultrabasique-basique de Jijal sont reportées dans le **tableau IV.1** ci-dessous :

	n_1	%SiO ₂	Mg#	La _N /Sm _N	Eu*	Ba/Nb	Nb/Ta	n_2	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$
Jijal-A	16	42-44	52- 69	0,07- 0,26	1,07- 1,42	78- 134	0,3- 29,1	6	0,51276- 0,51282	0,70355- 0,70376	18,319- 18,474	15,541- 15,586
Jijal-B	27	45-57	44- 54	0,82- 1,64	0,98- 1,88	39- 260	9,6- 20,9	11	0,51278- 0,51287	0,70390- 0,70401	18,501- 18,565	15,575- 15,587

Tableau IV.1 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la section crustale du complexe ultrabasique-basique de Jijal. Les valeurs n_1 et n_2 indiquent le nombre d'échantillons analysés pour les éléments majeurs et trace (n_1) et pour les isotopes (n_2). Les domaines de variation en Nd-Sr tiennent compte des analyses de roches totales et de Cpx (ainsi que de la Hbl dans le cas des hornblendites-grenatites) ; les domaines de variation en Pb tiennent compte des analyses de roches totales et de plagioclase.

IV.2.2. Caractérisation de la séquence de Patan (3,0-9,7 km)

De la base au sommet de cette séquence, trois groupes ont pu être identifiés selon leurs caractéristiques géochimiques : les « gabbros de Sarangar », intrusifs dans les granulites à grenat de la séquence de Jijal et les roches des groupes appelés Patan-1 et Patan-2 (**Figure IV.2**).

IV.2.2.1. Les éléments majeurs et en trace ($n=23$)

IV.2.2.1.A- Les « gabbros de Sarangar » (3,0-6,5 km) ($n=10$)

Ces roches présentent des compositions en éléments majeurs similaires à celles des gabbronorites à hornblende de la séquence de Jijal (**Figure IV.3, Tableau B-4**). Les spectres de terres rares des gabbros de Sarangar sont légèrement fractionnés avec un léger enrichissement en LREE par rapport aux HREE ($1,31 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 1,97$, **Tableau B-4**) et montrent un enrichissement variable en REE ($15,5 \leq \text{La}_N \leq 35,1$; $9,6 \leq \text{Yb}_N \leq 15,3$) (**Figure IV.7**). Les LREE présentent un enrichissement marqué par rapport aux MREE ($1,36 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 1,80$) et les segments de HREE sont sub-plats à appauvris ($1,06 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1,29$).

Les gabbros de Sarangar ne montrent pas d'anomalie marquée en Eu ($0,98 \leq \text{Eu}^* \leq 1,08$), exception faite de l'échantillon KH97-115 qui présente une anomalie positive ($\text{Eu}^* = 1,31$) et constitue en outre l'échantillon le plus appauvri en REE et en SiO₂ de la série (**Tableau B-4**).

L'ensemble des échantillons analysés montre des anomalies positives en Sr et en Pb (**Figure IV.7**). Compte tenu de l'absence d'anomalie en Eu généralement constatée dans les gabbros de Sarangar, les anomalies observées en Sr et en Pb ne sont pas liées à l'accumulation de plagioclase mais plutôt à la composition de leur magma parent.

De façon générale, on observe au niveau des spectres de terres rares, une évolution des spectres (enrichissement relatif en LREE par rapport aux HREE, augmentation de Σ REE) depuis les granulites à grenat et les gabbroonorites à hornblende du complexe de Jijal, jusqu'aux gabbros de Sarangar. Les caractéristiques géochimiques des gabbros de Sarangar (en particulier l'enrichissement en LREE et l'absence d'anomalie positive en Eu) suggèrent fortement que ces roches représentent des « liquides figés » plutôt que des cumulats (Garrido et al., 2006). De la même manière que les laves d'arc modernes, les gabbros de Sarangar montrent un enrichissement en éléments fortement incompatibles et un appauvrissement marqué en Nb, Ta et Zr, typiques des magmas formés en contexte de subduction.

La **figure IV.8** présente une comparaison entre les spectres d'éléments en trace des gabbros de Sarangar et des spectres de laves d'arc typiques (IAB des Mariannes, d'après Peate et Pearce, 1998). Les gabbros de Sarangar montrent des spectres identiques aux laves les moins enrichies de l'arc des Mariannes ; l'ensemble étant caractérisé par une anomalie négative marquée en HFSE (Nb-Ta et Zr), un enrichissement modéré en LREE, Cs, Rb, Th et U, et des anomalies positives prononcées en Ba, Pb et Sr.

Les valeurs des rapports Nb-Ta des gabbros de Sarangar sont beaucoup plus homogènes que celles déterminées pour les groupes précédents (i.e. la séquence de Jijal) et sont infra- à supra-chondritiques ($13,2 \leq \text{Nb/Ta} \leq 18,5$).

IV.2.2.1.B- Roches du groupe Patan-1 (6,5-6,6 km) (n=4)

Les roches du groupe Patan-1 présentent des caractéristiques géochimiques qui se distinguent de celles des gabbros de Sarangar. Du point de vue des éléments majeurs, les roches du groupe Patan-1 ont des compositions globalement basses en SiO_2 ($46\% \leq \text{SiO}_2 \leq 51\%$, **Figure IV.3**, **Tableau B-4**), plus élevées en TiO_2 ($1,08\% \leq \text{TiO}_2 \leq 1,70\%$), et présentent des variations de composition extrêmement importantes pour certains éléments (ex. : $11,1\% \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 23,1\%$; $6,6 \leq \text{FeO}_T \leq 15,5\%$; $3,2 \leq \text{MgO} \leq 13,0\%$; $46 \leq \text{Mg\#} \leq 60$), pour lesquels ces roches tendent à s'écarter du domaine de corrélation défini par les laves d'arc intra-océaniques modernes (**Figure IV.3**).

Les spectres de terres rares du groupe Patan-1 sont globalement hétérogènes, d'aspect plus ou moins convexe ($6 \leq \text{La}_N \leq 22$; $0,60 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 1,92$; $0,26 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 0,93$; $1,37 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1,97$), avec des anomalies négatives à légèrement positives en Eu ($0,72 \leq \text{Eu}^* \leq 1,11$) (**Figure IV.7**). L'échantillon qui présente l'anomalie négative la plus marquée pour cet élément (KG-15) montre également un appauvrissement prononcé au niveau des LREE. Cette caractéristique, couplée à son anomalie négative importante en Sr (**Figure IV.7**), suggère un fractionnement important de plagioclase au niveau de la source de cet échantillon.

Les échantillons du groupe Patan-1 montrent, à la différence des gabbros de Sarangar, un appauvrissement plus ou moins marqué des LREE (La, Ce) par rapport aux MREE (Sm, Gd) et se distinguent également par un appauvrissement plus prononcé des MREE par rapport aux HREE, un enrichissement modéré en LILE (en particulier Cs et Rb) et des anomalies faiblement marquées à absentes (échantillon KG-15) en Nb-Ta. On observe au niveau des

spectres de ces échantillons un enrichissement parfois significatif du Nb par rapport au Ta, qui se traduit par des rapports Nb/Ta légèrement à fortement supra-chondritiques ($19,7 \leq \text{Nb/Ta} \leq 32,6$).

IV.2.2.1.C- Roches du groupe Patan-2 (6,6-9,7 km) (n=9)

Les roches du groupe Patan-2 présentent quelques similitudes du point de vue des éléments majeurs et en trace par rapport aux gabbros de Sarangar. Reportées dans des diagrammes de Harker (**Figure IV.3**) les roches du groupe Patan-2 recouvrent globalement les domaines définis par les gabbros de Sarangar et présentent en général une plus grande hétérogénéité ainsi que des valeurs plus différenciées du point de vue du Mg#.

Les spectres de terres rares du groupe Patan-2 ($21 \leq \text{La}_N \leq 40$; $1,33 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 1,87$; $1,35 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 2,56$; $0,91 \leq \text{Eu}^* \leq 1,20$) sont très similaires à ceux obtenus pour les gabbros de Sarangar (**Figure IV.7**). Quelques différences apparaissent toutefois entre ces deux groupes au niveau de leurs spectres étendus aux éléments incompatibles (**Figure IV.7**), pour lesquels on observe notamment un enrichissement moins prononcé pour certains LILE (en particulier Cs, Rb et Pb) dans le cas du groupe Patan-2. Les rapports Nb/Ta du groupe Patan-2 sont infra-chondritiques à supra-chondritiques ($16,0 \leq \text{Nb/Ta} \leq 23,9$) et recouvrent le domaine de variation défini par les gabbros de Sarangar.

IV.2.2.2. Les isotopes (n=11)

Reportés dans les diagrammes isotopiques Nd-Sr et Pb-Pb (**Figures IV.5 et IV.6**), les gabbros de Sarangar définissent un domaine extrêmement homogène et présentent des compositions isotopiques qui se superposent presque totalement à celles du groupe Jijal-B sous-jacent. En accord avec les résultats obtenus pour les éléments majeurs et en trace, ceci suggère que ces roches seraient issues d'une source similaire ou très voisine et dont la composition isotopique en Nd, Sr et Pb serait comprise entre : $0,51274 \leq {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(\text{source})} \leq 0,51287$; $0,70390 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{(\text{source})} \leq 0,70401$; $18,495 \leq {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(\text{source})} \leq 18,565$ et $15,575 \leq {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(\text{source})} \leq 15,588$. Cependant, le fait que les gabbros de Sarangar soient intrusifs dans le groupe Jijal-B exclut que ces roches aient cristallisé simultanément à partir d'un même magma parent. Ceci se traduit également par les résultats géochronologiques disponibles pour les gabbronorites du groupe Jijal-B (datées à 118 ± 12 Ma, Yamamoto et Nakamura, 2000) et les gabbros de Sarangar (datés à $98,9 \pm 0,4$ Ma, Schaltegger et al., 2002).

Les roches du groupe Patan-1 présentent des compositions isotopiques identiques au groupe Jijal-A dans un diagramme Nd-Sr (**Figure IV.5**) et présentent des compositions très proches de ce groupe dans les diagrammes Pb-Pb (**Figure IV.6**).

Les roches du groupe Patan-2 présentent des compositions isotopiques très homogènes et enrichies, similaires à celles des groupes Jijal-B et Sarangar dans un diagramme ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (**Figure IV.6a**), mais avec des valeurs distinctement plus enrichies en ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ et en ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (**Figures IV.5 et IV.6b**).

Les principales caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Patan sont reportées dans le **tableau IV.2** ci-dessous :

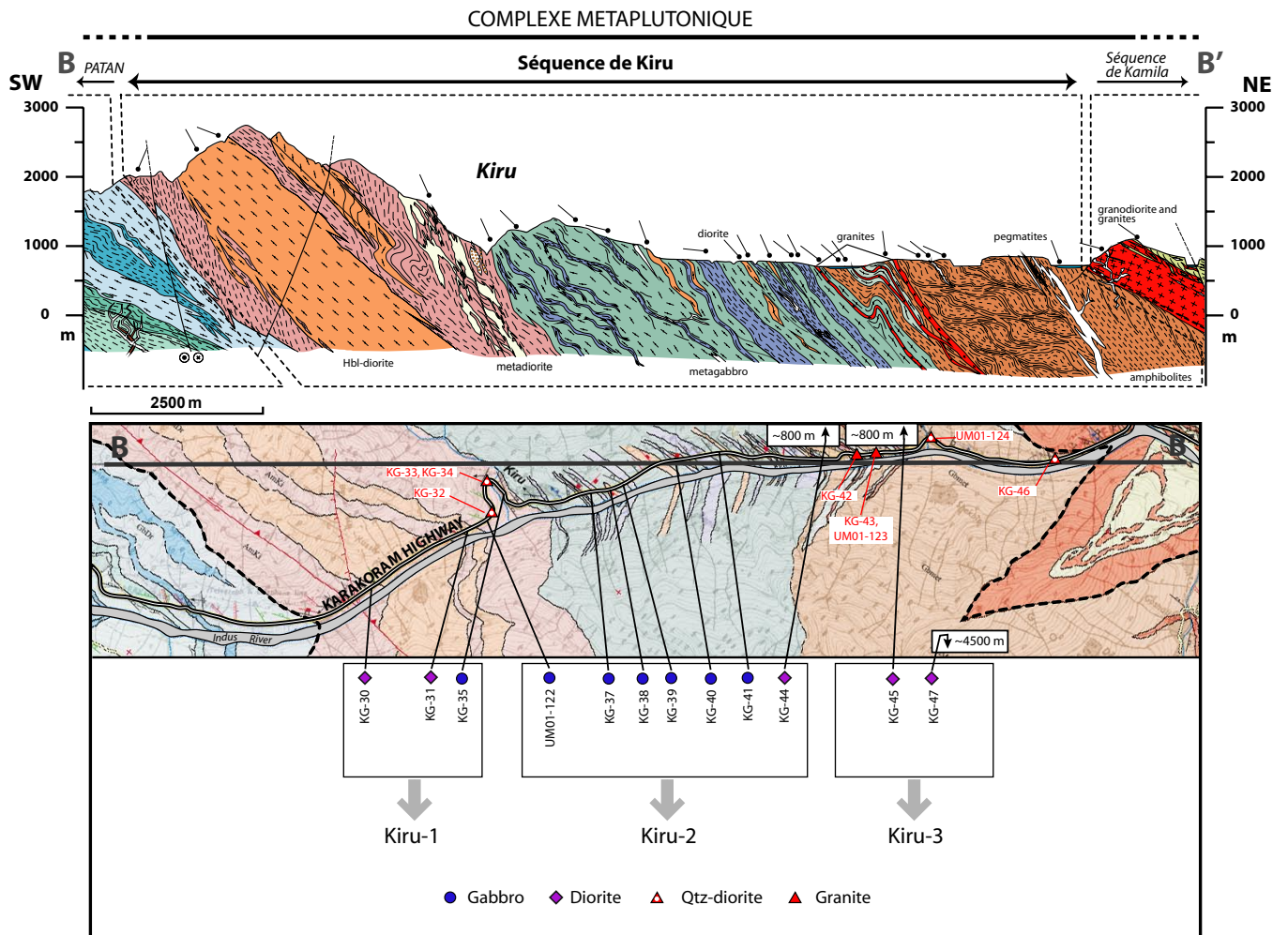


Figure IV.9 : Localisation des échantillons analysés pour la séquence de Kiru (section intermédiaire du complexe métaplutonique, Zeilinger, 2002). La limite entre chacun des trois groupes identifiés (Kiru-1, Kiru-2 et Kiru-3) est définie en fonction des variations géochimiques observées. Les échantillons sont distingués en fonction de leurs teneurs en silice : gabbros *s.l.* (i.e. gabbros et gabbro-diorites) ($45\% \leq \text{SiO}_2 \leq 55\%$) ; diorites ($55\% \leq \text{SiO}_2 \leq 63\%$) ; diorites quartziques ($63\% \leq \text{SiO}_2 \leq 70\%$) ; granites ($\text{SiO}_2 \geq 70\%$).

	n_1	%SiO ₂	Mg#	La _N /Sm _N	Eu*	Ba/Nb	Nb/Ta	n_2	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(i)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(i)
Saran-	10	50-55	47-	1,36-	0,98-	72-	13,2-	6	0,51274-	0,70390-	18,495-	15,579-
-gar			52	1,80	1,31	191	18,5		0,51276	0,70393	18,520	15,588
Patan-1	4	46-51	46-	0,26-	0,72-	17-	19,7-	2	0,51277	0,70372-	18,258-	15,538-
			60	0,93	1,11	104	32,6		0,70373	18,355	15,553	
Patan-2	9	43-59	40-	1,33-	0,91-	7-53	16,0-	3	0,51271-	0,70397-	18,521-	15,601-
			54	1,87	1,20	23,9	0,51273		0,70398	18,548	15,609	

Tableau IV.2 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Patan. Même légende que Tableau IV.1.

IV.2.3. Caractérisation du Groupe Kiru (9,7-17,0 km)

De la base vers le sommet de cette séquence (**Figure IV.9**), trois groupes ont pu être identifiés selon leurs caractéristiques géochimiques : Kiru-1, Kiru-2 et Kiru-3.

IV.2.3.1. Les éléments majeurs et en trace ($n=13$)

IV.2.3.1.A- Roches du groupe Kiru-1 (9,7-~11,5 km) ($n=3$)

Les roches de ce groupe présentent des compositions gabbroïques à dioritiques ($53\% \leq \text{SiO}_2 \leq 60\%$) et affichent, notamment par rapport aux échantillons du groupe Patan-2, une très large gamme de variation de Mg# ($45 \leq \text{Mg\#} \leq 64$), des teneurs plus basses en TiO₂ ($0,41 \leq \text{TiO}_2 \leq 0,61\%$) et en FeO_T ($5,3 \leq \text{FeO}_T \leq 7,1\%$), ainsi que des concentrations plus élevées en alcalins ($3,35\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 4,79\%$) (**Figure IV.3, Tableau B-4**).

L'aspect général des spectres de terres rares de ce groupe (**Figure IV.10**) rappelle ceux des groupes Sarangar et Patan-2 (**Figure IV.7**). Le groupe Kiru-1 montre des segments sub-plats à légèrement appauvris au niveau des HREE ($1,15 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1,61$), ne présente pas d'anomalie en Eu ($1,01 \leq \text{Eu}^* \leq 1,02$) et possède, par rapport aux groupes Sarangar et Patan-2, le plus important fractionnement des LREE par rapport aux HREE ($2,85 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 3,70$) ainsi que l'enrichissement en LREE le plus marqué ($1,80 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 2,29$) (**Figure IV.10, Tableau B-4**).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles du groupe Kiru-1 montrent des anomalies positives plus ou moins prononcées en Pb et Sr. Les échantillons KG-31 et KG-30 montrent des valeurs enrichies en Cs et Rb, une anomalie positive marquée en Ba et des valeurs appauvries en Th et U par rapport au Nb et Ta. Enfin l'échantillon KG-35 montre, par rapport aux échantillons précédents, un enrichissement prononcé en Rb, Th et U et une anomalie négative bien marquée en Nb-Ta. Les rapports Nb/Ta du groupe Kiru-1 affichent des valeurs infra-chondritiques à supra-chondritiques ($16,1 \leq \text{Nb/Ta} \leq 21,2$).

IV.2.3.1.B- Roches du groupe Kiru-2 (~11,5-15,0 km) ($n=7$)

Reportées dans des digrammes de Harker (**Figure IV.3**), ces roches tendent à s'écarter des domaines de variation définis pour l'ensemble des échantillons des autres groupes (exception faite des diagrammes Zr vs. SiO₂ et Na₂O + K₂O vs. SiO₂). Parmi les échantillons analysés pour ce groupe, on peut distinguer un lot de cinq échantillons (1) puis deux échantillons particuliers ayant des caractéristiques propres (2 et 3):

(1) Un groupe de cinq échantillons pauvres en REE ($6 \leq \Sigma \text{REE (ppm)} \leq 15$; $1,2 \leq \text{La}_N \leq 2,0$; $2,7 \leq \text{Yb}_N \leq 6,9$) montrant un appauvrissement prononcé en LREE ($0,29 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 0,68$),

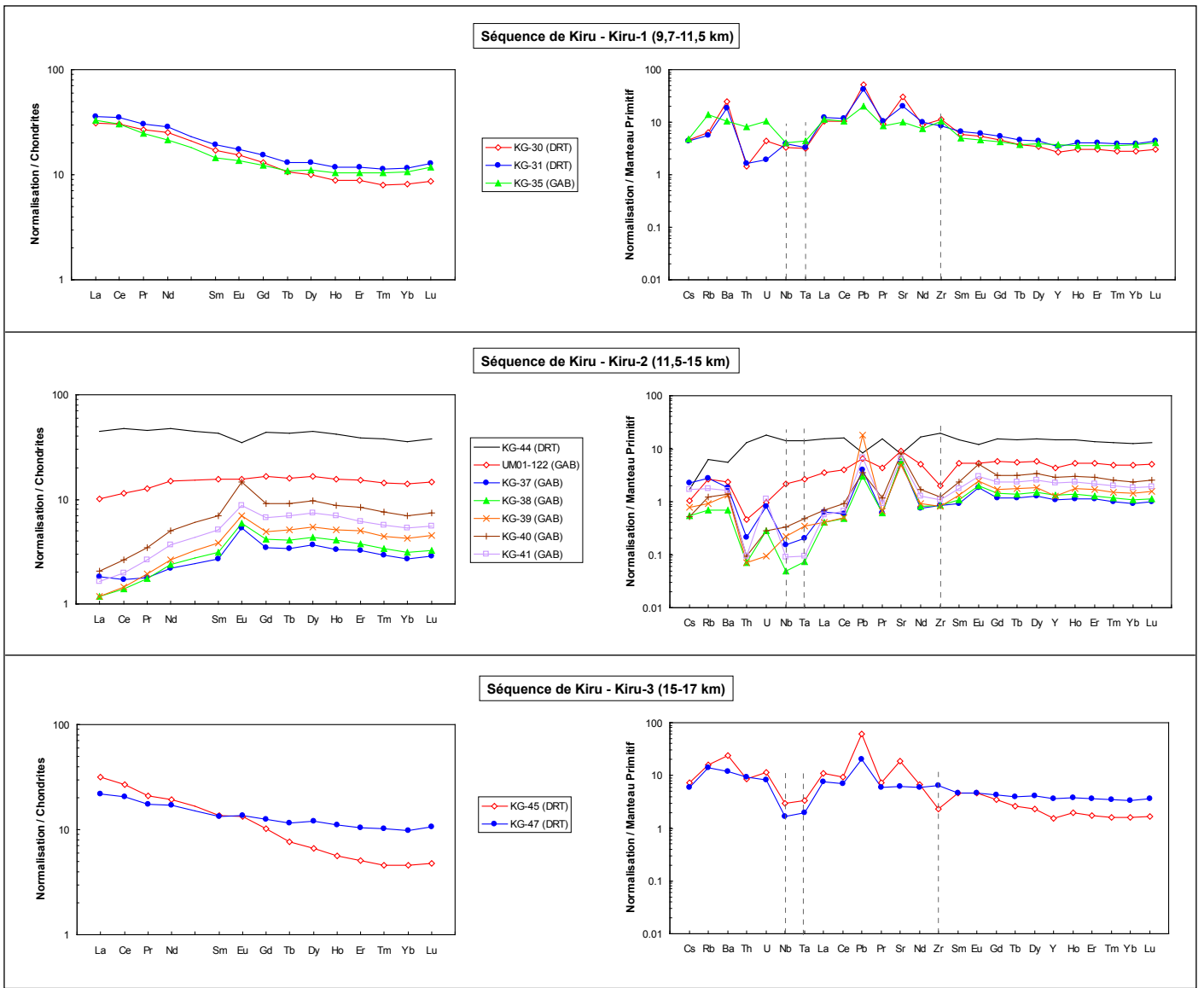


Figure IV.10 : Spectres de terres rares (normalisés aux chondrites) et spectres étendus aux éléments incompatibles (normalisés au manteau primitif) pour les roches de la séquence de Kiru. Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989). Abréviations : GAB : gabbros ; DRT : diorites.

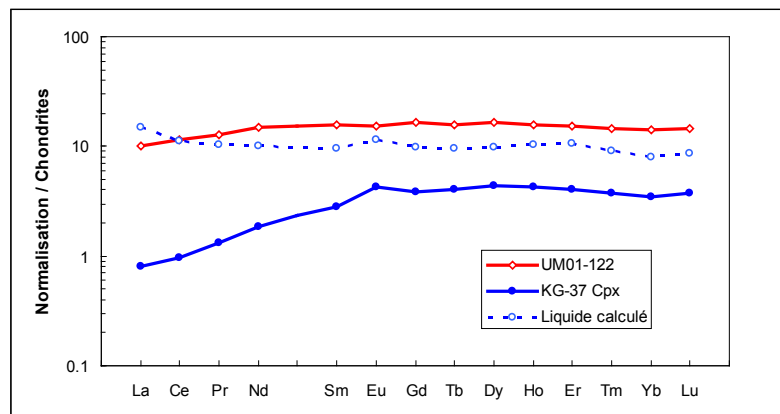


Figure IV.11 : Spectre de terres rares du liquide à l'équilibre avec l'échantillon de gabbro KG-37 (cf. Figure IV.10). La composition du liquide est calculée à partir des concentrations mesurées sur une fraction de clinopyroxènes de l'échantillon KG-37 (groupe Kiru-2) (valeurs reportées dans le tableau B-6 en annexe B), d'après les coefficients de distribution Cpx/liquide donnés par Hart et Dunn (1993). Le spectre de la lave UM01-122 (groupe Kiru-2) est reporté, pour comparaison. Valeurs normalisées aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

une anomalie positive en Eu très marquée ($1,47 \leq \text{Eu}^* \leq 1,84$) et un léger appauvrissement au niveau des HREE ($1,16 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1,32$) (**Figure IV.10, Tableau B-4**).

Ces roches présentent des compositions basaltiques ($48\% \leq \text{SiO}_2 \leq 50\%$) et parmi les cinq échantillons analysés, les quatre échantillons les plus appauvris en terres rares ($6 \text{ ppm} \leq \Sigma\text{REE}_{\text{KG-37, KG-38, KG-39, KG 41}} \leq 11 \text{ ppm}$) montrent des valeurs extrêmement basses en TiO_2 ($0,19\% \leq \text{TiO}_2 \leq 0,58\%$) et FeO_T ($3,8\% \leq \text{FeO}_T \leq 7,2\%$) et des valeurs élevées en CaO ($14,0\% \leq \text{CaO} \leq 17,5\%$), MgO ($7,4\% \leq \text{MgO} \leq 10,2\%$) et Mg\# ($69 \leq \text{Mg\#} \leq 80$) (**Tableau B-4**). On observe, pour ces cinq échantillons, une corrélation négative entre la teneur globale en terres rares et la valeur du Mg\# (i.e. plus le Mg\# est bas et plus la ΣREE est élevée, **Tableau B-4**). L'ensemble de ces caractéristiques suggère l'aspect hautement cumulatif de ces échantillons, également confirmé par la présence d'anomalies positives en Sr et en Pb (**Figure IV.10**). Les autres LILE (Cs, Rb, Ba) présentent des anomalies en général moins prononcées que dans le cas des échantillons précédemment caractérisés. Le Th montre des anomalies négatives marquées et les rapports Th/La calculés sont faibles ($0,017 \leq \text{Th/La} \leq 0,042$).

Les HFSE présentent des anomalies plus ou moins prononcées : les échantillons KG-37, KG-38 et KG-41 montrent des anomalies négatives en Nb-Ta alors que les échantillons KG-39 et KG-40 ne présentent pas d'anomalie marquée pour ces éléments. Les rapports Nb/Ta calculés pour ces cinq échantillons sont infra-chondritiques ($10,8 \leq \text{Nb/Ta} \leq 16,4$).

(2) L'échantillon UM01-122, de composition gabbroïque, présente un spectre de REE proche des N-MORB, faiblement fractionné ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 0,82$) et appauvri au niveau des LREE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,65$) (**Figure IV.10**). Les HREE présentent un léger appauvrissement par rapport au MREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,17$) et on note l'absence d'anomalie en Eu ($\text{Eu}^* = 0,97$) ainsi que de faibles anomalies positives en Pb et Sr. On observe un appauvrissement marqué en Th (et U) pour cet échantillon (**Figure IV.10**), un rapport Th/La faible ($\text{Th/La} = 0,016$), une absence d'anomalie en Nb-Ta et un rapport Nb/Ta infra-chondritique de 14,2. Du point de vue des éléments majeurs, cet échantillon présente des compositions qui se situent dans la gamme de variation des cinq échantillons précédents à l'exception des alcalins qui présentent des valeurs extrêmement faibles ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_{\text{UM01-122}} = 0,10$, contre $0,93 \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_{\text{groupe (1)}} \leq 2,33$).

Enfin, une relation génétique de type liquide/cumulat est fortement suggérée entre cet échantillon et les roches du groupe (1), dans la **figure IV.11**. Dans cette figure, les liquides à l'équilibre avec les échantillons cumulatifs du groupe (1) présentent des spectres de terres rares très proches du spectre de la lave UM01-122.

(3) L'échantillon KG-44, possède un spectre de terres rares faiblement fractionné ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 1,32$) avec un enrichissement important en REE ($\Sigma\text{REE} = 113$) (**Figure IV.10**). Les anomalies négatives en Eu ($\text{Eu}^* = 0,81$), Pb et Sr de cet échantillon (**Figure IV.10**) suggèrent qu'il était en équilibre avec un cumulat/restite ayant accumulé du plagioclase. Cet échantillon ne montre pas d'anomalie en Nb-Ta et présente un rapport Nb/Ta sub-chondritique ($\text{Nb/Ta} = 17,0$). Reporté dans des digrammes de Harker (**Figure IV.3**), cet échantillon, de composition dioritique ($\text{SiO}_2 = 61\%$), montre une déviation importante par rapport au domaine des arcs intra-océaniques, avec des valeurs élevées en TiO_2 ($\text{TiO}_2 = 1,68\%$), FeO_T ($\text{FeO}_T = 9,51\%$), Zr ($\text{Zr} = 221 \text{ ppm}$) et une valeur basse en Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,7\%$). A l'exception de certains granites, cet échantillon présente la valeur la plus faible de Mg\# parmi l'ensemble des échantillons analysés ($\text{Mg\#} = 36$). L'ensemble de ces caractéristiques atteste du caractère extrêmement différencié de cet échantillon.

D'une manière générale, on constate que les échantillons du groupe Kiru-2, contrairement aux groupes/séquences précédemment caractérisés, ne possèdent pas de caractéristiques chimiques

« typiques » de tholéiites d'arc *s.l.* et affichent plutôt des caractéristiques intermédiaires entre magmas d'arc et laves de type MORB.

IV.2.3.1.C- Roches du groupe Kiru-3 (15,0-17,0 km) (n=2)

Situés au sommet de la séquence de Kiru, les roches de ce groupe ont une composition dioritique ($57\% \leq \text{SiO}_2 \leq 59\%$) avec des valeurs de Mg# typiques des magmas différenciés ($48 \leq \text{Mg\#} \leq 56$). Ces roches présentent des compositions en éléments majeurs assez similaires au groupe Kiru-1 (**Figure IV.3, Tableau B-4**) et montrent également des similitudes avec ce groupe du point de vue des éléments en trace (**Figure IV.10**).

Les spectres de terres rares du groupe Kiru-3 sont fractionnés à fortement fractionnés ($2,11 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 5,82$) avec des segments enrichis en LREE ($1,63 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 2,31$), des segments appauvris en HREE ($1,29 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 2,24$) et des anomalies faiblement positives en Eu ($1,05 \leq \text{Eu}^* \leq 1,11$) (**Figure IV.10**). L'échantillon KG-45 qui présente le plus fort appauvrissement en HREE affiche une anomalie négative en Y pouvant indiquer le fractionnement de grenat au niveau de la source de cet échantillon. On note des anomalies négatives marquées en Nb-Ta et des rapports Nb/Ta infrachondritiques ($14,6 \leq \text{Nb/Ta} \leq 15,4$). Du point de vue de LILE, on observe un enrichissement prononcé en Cs, Rb et Ba, des anomalies positives en Pb (**Figure IV.10**). Le Th et l'U présentent également un enrichissement marqué et forment un « plateau » avec les LILE voisins (Cs, Rb, Ba).

IV.2.3.2. Les isotopes (n=5)

Seules les roches des groupes Kiru-1 et Kiru-2 ont été caractérisées d'un point de vue isotopique. Reportés dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, les roches du groupe Kiru-1, de même que le groupe Patan-1, présentent des compositions similaires au groupe Jijal-A (**Figure IV.5, Tableau B-5**). Dans les diagrammes Pb-Pb, il se distingue du groupe Jijal-A par des valeurs plus appauvries (**Figure IV.6**).

Les signatures isotopiques du Nd, Sr et Pb pour le groupe Kiru-2 sont les plus appauvries des roches de cette étude (**Figures IV.5 et IV.6**), et se distinguent nettement de l'ensemble des échantillons analysés au cours de ce travail. Les rapports isotopiques initiaux en Sr sont très homogènes ($0,70304-0,70317$), les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ évoluent vers des valeurs très appauvries ($0,51285-0,51301$) et les valeurs des isotopes du Pb sont peu radiogéniques ($18,028 \leq ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)} \leq 18,140$; $15,492 \leq ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)} \leq 15,543$; $38,081 \leq ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)} \leq 38,258$). L'échantillon UM01-122, caractérisé par un spectre de terres rares proche des N-MORB (cf. §IV.2.3.1-B), fournit la composition en Pb la plus appauvrie (**Figure IV.6**).

Une isochrone interne (RT, Cpx, Pl) par la méthode de datation Rb-Sr de l'échantillon KG-37 fournit un âge précis de $88,14 \pm 0,88$ Ma (2σ) (MSWD = 0,12) (**Figure IV.12**). On remarque que l'échantillon KG-40 (RT, Pl) se reporte sur cette même isochrone et l'âge alors obtenu est de $88,4 \pm 1,7$ (2σ) (MSWD = 2,2).

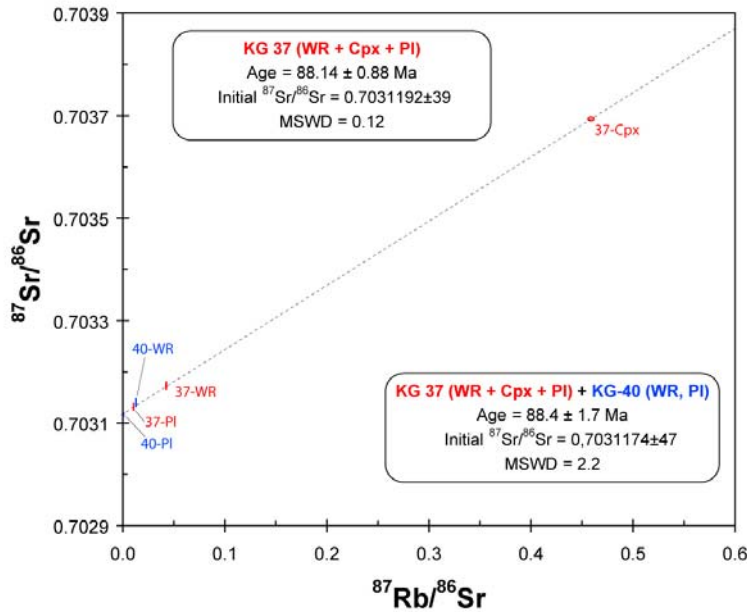


Figure IV.12 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les minéraux et roches totales des gabbros KG-37 et KG-40 du groupe Kiru-2. L'échantillon KG-37 définit un âge isochrone (WR + Cpx + PI) précis de $88,14 \pm 0,88$ Ma (2σ) (MSWD = 0,12). L'ajout de l'échantillon KG-40 (WR + PI) sur cette isochrone perturbe sensiblement l'alignement (MSWD = 2,2), cependant la valeur de l'âge obtenu ($88,4 \pm 1,7$ Ma ; 2σ) est similaire à la marge d'erreur. Âges et diagrammes établis d'après Ludwig (2003).

Les principales caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Kiru sont reportées dans le **tableau IV.3** ci-dessous :

	n_1	%SiO ₂	Mg#	La _N /Sm _N	Eu*	Ba/Nb	Nb/Ta	n_2	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$
Kiru-1	3	53-60	45-64	1,80-2,29	1,01-1,02	25-72	16,1-21,2	2	0,51281-0,51283	0,70358	18,252-18,275	15,526-15,550
Kiru-2	5	48-50	53-80	0,29-0,68	1,47-1,84	41-182	10,8-17,0	2	0,52184-0,51301	0,70304-0,70312	18,087-18,140	15,492-15,543
Kiru-3	3	57-59	48-56	1,63-2,31	1,05-1,11	70-78	14,6-15,4	0	-	-	-	-

Tableau IV.3 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Kiru. Même légende que Tableau IV.1.

IV.2.4. Caractérisation du Groupe Kamila (17,0- >30,0 km)

De la base vers le sommet de cette séquence, cinq groupes ont pu être identifiés, depuis Kamila-1 jusqu'à Kamila-5 (**Figure IV.13**).

IV.2.4.1. Les éléments majeurs et en trace ($n=16$)

IV.2.4.1.A- Roches du groupe Kamila-1 (17,0-18,3 km) ($n=3$)

Les échantillons de ce groupe présentent des compositions gabbroïques à dioritiques ($53\% \leq \text{SiO}_2 \leq 62\%$) avec une grande variabilité de Mg# entre un pôle primitif (Mg# = 63, diorite KG-53) et un pôle très différencié (Mg# = 44, diorite KG-54) (**Figure IV.3**, **Tableau B-4**). Globalement, les compositions en éléments majeurs de ce groupe sont très similaires au groupe Kiru-3 sous-jacent.

Les spectres des terres rares de ces échantillons présentent un enrichissement global variable ($43 \leq \Sigma\text{REE (ppm)} \leq 80$), un fractionnement prononcé entre LREE et HREE ($2,04 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N$

$\leq 2,97$; $2,69 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 4,21$; $28 \leq \text{La}_N \leq 49$; $8 \leq \text{Yb}_N \leq 16$) et de faibles anomalies en Eu ($0,94 \leq \text{Eu}^* \leq 1,17$) (**Figure IV.14, Tableau B-4**).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles (**Figure IV.14**) montrent, par rapport aux échantillons du groupe Kiru-3 sous-jacent (**Figure IV.10**) un enrichissement nettement plus marqué en Rb, Ba, Th et U. L'échantillon KG-51 qui présente la plus forte anomalie positive en Pb (ainsi qu'une très faible anomalie positive en Eu) présente également une anomalie positive en Sr. Les autres échantillons affichent des anomalies positives moins marquées en Pb et ne montrent pas d'anomalie marquée en Sr. Enfin, le groupe Kamila-1 est caractérisé par une anomalie négative très prononcée en Nb-Ta et par des valeurs infra-chondritiques de ce rapport ($11,5 \leq \text{Nb}/\text{Ta} \leq 14,6$).

IV.2.4.1.B- Roches du groupe Kamila-2 (18,3-19,3 km) (n=3)

De composition gabbroïque ($49\% \leq \text{SiO}_2 \leq 51\%$), ces roches présentent un caractère très différencié du point de vue du Mg# ($42 \leq \text{Mg}\# \leq 48$) et montrent des valeurs élevées en Al_2O_3 ($17,3\% \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 21,6\%$), en alcalins ($2,61\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 5,19\%$) et en Zr ($74 \text{ ppm} \leq \text{Zr} \leq 108 \text{ ppm}$) ; ainsi que des valeurs faibles en MgO ($3,3\% \leq \text{MgO} \leq 5,6\%$) (**Figure IV.3, Tableau B-4**).

Le groupe Kamila-2 est caractérisé par un enrichissement extrêmement important en terres rares ($215 \leq \Sigma\text{REE} \text{ (ppm)} \leq 286$) et un fractionnement important entre LREE et HREE ($10,1 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 14,7$; $195 \leq \text{La}_N \leq 300$; $11,9 \leq \text{Yb}_N \leq 18,5$) (**Figure IV.14, Tableau B-4**). On n'observe pas d'anomalie marquée en Eu ($0,96 \leq \text{Eu}^* \leq 1,10$) et une absence totale d'anomalie en Sr et Pb (**Figure IV.14**).

Les LILE, Th et U affichent un fort enrichissement, et des éléments tels que le Rb, Ba, Th et U présentent un enrichissement encore plus important en comparaison avec le groupe Kamila-1 sous-jacent (**Figure IV.14**). Les HFSE (Nb, Ta, Zr) montrent de fortes anomalies négatives et les rapports Nb/Ta présentent des valeurs supra-chondritiques ($19,8 \leq \text{Nb}/\text{Ta} \leq 29,2$), contrairement au groupe Kamila-1.

IV.2.4.1.C- Roches du groupe Kamila-3 (19,3-23 km) (n=4)

Ces roches présentent des compositions ultrabasiques à gabbroïques ($44\% \leq \text{SiO}_2 \leq 53\%$) et un étalement extrêmement important des valeurs de Mg# ($38 \leq \text{Mg}\# \leq 66$) (**Figure IV.3, Tableau B-4**). On observe des valeurs globalement élevées en TiO_2 ($1,07\% \leq \text{TiO}_2 \leq 2,06\%$), en alcalins ($2,65\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 4,49\%$) et sur les quatre échantillons analysés, trois d'entre eux présentent des valeurs élevées en Al_2O_3 ($20,7\% \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 22,6\%$).

En comparaison avec les groupes Kamila-1 et Kamila-2, le groupe Kamila-3 est caractérisé par un léger bombement au niveau des terres rares moyennes (Nd-Sm) et un appauvrissement marqué des LREE par rapport aux MREE ($0,48 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 0,95$) (**Figure IV.14 ; Tableau B-4**). Ce groupe affiche également de légères anomalies négatives à positives en Eu ($0,88 \leq \text{Eu}^* \leq 1,07$) et un appauvrissement en HREE ($1,47 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1,90$).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent des anomalies positives plus ou moins marquées en Sr et Pb, et une forte anomalie en Ba contrastant avec des valeurs faibles en Cs, Rb, Th et U (**Figure IV.14**). Les spectres ne présentent pas d'anomalie négative

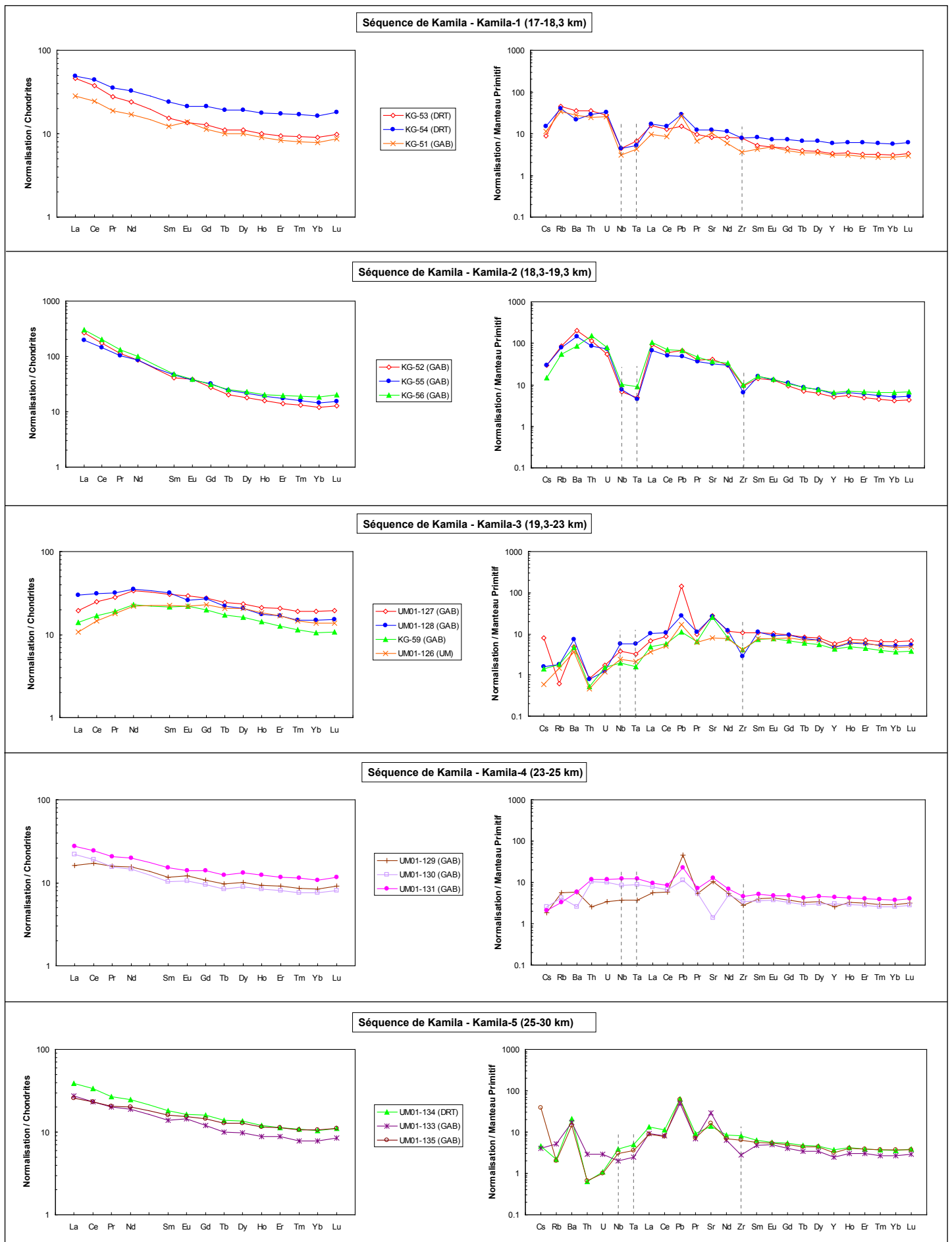


Figure IV.14 : Spectres de terres rares (normalisés aux chondrites) et spectres étendus aux éléments incompatibles (normalisés au manteau primitif) pour les roches de la séquence de Kamila. Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989). Abréviations : UM : roches ultrabasiques ; GAB : gabbros ; DRT : diorites.

marquée au niveau du Nb-Ta du fait de l'appauvrissement en Th-U et les rapports Nb/Ta calculés pour ces roches sont sub-chondritiques à supra-chondritiques ($17,9 \leq \text{Nb/Ta} \leq 21,5$).

Enfin il est intéressant de noter que les spectres d'éléments en trace du groupe Kamila-3 présentent de fortes similitudes avec ceux du groupe Patan-1 (séquence de Patan) (**Figure IV.7**).

IV.2.4.1.D- Roches du groupe Kamila-4 (23-25 km) (n=3)

Le groupe Kamila-4 est caractérisé par des compositions gabbroïques ($48\% \leq \text{SiO}_2 \leq 51\%$) et des valeurs élevées de Mg# ($64 \leq \text{Mg\#} \leq 79$) expliquées par des valeurs peu élevées en FeO_T ($8,2\% \leq \text{FeO}_T \leq 8,9\%$) et des valeurs élevées à extrêmement élevées en MgO ($8,2\% \leq \text{MgO} \leq 18,6\%$). Les spectres de terres rares du groupe Kamila-4 présentent des similitudes avec ceux du groupe Kamila-1 (**Figure IV.14**, **Tableau B-4**), avec cependant un fractionnement plus modéré des LREE par rapport aux HREE ($2,03 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 2,52$). Le groupe Kamila-4 montre un enrichissement des LREE par rapport aux MREE ($1,37 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 2,14$) et ne présente pas d'anomalie marquée en Eu ($0,96 \leq \text{Eu}^* \leq 1,07$).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles présentent une caractéristique tout à fait singulière parmi l'ensemble des échantillons analysés : on observe la présence de segments grossièrement plats depuis les éléments les plus incompatibles (Cs, Rb) jusqu'aux LREE (La, Ce) (**Figure IV.14**). Le groupe Kamila-4 affiche enfin des anomalies plus ou moins prononcées en Pb, et l'échantillon UM01-130 se singularise par une forte anomalie négative en Sr. Les segments en Nb-Ta du groupe Kamila-4 sont sub-plats et les rapports Nb/Ta calculés sont proches de la valeur chondritique ($17,0 \leq \text{Nb/Ta} \leq 17,9$).

IV.2.4.1.E- Roches du groupe Kamila-5 (25-30 km) (n=3)

Le groupe Kamila-5 constitue la partie sommitale de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et marque la transition avec le complexe de Chilas (intrusif au sommet du groupe Kamila-5 – Zeilinger, 2002). Le groupe Kamila-5 présente des compositions gabbroïques ($53\% \leq \text{SiO}_2 \leq 56\%$) et se distingue du groupe Kamila-4 sous jacent, du point de vue des éléments majeurs, notamment par une augmentation de la teneur en alcalins ($3,35\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_{\text{Kamila-5}} \leq 3,84\%$ contre $1,49\% \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_{\text{Kamila-4}} \leq 3,19\%$) et par des valeurs plus différenciées de Mg# ($55 \leq \text{Mg\#} \leq 60$).

Les spectres de terres rares du groupe Kamila-5 montrent des caractéristiques très similaires au groupe Kamila-4 (groupe Kamila-5 : $43 \leq \Sigma\text{REE (ppm)} \leq 60$; $2,17 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 3,18$; $1,59 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 2,16$; $25,7 \leq \text{La}_N \leq 39,1$; $7,9 \leq \text{Yb}_N \leq 10,6$) (**Figure IV.14**, **Tableau B-4**).

Le groupe Kamila-5 se distingue clairement du groupe Kamila-4 du point de vue des spectres étendus aux éléments incompatibles, en particulier au niveau du segment entre le Cs et les LREE (**Figure IV.14**). Les rapports Nb/Ta du groupe Kamila-5 sont homogènes et montrent des valeurs infra-chondritiques ($13,7 \leq \text{Nb/Ta} \leq 14,8$).

Enfin il est intéressant de noter que les spectres d'éléments en trace du groupe Kamila-5 présentent de fortes similitudes avec les spectres des groupes Sarangar et Patan-2 (séquence de Patan) (**Figure IV.7**).

IV.2.4.2. Les isotopes (n=8)

Reportées dans les diagrammes isotopiques Nd-Sr et Pb-Pb, les roches de la séquence de Kamila affichent des variations de compositions isotopiques importantes entre les différents groupes, depuis des compositions globalement appauvries (groupe Kamila-3) jusqu'à des compositions très enrichies (groupe Kamila-5) (**Figures IV.5 et IV.6, Tableau B-5**). Exception faite du groupe Kiru, le domaine de variation de la séquence de Kamila recouvre l'ensemble des domaines de variations décrits précédemment.

Le groupe Kamila-3 présente les compositions isotopiques les plus basses en Pb du groupe Kamila ($18,192 \leq {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)} \leq 18,273$; $15,530 \leq {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)} \leq 15,549$) ainsi que des valeurs parmi les plus appauvries pour les isotopes du Nd et du Sr ($0,51282 \leq {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(i)} \leq 0,51286$; $0,70362 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{(i)} \leq 0,70367$). Dans les diagrammes de corrélation Nd-Sr et Pb-Pb, ce groupe se place en position intermédiaire entre le domaine appauvri défini par le groupe Kiru-2 et le domaine enrichi défini par le groupe Sarangar. Le groupe Kamila-3 présente des caractéristiques isotopiques très similaires au groupe Kiru-1, et dans une moindre mesure (isotopes du Pb uniquement), aux échantillons les plus appauvris du groupe Patan-1 (**Figures IV.5 et IV.6**). Enfin le groupe Kamila-3 recouvre le domaine de variation défini par le groupe Jijal-A dans un diagramme ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ vs. ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ (**Figure IV.5**) mais ne recouvre pas ce domaine dans les diagrammes isotopiques Pb-Pb (**Figure IV.6**).

Le groupe Kamila-1 est représenté, d'un point de vue isotopique, par l'échantillon KG-51. Il présente la composition la moins radiogénique en Sr de la séquence de Kamila et montre, en comparaison avec le groupe Kamila-3, un rapport ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ similaire et une composition plus enrichie en isotopes du Pb. Il se caractérise par une signature isotopique très similaire au groupe Jijal-A (**Figures IV.5 et IV.6, Tableau B-5**).

Le groupe Kamila-4 (échantillon UM01-129) affiche, par rapport au groupe Kamila-1, des rapports isotopiques identiques en ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ et en ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, des rapports sensiblement plus radiogéniques en ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ et en ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, et une composition isotopique nettement plus enrichie en Sr, qui constitue la valeur maximale obtenue pour cet élément pour l'ensemble des échantillons analysés (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0,70430$) (**Figures IV.5 et IV.6, Tableau B-5**).

Le groupe Kamila-2 (échantillon KG-56), par rapport aux groupes précédents (Kamila-3, Kamila-1 et Kamila-4), présente des compositions plus enrichies en Nd et Sr et des compositions extrêmement plus radiogéniques en Pb (${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)} = 18,630$; ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)} = 15,577$; ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)} = 38,795$) (**Figure IV.5 et IV.6, Tableau B-5**). Ce groupe, dont le seul échantillon analysé en isotopie est enrichi en isotopes du Pb, présente, en comparaison avec les autres groupes, un enrichissement extrême en LILE, Th, U et LREE (**Figure IV.14**).

Le groupe Kamila-5 présente les rapports ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ les plus faibles et les rapports ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ les plus élevés en comparaison avec l'ensemble des échantillons analysés au cours de ce travail ($0,51261 \leq {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(i)} \leq 0,51269$ et $15,622 \leq {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)} \leq 15,633$). Ces échantillons ont une variation des compositions isotopiques en Sr ($0,70373 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{(i)} \leq 0,70415$) qui contraste avec des compositions homogènes pour les isotopes du Pb ($18,487 \leq {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)} \leq 18,535$).

Les principales caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Kamila sont reportées dans le **tableau IV.4** ci-dessous :

	n_1	%SiO ₂	Mg#	La _N /Sm _N	Eu*	Ba/Nb	Nb/Ta	n_2	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(i)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(i)
Kamila-1	3	53-62	44- 63	2,04- 2,97	0,94- 1,17	48-86	11,5- 14,6	1	0,51283	0,70357	18,398	15,558
Kamila-2	3	49-51	42- 48	4,24- 6,48	0,96- 1,10	81- 295	19,8- 29,2	1	0,51274	0,70377	18,630	15,577
Kamila-3	4	44-53	38- 66	0,48- 0,95	0,88- 1,07	12-23	17,9- 21,5	2	0,51282- 0,51286	0,70362- 0,70367	18,192- 18,273	15,530- 15,549
Kamila-4	3	48-51	64- 79	1,37- 2,14	0,96- 1,07	3-15	17,0- 17,9	1	0,51282	0,70430	18,293	15,558
Kamila-5	3	53-56	55- 60	1,59- 2,16	0,97- 1,11	47-83	13,7- 14,8	3	0,51261- 0,51269	0,70373- 0,70415	18,487- 18,535	15,617- 15,633

Tableau IV.4 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Kamila. Même légende que Tableau IV.1.

IV.2.5. Caractérisation des granites intrusifs dans les différentes séquences

Les granites *s.l.* sélectionnés pour cette étude (diorites quartziques et granites, SiO₂ ≥ 63%) sont intrusifs depuis la séquence de Jijal (peu abondants) jusqu'à la séquence de Kamila. Leur localisation est reportée dans les **figures IV.2, IV.9 et IV.13**.

IV.2.5.1. Les éléments majeurs et en trace (n=20)

Reportés dans des diagrammes de Harker (**Figure IV.3**), les granites suivent grossièrement le domaine de corrélation défini par les laves d'arc modernes du point du CaO, MgO, TiO₂ et FeO_T. Ils s'en écartent par des valeurs plus élevées pour l'Al₂O₃ et des teneurs très variables en Zr (8 ppm ≤ Zr ≤ 216 ppm). Ils possèdent, de plus, des valeurs de Mg# variables (31 ≤ Mg# ≤ 57) (**Tableau B-4**).

Garrido et al. (2006) ont proposé une classification des granites intrusifs dans les niveaux structuraux supérieurs de l'arc du Kohistan (séquences de Kiru et Kamila) selon deux types (granites de type 1 et granites de type 2), distingués d'après leurs compositions normatives en Anorthite, Albite et Orthose (An-Ab-Or), et également d'après certaines caractéristiques spécifiques au niveau des terres rares, telles que fractionnement des LREE par rapport aux HREE et la présence d'anomalie positive ou bien négative en Eu.

Parmi les vingt échantillons sélectionnés pour ce travail, sept échantillons ont été caractérisés par Garrido et al. (2006) : les échantillons UM01-124, UM01-125, KG-48 et KG-50 définissent les granites de type 1 et les échantillons UM01-123, KG-42 et KG-43 définissent les granites de type 2. Parmi ces granites, les granites de type 1 sont caractérisés par une composition tonalitique, un fractionnement important des LREE par rapport aux HREE et une anomalie généralement positive en Eu. Les granites de type 2 possèdent des compositions granodioritiques, un fractionnement des LREE par rapport aux HREE moins marqué par rapport aux granites de type 1 et une anomalie négative marquée en Eu.

Les travaux de modélisation numérique de Garrido et al. (2006) démontrent qu'il est possible, par une réaction de fusion/déshydratation d'un protolithe amphibolitique, de former des liquides similaires aux granites de type 1, associés à des résidus riches en grenat de composition similaire aux hornblendites-grenatites présentes à la base du groupe Jijal (groupe Jijal-A, cf. §IV.2.1.1.A). Ces auteurs ont également montré la possibilité de formation des granites de type 2 par une réaction de fusion/déshydratation d'un protolithe de composition semblable aux gabbonorites à hornblende du groupe Jijal-B (cf. §IV.2.1.1.B). Le produit

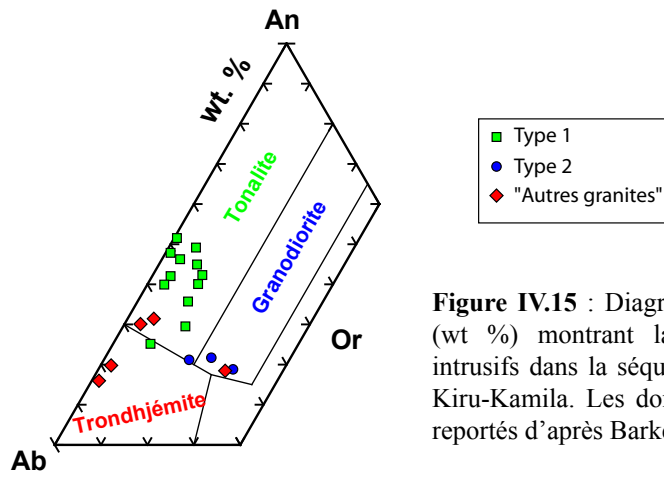


Figure IV.15 : Diagramme triangulaire An-Ab-Or (wt %) montrant la composition des granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Les domaines de compositions sont reportés d'après Barker (1979) et O'Connor (1965).

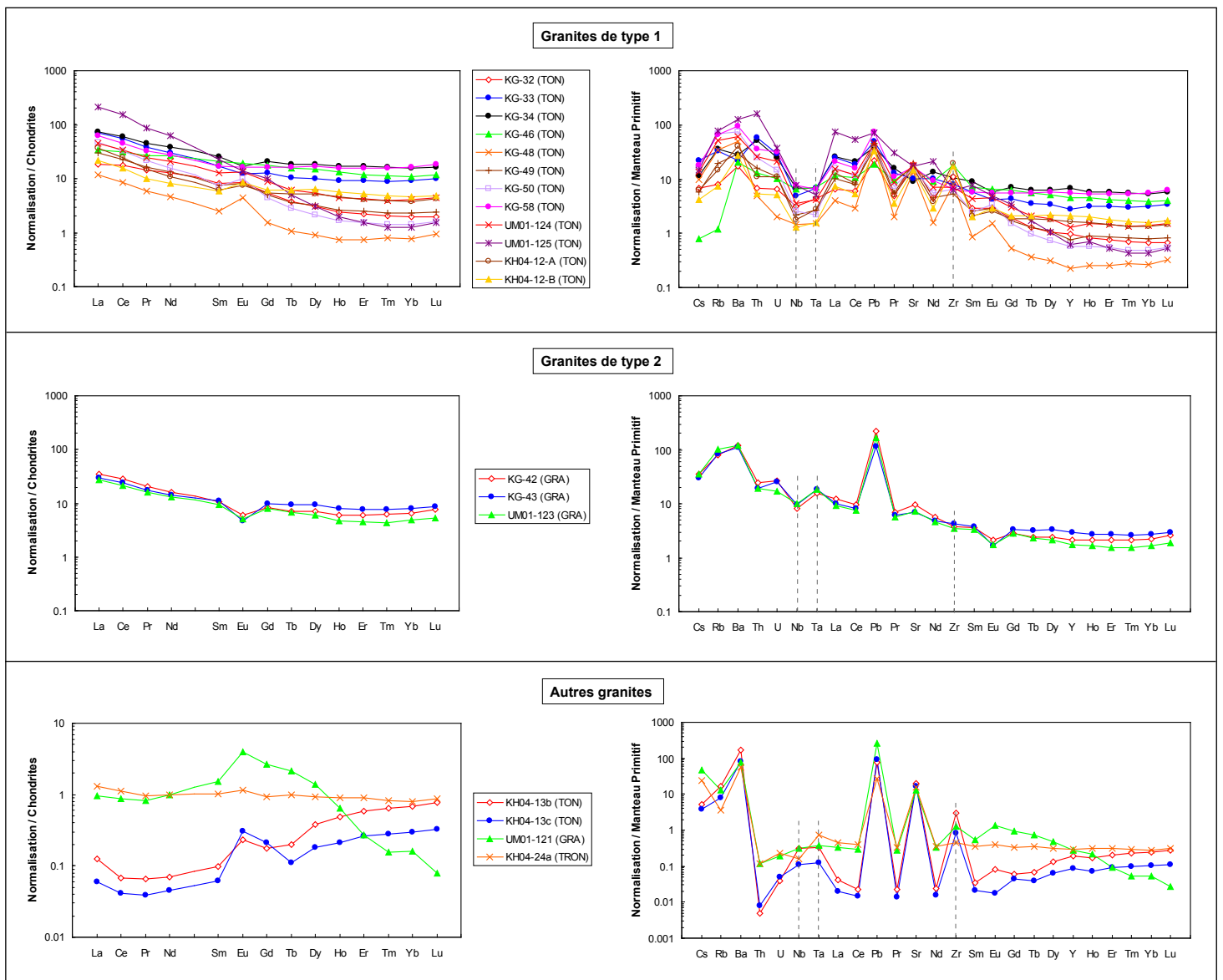


Figure IV.16 : Spectres de terres rares (normalisés aux chondrites) et spectres étendus aux éléments incompatibles (normalisés au manteau primitif) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989). Abréviations : TON : tonalite ; GRA : granodiorite ; TRON : trondhjemite.

d'une telle réaction présente une composition similaire aux granulites à grenat observées dans le groupe Jijal-B (cf. §IV.2.1.1.B).

Reportés dans un diagramme An-Ab-Or (**Figure IV.15**), quatorze échantillons présentent une composition tonalitique, quatre échantillons montrent une composition granodioritique et enfin deux échantillons affichent une composition trondhjémite. Les trondhjémites, ainsi que deux tonalites et une granodiorite présentant des caractéristiques particulières du point de vue des éléments en trace, sont distinguées des granites de types 1 et 2 et identifiées comme « autres granites ». Les autres tonalites et granodiorites sont identifiées comme granites de type 1 et granites de type 2, respectivement.

IV.2.5.1.A- Granites de Type 1 (n=12)

Les granites de type 1 sont en très grande majorité intrusifs dans les séquences de Kiru et Kamila (**Figures IV.9** et **IV.13**) et un seul échantillon appartenant à ce type a été identifié dans la séquence de Patan (groupe Sarangar, **Figure IV.2**). Les granites de type 1 ont des compositions tonalitiques (**Figure IV.15**) et se distinguent des autres granites du point de vue des éléments majeurs notamment par des valeurs plus élevées en TiO_2 ($0,11\% \leq \text{TiO}_2 \leq 0,54\%$) (**Tableau B-4**).

Ces granites présentent des spectres de terres rares très fractionnés ($2,81 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 121$), avec un enrichissement marqué en LREE par rapport aux MREE ($1,62 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 9,58$), des abondances variables en LREE ($11,9 \leq \text{La}_N \leq 215$), un appauvrissement inexistant à très fortement marqué en HREE par rapport aux MREE ($1,00 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 7,75$) et des anomalies négatives à fortement positives en Eu ($0,83 \leq \text{Eu}^* \leq 2,22$) (**Figure IV.16**, **Tableau B-4**).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent un enrichissement important en LILE (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) ainsi qu'un enrichissement en Th-U corrélé avec l'enrichissement en LREE (**Figure IV.16**). On observe des anomalies négatives marquées en Nb-Ta et les rapports calculés pour ces éléments couvrent une large gamme de valeurs infra-chondritiques à supra-chondritiques ($11,4 \leq \text{Nb}/\text{Ta} \leq 26,5$).

IV.2.5.1.B- Granites de Type 2 (n=3)

Les granites de type 2 ont été identifiés uniquement dans la séquence de Kiru (**Figure IV.9**). Ces échantillons se distinguent des granites de type 1 par des teneurs extrêmement basses en TiO_2 ($0,03\% \leq \text{TiO}_2 \leq 0,05\%$), des valeurs plus faibles en FeO_T , MgO, CaO et plus élevées en K_2O (**Tableau B-4**).

Par rapport aux granites de type 1, les spectres de terres rares sont globalement moins fractionnés ($2,97 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 4,45$) avec des segments légèrement appauvris au niveau des HREE ($1,20 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 1,66$) et des anomalies négatives en Eu marquées ($0,46 \leq \text{Eu}^* \leq 0,65$) (**Figure IV.16**, **Tableau B-4**).

Les variations observées pour ces roches au niveau des spectres étendus aux éléments incompatibles diffèrent sensiblement de celles des granites de type 1, notamment par la présence d'anomalies positives en Pb globalement plus marquées, associées à des anomalies faiblement positives en Sr (**Figure IV.16**). On observe une légère anomalie négative en Nb et un fractionnement important de cet élément avec le Ta, fournissant des rapports Nb/Ta

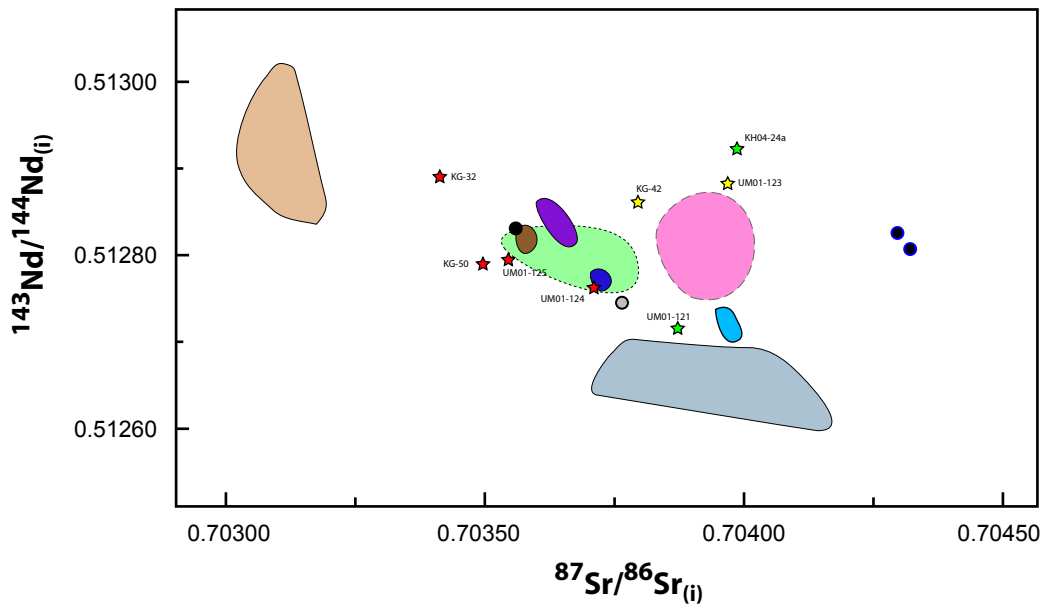


Figure IV.17 : Diagramme isotopique Nd-Sr ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Les groupes isotopiques identifiés pour les séquences de Jijal, Patan, Kiru et Kamila sont représentés sous forme de champs. La position des points correspondant à ces champs est représentée dans la Figure IV.5.

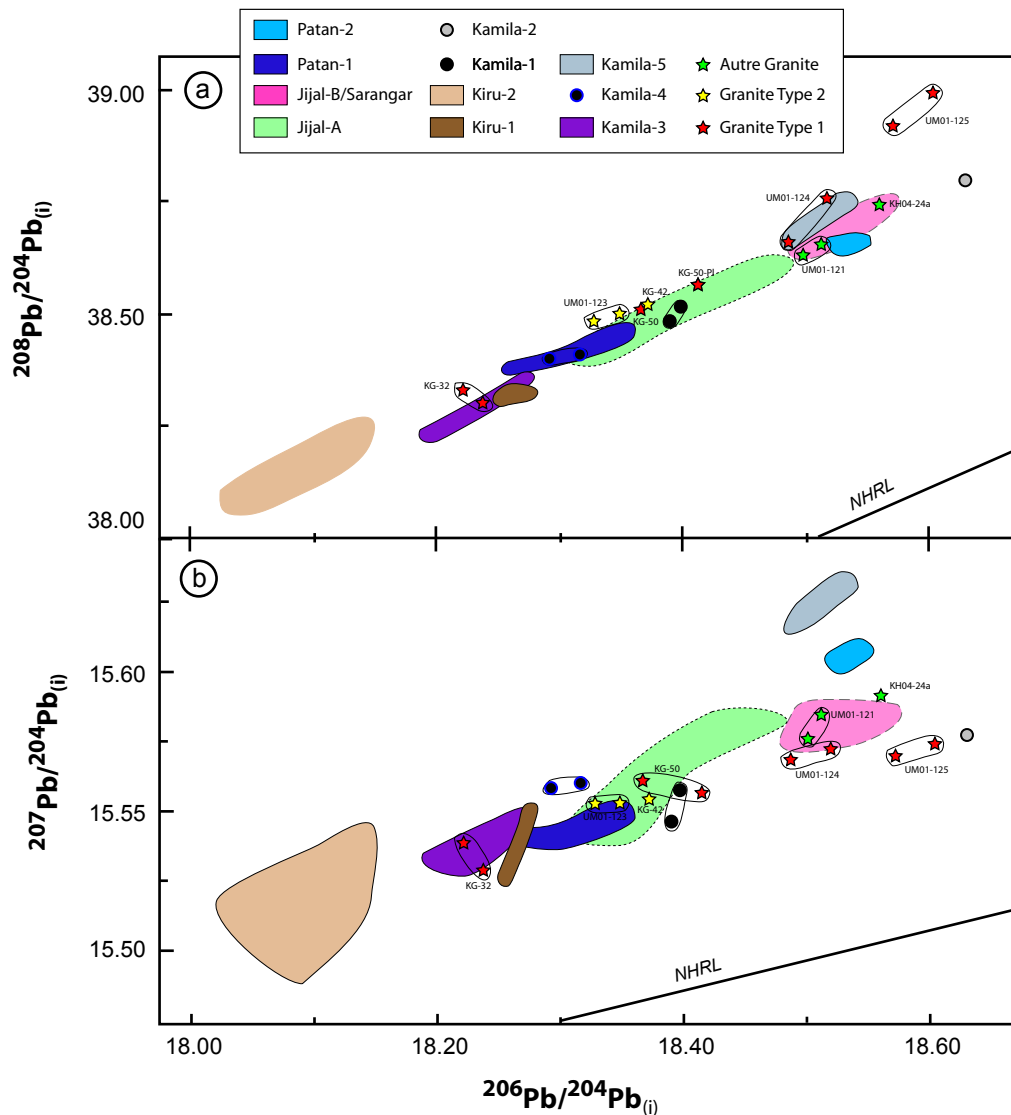


Figure IV.18 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les groupes isotopiques identifiés pour les séquences de Jijal, Patan, Kiru et Kamila sont représentés sous forme de champs. La position des points correspondant à ces champs est représentée Figure IV.6.

homogènes et infra-chondritiques ($9,1 \leq \text{Nb/Ta} \leq 9,5$), inférieurs aux rapports calculés pour les granites de type 1.

IV.2.5.1.C- Autres granites (n=5)

Ce groupe est constitué par des échantillons présentant des caractéristiques géochimiques distinctes des granites de type 1 et 2, notamment du point de vue de certains éléments en trace. Ces granites sont intrusifs dans les granulites de la séquence de Jijal (trondhjémite KH04-24a et KH04-24b) ; ainsi que dans la séquence de Patan (dans les gabbros de Sarangar : tonalites KH04-13b et KH04-13c) et dans le groupe Patan-2 (granodiorite UM01-121) (**Figure IV.2**).

Du point de vue des éléments majeurs, le groupe « autres granites » présente des caractéristiques plus proches des granites de type 2 que des granites de type 1, telles que par exemple des valeurs faibles en TiO_2 , FeO et MgO et CaO .

Ces granites montrent des spectres de terres rares globalement appauvris ($0,31 \leq \Sigma\text{REE (ppm)} \leq 2,86$) (**Figure IV.16**, **Tableau B-4**). L'échantillon KH04-24 montre un spectre assez plat ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 1,41$) avec une légère anomalie positive en Eu ($\text{Eu}^* = 1,19$) et les autres échantillons présentent une anomalie positive marquée en Eu ($1,86 \leq \text{Eu}^* \leq 2,23$) et un fractionnement important entre les segments de LREE et de HREE (échantillon UM01-121 : $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 5,44$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,63$; $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 16,8$; $\text{La}_N = 0,97$; $\text{Yb}_N = 0,16$; échantillons KH04-13b et KH04-13c : $0,09 \leq \text{Ce}_N/\text{Yb}_N \leq 0,14$; $0,97 \leq \text{La}_N/\text{Sm}_N \leq 1,26$; $0,25 \leq \text{Gd}_N/\text{Yb}_N \leq 0,72$; $0,06 \leq \text{La}_N \leq 0,09$; $0,29 \leq \text{Yb}_N \leq 0,70$).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles montrent un enrichissement important en LILE par rapport aux autres éléments, avec notamment des anomalies positives extrêmement prononcées en Ba, Pb et Sr (**Figure IV.16**). On observe un appauvrissement marqué en Th-U et LREE pour les échantillons KH04-13b et KH04-13c, qui se traduit par la présence d'une anomalie positive en Nb-Ta. Les autres échantillons n'affichent pas d'anomalie marquée en Nb-Ta et montrent des segments grossièrement plats entre le Th et les LREE (La, Ce). A l'exception de l'échantillon KH04-24a qui présente un fractionnement très important du rapport Nb/Ta ($\text{Nb/Ta} = 3,7$), les autres échantillons montrent des valeurs infra-chondritiques homogènes ($14,4 \leq \text{Nb/Ta} \leq 14,7$).

IV.2.5.2. Les isotopes (n=7)

Les résultats des analyses isotopiques sont reportés dans des diagrammes Nd-Sr et Pb-Pb (**Figures IV.17** et **IV.18**), avec un report sous forme de champs des principaux groupes précédemment définis pour les séquences de Jijal, Patan, Kiru et Kamila. La relation entre les granites intrusifs et les formations encaissantes, d'une part, et les formations plus profondes, d'autre part, sera discutée en détail en §IV.3.3.

Les roches différenciées, intrusives dans l'arc du Kohistan présentent des compositions isotopiques qui permettent de distinguer deux lots d'échantillons : (1) les tonalites/granites de type 1 (excepté KG-32) et (2) les granodiorites/granites de type 2. Trois échantillons ne rentrent dans aucun de ces deux groupes : la tonalite KG-32 (3) ; la tonalite UM01-121 (4) ; et la trondhjémite KH04-24a (5).

(1) et (2) : Les granites de type 2 se distinguent des granites de type 1 par des valeurs plus radiogéniques en Nd ($0,51286 \leq {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(i)}$, granites de type 2 $\leq 0,51288$, contre $0,51276 \leq {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(i)}$, granites de type 1 $\leq 0,51280$) et des valeurs extrêmement plus homogènes et globalement moins radiogéniques pour les isotopes du Pb ($18,349 \leq {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)}$, granites de type 2 $\leq 18,356$, contre $18,366 \leq {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)}$, granites de type 1 $\leq 18,603$) (**Figures IV.17 et IV.18, Tableau B-5**). Les granites de type 1 fournissent une gamme de variation importante dans les diagrammes Pb-Pb.

(3) L'échantillon KG-32, intrusif dans la séquence Kiru, est localisé à une position stratigraphique plus basse par rapport aux granites de type 1 et 2. Cet échantillon, comparé aux granites des types 1 et 2, affiche des compositions isotopiques clairement appauvries, intermédiaires entre les compositions mesurées pour les échantillons des groupes Kiru-1 et Kiru-2 (**Figures IV.17 et IV.18**).

(4) la tonalite UM01-121 présente des compositions isotopiques similaires aux granites de type 1 dans les diagrammes Pb-Pb (**Figure IV.18**) et définit un pôle plus enrichi dans un diagramme isotopique Nd-Sr, grossièrement aligné avec les granites de type 1.

(5) la trondhjémite KH04-24a fournit des compositions isotopiques fortement contrôlées par la composition des roches encaissantes (i.e. le groupe Jijal-B) pour les isotopes du Pb et du Sr, avec cependant un rapport ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ supérieur à ces roches (${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(i)} = 0,51292$), dans la gamme des valeurs observées pour le groupe Kiru-2 (**Tableau B-5**).

Les principales caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour les granites intrusifs sont reportées dans le **tableau IV.5** ci-dessous :

	n_1	%SiO ₂	Mg#	La _N /Sm _N	Eu*	Ba/Nb	Nb/Ta	n_2	${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(i)}$	${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{(i)}$	${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)}$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}_{(i)}$
Type 1	11	65-75	33- 57	1,62- 9,58	0,73- 2,22	30- 334	11,4- 26,5	3	0,51276- 0,51280	0,70350- 0,70371	18,366- 18,603	15,557- 15,574
Type 1*	1	64	44	2,26	1,24	54	12,3	1	0,51289	0,70342	18,220- 18,237	15,529- 15,539
Type 2	4	76	31- 36	2,66- 3,32	0,46- 0,65	112- 145	9,1- 9,5	2	0,51286- 0,51288	0,70380- 0,70397	18,327- 18,356	15,553- 15,563

Tableau IV.5 : Caractéristiques géochimiques des principaux groupes de granites (Type 1* : tonalite KG-32 intrusive dans la séquence de Kiru). Même légende que Tableau IV.1.

IV.3. Caractérisation et évolution des magmas de l'arc du Kohistan

IV.3.1. Caractérisation de la source du magmatisme : bilan et synthèse des résultats obtenus

IV.3.1.1. Modèle d'évolution des éléments en trace

Les résultats présentés en §IV.2 ont permis de mettre en évidence treize « groupes géochimiques » (exception faite des granites qui seront traités à part), qui se succèdent depuis la transition manteau-croûte (base de la section crustale du complexe de Jijal) jusqu'au sommet de la séquence de Kamila, environ 30 km plus haut dans la séquence. La comparaison des spectres d'éléments en trace pour chacun des treize groupes identifiés permet de distinguer cinq types principaux (type 1 à type 5) (**Figure IV.19**). Chaque type de spectre traduit un comportement spécifique de certains éléments dans la source mantellique des

magmas à un instant donné de la croissance de l'arc. L'évolution depuis les spectres de type 1 jusqu'aux spectres de type 5 reflète une augmentation progressive de la contribution de la « composante subduction » (cf. §IV.1) dans la composition des magmas de l'arc.

Dans un premier temps, les spectres des échantillons présentant un caractère cumulatif ou résiduel prononcé ont été écartés afin de ne conserver que les informations relatives à la source des magmas. Dans cette optique, il semble important de distinguer, parmi les nombreux spectres présentant des anomalies positives en Sr et Pb, ceux qui traduisent un enrichissement spécifique en ces éléments au sein de la source, de ceux traduisant un effet cumulatif du plagioclase. La représentation du rapport Sr/Nd en fonction de la valeur de Eu^* permet de distinguer ces deux processus (**Figure IV.20**). En effet, on distingue deux tendances dans ce diagramme :

- (I) l'une marquée par une corrélation positive entre les valeurs de Sr/Nd et de Eu^* (Flèche I), qui concerne les roches cumulatives du groupe Kiru-2 ainsi que certains échantillons du groupe Jijal-B (granulites à grenat) et du groupe Jijal-A (hornblendites-grenatites). La présence d'anomalies positives en Sr (et en Pb) dans les spectres d'éléments incompatibles normalisés au manteau primitif traduit, pour ces roches, un effet de ségrégation du plagioclase ;
- (II) l'autre tendance correspond à une augmentation des valeurs de Sr/Nd associée à des valeurs stables de Eu^* (~ 1) (Flèche II). Les anomalies positives en Sr (et Pb) de ces échantillons résultent d'un enrichissement sélectif au niveau de la source et non de l'accumulation de plagioclase.

Un modèle d'évolution schématique entre les différents spectres d'éléments en trace normalisés au manteau primitif est présenté dans la **figure IV.19** et décrit ci-dessous⁸ :

Spectre de type 0 (non observé) :

Ce spectre représente la composition théorique d'un magma issu d'une source mantellique de type DMM, sans aucune contribution d'une composante subduction. Il a été obtenu à partir du spectre le moins enrichi de la séquence (type 1) en ramenant, par interpolation, les valeurs mesurées normalisées des éléments « mobiles » (LILE et Pb) par rapport à celles des autres éléments. Le spectre obtenu est de type N-MORB (cf., par exemple, Hofmann, 1988). La notion d'enrichissement en certains éléments, évoquée par la suite dans le texte, fera référence à des enrichissements relatifs par rapport à ce spectre de départ appelé « type 0 ».

Spectres de type 1 (groupe Kiru-2) :

Les spectres de type 1 sont observés uniquement dans le groupe Kiru-2 (**Figure IV.10**, échantillon UM01-122). Ce type de spectre montre une composante mantellique DMM très largement majoritaire et la composante subduction n'est signalée que par un léger enrichissement en LILE (Cs, Rb, Ba, Pb et Sr), éléments qui présentent la plus forte mobilité dans les fluides aqueux (cf., par exemple, Kogiso et al., 1997). La contribution du panneau lithosphérique plongeant est faible dans ce cas et restreinte à un processus de déshydratation.

Spectres de type 2 (groupe Kamila-3) :

Les spectres de type 2 sont définis par les roches du groupe Kamila-3 (**Figure IV.14**). On observe, par rapport aux spectres de type 1, un enrichissement plus important en LILE, en particulier au niveau du Ba qui présente une anomalie positive marquée. Cette caractéristique

⁸ : Après chaque sous-titre, est indiqué, entre parenthèses, le nom des groupes appartenant au type de spectre décrit.

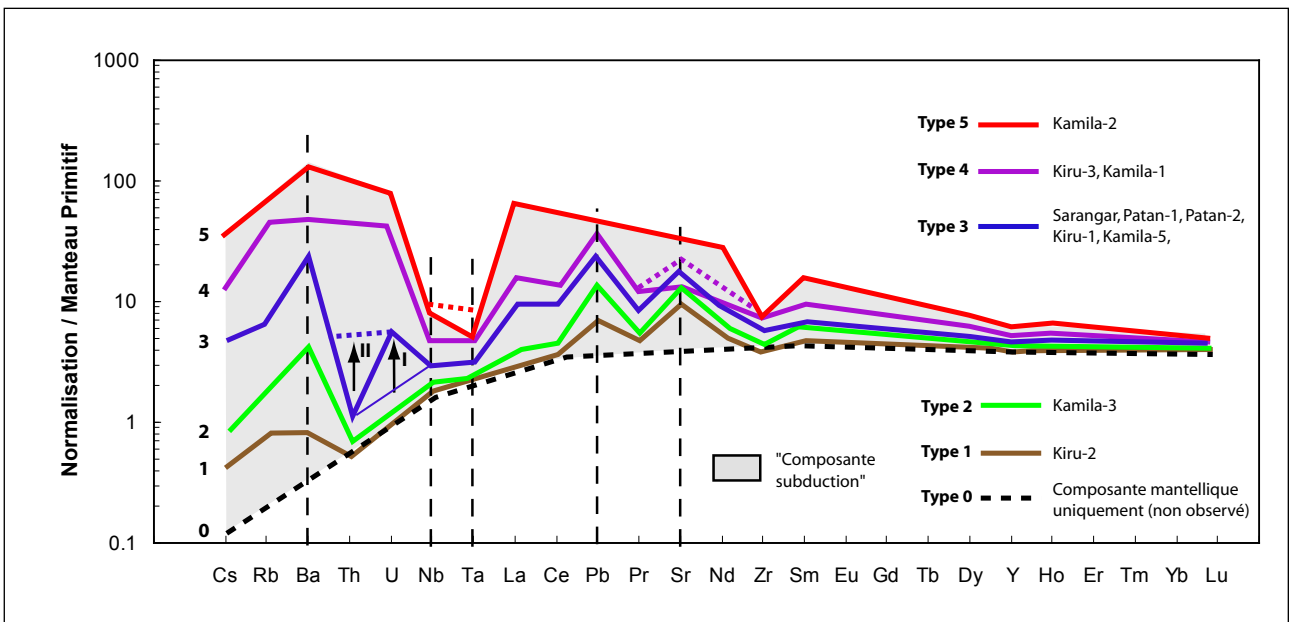


Figure IV.19 : Modèle d'évolution des éléments en trace pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989). L'évolution depuis les spectres de type 1 jusqu'aux spectres de type 5 reflète une augmentation progressive de la contribution de la « composante subduction » dans la composition des magmas de l'arc.

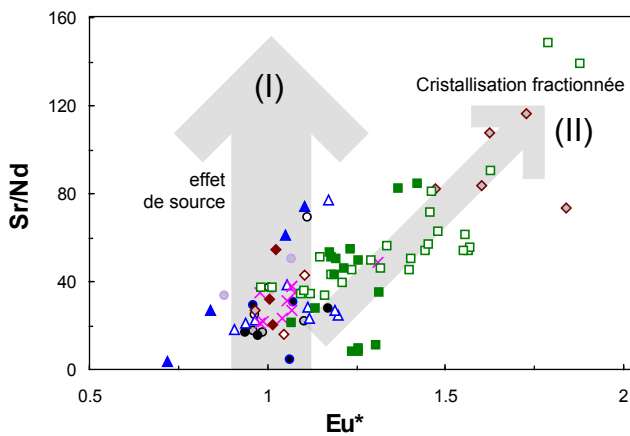


Figure IV.20 : Diagramme Sr/Nd vs. Eu^* pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.

Légende des figures IV.20 à IV.22			
Ancienne nomenclature		Nouvelle nomenclature	
◇ Kiru-2	○ Kamila-5	◇ A1 (Kiru-2)	■ B1 (Jijal-B, Sarangar)
◆ Kiru-1	● Kamila-4	△ A2 (Kamila-3)	○ B2 (Patan-2)
△ Patan-2	● Kamila-3	○ A3 (Patan-1, Kiru-1)	◇ B3 (Kamila-5)
▲ Patan-1	○ Kamila-2	+ Kamila-4 (A3?-A4?)	
× Sarangar	● Kamila-1	× A4 (Kiru-3, Kamila-1)	
□ Jijal-B	◇ Kiru-3	× A5 (Kamila-2)	
■ Jijal-A			

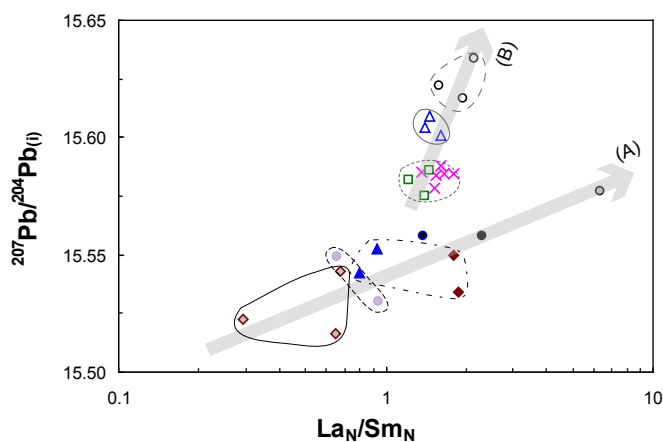


Figure IV.21 : Diagramme $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. La_N/Sm_N pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Ce diagramme permet de distinguer deux domaines de corrélation (A et B).

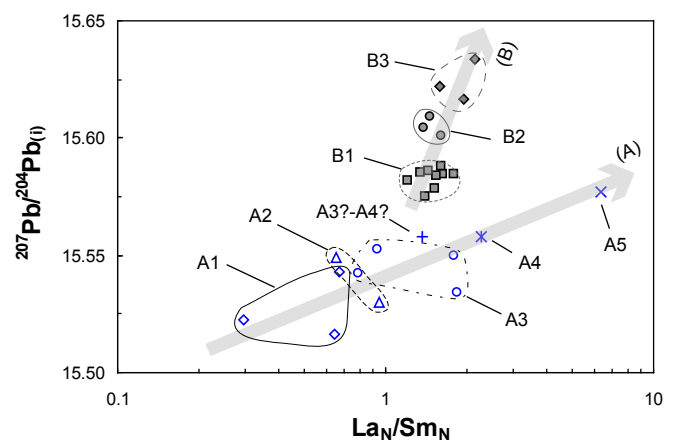


Figure IV.22 : Diagramme $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. La_N/Sm_N présentant la nouvelle nomenclature : groupes géochimiques A1 à A5 et B1 à B3.

est typique d'un processus de déshydratation lié à la déstabilisation de l'amphibole (\pm prehnite) au cours du plongement de la lithosphère subduite (Kogiso et al., 1997 ; Tatsumi et Kogiso, 1997). Les terres rares légères et moyennes (La-Sm) sont légèrement enrichies par rapport au spectre de référence (type 0). Toutefois, il demeure convexe, marqué par un appauvrissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($La_N/Sm_N < 1$). Cette caractéristique traduit donc une légère diminution du taux de fusion partielle, par comparaison avec le spectre de référence, plutôt qu'un effet lié à la subduction.

Spectres de type 3 (groupes Sarangar, Patan-1, Patan-2, Kiru-1, Kamila-5) :

Les spectres de type 3 sont les plus couramment observés et représentent environ 45% en épaisseur de la totalité des roches de la séquence crustale étudiée. Par rapport aux spectres de type 1 et 2, on observe un enrichissement marqué des LREE ainsi qu'une augmentation des teneurs en LILE. Le Th et l'U montrent une évolution particulière par rapport aux spectres de type 1 et 2 :

- certains échantillons des groupes Patan-1 (**Figure IV.7**), Patan-2 (**Figure IV.7**), Kiru-1 (**Figure IV.10**) et Kamila-5 (**Figure IV.14**) ne montrent pas d'anomalie marquée en Th et U, de la même manière que pour les spectres de type 1 et 2 (matérialisé par le segment Th-U en trait fin dans la **figure IV.19**) ;
- d'autres échantillons présents dans les groupes Sarangar (**Figure IV.7**), Patan-1 (**Figure IV.7**), Patan-2 (**Figure IV.7**) et Kiru-1 (**Figure IV.10**) présentent une anomalie positive en U par rapport aux éléments voisins réputés plus immobiles (Th, Nb) (Flèche I, **Figure IV.19**). Compte tenu de la plus faible mobilité de cet élément dans les fluides par rapport aux LILE, cet enrichissement est interprété comme une contribution plus importante de fluides issus de la composante subduction ;
- la dernière partie des échantillons, rencontrés principalement dans les groupes Sarangar (**Figure IV.7**), Patan-2 (**Figure IV.7**), Kiru-1 (**Figure IV.10**) et Kamila-5 (**Figure IV.14**), montrent un enrichissement en Th corrélé à l'enrichissement observé en U (représenté par la flèche II, en direction du segment Th-U marqué en pointillés dans la **figure IV.19**). Compte tenu du comportement fortement immobile du Th dans les fluides aqueux, cet enrichissement est attribué à la contribution d'un liquide de fusion enrichi en éléments incompatibles au niveau de la source des magmas d'arc. Ceci est également cohérent avec l'enrichissement important observé au niveau des LREE. L'enrichissement en Th-U et LREE par rapport aux HFSE, qui présentent pour leur part des valeurs proches de la composition du magma « initial » théorique (stade 0), se traduit par l'apparition d'une anomalie négative en Nb-Ta typique des tholéiites d'arc.

Spectres de type 4 (groupes Kiru-3 et Kamila-1) :

Les groupes Kiru-3 (**Figure IV.10**) et Kamila-4 (**Figure IV.14**) définissent les spectres de type 4. Ces spectres se distinguent nettement des spectres de type 3, en particulier au niveau des LILE, du Th et de l'U. Ces éléments forment un segment sub-plat entre le Rb et l'U et présentent un enrichissement important de l'ordre de 10 à 30 fois les valeurs du manteau primitif. On observe également une augmentation de l'enrichissement en terres rares légères et du fractionnement des LREE par rapport aux HREE, ainsi que la présence d'un enrichissement subtil mais tout de même marqué en MREE, en HREE (segment Nd-Dy) et enfin en HFSE (Nb, Ta et Zr). L'ensemble de ces caractéristiques signe une contribution importante de la composante subduction au niveau de la source de ces magmas.

Spectres de type 5 (groupe Kamila-2) :

Ces spectres dessinent un segment décroissant régulièrement depuis le Ba jusqu'au Lu, caractérisé par un enrichissement progressif depuis les éléments les moins incompatibles jusqu'aux éléments fortement incompatibles, et ponctué par deux dépressions importantes au niveau des HFSE (Nb-Ta et Zr). Cette caractéristique traduit un enrichissement extrême en composante subduction dans ces échantillons et suggère que cet enrichissement est essentiellement contrôlé par des liquides de fusion. Le comportement particulier du Nb et du Ta, observé entre les divers échantillons, sera discuté en détail dans la section §IV.3.2.3.

Cas particulier des spectres du groupe Kamila-4 :

Le cas des roches du groupe Kamila-4 non représenté dans le modèle **Figure IV.19** est particulier. Ces échantillons présentent des spectres de terres rares normalisés aux chondrites très similaires aux échantillons associés aux types 3 et 4 (**Figures IV.14 et IV.19**). Cependant, leurs spectres étendus aux éléments incompatibles présentent, en comparaison avec les spectres de type 3 et 4, un comportement spécifique au niveau des éléments les plus incompatibles (segment Cs-Ta). L'« aplatissement » observé au niveau de ce segment n'est pas en accord avec les caractéristiques couramment observées dans le cas des magmas d'arc (*cf.*, par exemple, Pearce, 1982 ; McCulloch et Gamble, 1991 ; Hawkesworth et al., 1991a,b, 1993a,b ; Pearce et Peate, 1995 ; Keppler, 1996). Cette caractéristique peut traduire plusieurs types de processus, tels que contamination ou mélange, intervenant au niveau de la source ou bien lors de la mise en place de ces magmas. Cela peut également correspondre à une mobilisation importante de certains éléments au cours de l'évènement métamorphique de faciès amphibolitique qui affecta cette région.

IV.3.1.2. Corrélations entre les variations des éléments en trace et les variations isotopiques

IV.3.1.2.A- Caractérisation des domaines d'évolution géochimique A et B

L'étude détaillée du comportement des éléments en trace des échantillons étudiés à travers la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila a permis d'établir un modèle d'enrichissement de la source des magmas en composante subduction selon cinq étapes (**Figure IV.19**).

De plus, les analyses des isotopes du Nd, du Sr et du Pb permettent de distinguer des groupes isotopiques plus ou moins enrichis, traduisant la contribution variable de la composante subduction au niveau de la source (**Figures IV.5 et IV.6**). On observe, pour certains groupes spécifiques, un découplage entre l'enrichissement en éléments en trace observé et l'évolution de certains rapports isotopiques, en particulier les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Ce découplage se visualise particulièrement bien dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ vs. La_N/Sm_N (**Figure IV.21**) où deux tendances distinctes de corrélation, nommées « A » et « B », sont identifiées :

- **Le domaine d'évolution A** est constitué par les roches précédemment classées dans les groupes Kiru-2, Kamila-3, Patan-1, Kiru-1, Kiru-3, Kamila-4, Kamila-1 et Kamila-2. On observe au sein de ce domaine un enrichissement progressif des rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ depuis les roches qui présentent des spectres d'éléments en trace de type 1 jusqu'aux roches associées aux spectres de type 5.

- **Le domaine d'évolution B** est essentiellement constitué des roches précédemment classées dans les groupes Jijal-B, Sarangar, Patan-2 et Kamila-5. Les groupes associés à ce domaine présentent des spectres d'éléments en trace homogènes et assimilés au type 3 (type « intermédiaire » du domaine d'évolution A). Ces groupes se démarquent clairement du domaine d'évolution A par des compositions plus radiogéniques en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (et plus basses en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, non représenté) ; ceci pour des valeurs du rapport $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ relativement stables et voisines de 1.

La **figure IV.22** présente les échantillons associés aux domaines d'évolution A et B en fonction d'une **nouvelle nomenclature : groupes A1 à A5 et B1 à B3**. Cette nomenclature sera utilisée pour l'ensemble des diagrammes présentés dans la discussion ci-après. La correspondance entre les groupes A1 à A5, B1 à B3, et les principaux groupes définis en §IV.2 est rappelée dans la légende.

IV.3.1.2.B- Cas particulier des groupes Jijal-A et Jijal-B

Les hornblendites-grenatites (groupe Jijal-A) et granulites à grenat (groupe Jijal-B) présentes à la base de la section crustale de l'arc ne sont volontairement pas reportées dans les diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ vs. $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ (**Figures IV.21 et IV.22**), dans la mesure où ces roches présentent un fort caractère restitique, traduit notamment par un appauvrissement marqué en LREE par rapport à leurs protolithes magmatiques respectifs (*cf.* §IV.2.1.1.A et §IV.2.1.1.B). Les granulites à grenat du groupe Jijal-B sont assimilées au groupe B1 (constitué gabbro-norites à hornblende = protolithe magmatique du groupe Jijal-B, ainsi que des gabbros de Sarangar), dans la mesure où ces roches présentent des signatures isotopiques identiques à ce groupe.

Le groupe Jijal-A présente des signatures isotopiques en Nd et Sr similaires aux roches associées aux groupes A2 à A4 (i.e. groupes Kamila-3, Patan-1, Kiru-1 et Kamila-1) (**Figure IV.5**). Ce groupe, situé à la base de la section crustale de l'arc, est interprété comme l'équivalent plutonique en profondeur des formations plus superficielles qui définissent les groupes A2 à A4. Dans les diagrammes isotopiques Pb-Pb, le groupe Jijal-A montre cependant par rapport au domaine défini par les groupes A2 à A4 (i.e. groupes Kamila-3, Patan-1, Kiru-1 et Kamila-1), un déplacement vers des compositions plus radiogéniques, en direction du groupe Jijal-B (**Figure IV.6**). Ce déplacement pourrait être expliqué par une contribution des signatures isotopiques plus enrichies des roches du groupe Jijal-B, qui constituent l'encaissant des lentilles de hornblendites-grenatites du groupe Jijal-A.

IV.3.1.2.C- Données géochimiques antérieures sur les unités de Kamila et Chilas

Parmi les rares données isotopiques disponibles dans la littérature pour l'arc du Kohistan, les travaux menés sur la « ceinture amphibolitique de Kamila » et le complexe de Chilas ont permis d'apporter des contraintes en ce qui concerne la caractérisation et l'évolution de la (les) source(s) des magmas au niveau de l'arc du Kohistan.

- **Les amphibolites « type E » et « type D » de Kamila (Kamila s.l.) :**

Les travaux de Khan et al. (1993, 1997), Bignold et Treloar (2003) et Bignold et al. (2006) sur la « ceinture amphibolitique de Kamila (**Figures II.3 et IV.1**) ont permis de mettre en évidence deux groupes de roches définis en fonction de leurs caractéristiques chimiques et isotopiques. Ces groupes ont été appelés par Khan et al. (1993) « amphibolites de type E » (E

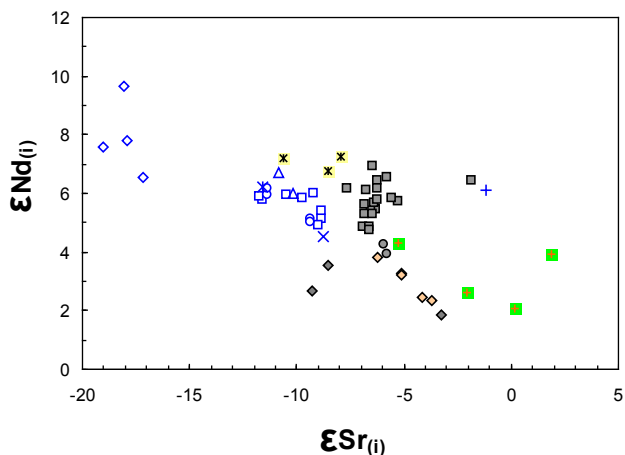


Figure IV.23 : Diagramme $\epsilon Nd_{(i)}$ vs. $\epsilon Sr_{(i)}$ ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Les données des amphibolites « type D » et « type E » (Khan et al., 1997 ; Bignold et Treloar, 2003) et du complexe de Chilas (Khan et al., 1997) sont reportées, pour comparaison.

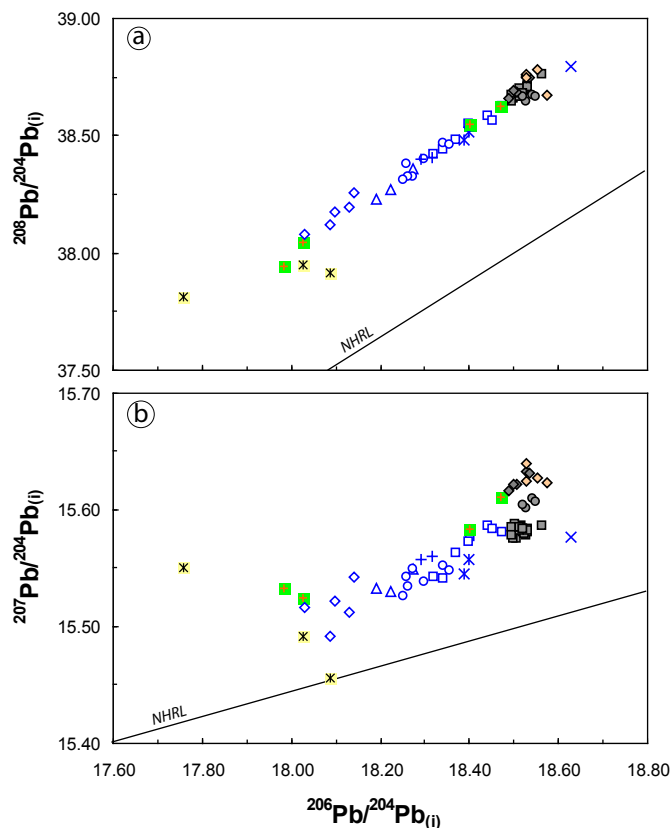
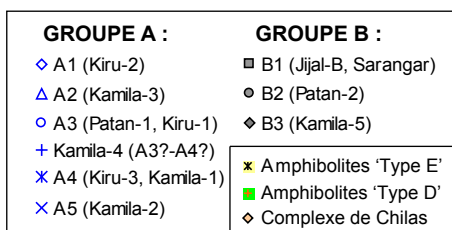


Figure IV.24 : Diagramme Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. a) $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$; b) $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$. Les données des amphibolites « type D » et « type E ». Même légende que Figure IV.23.

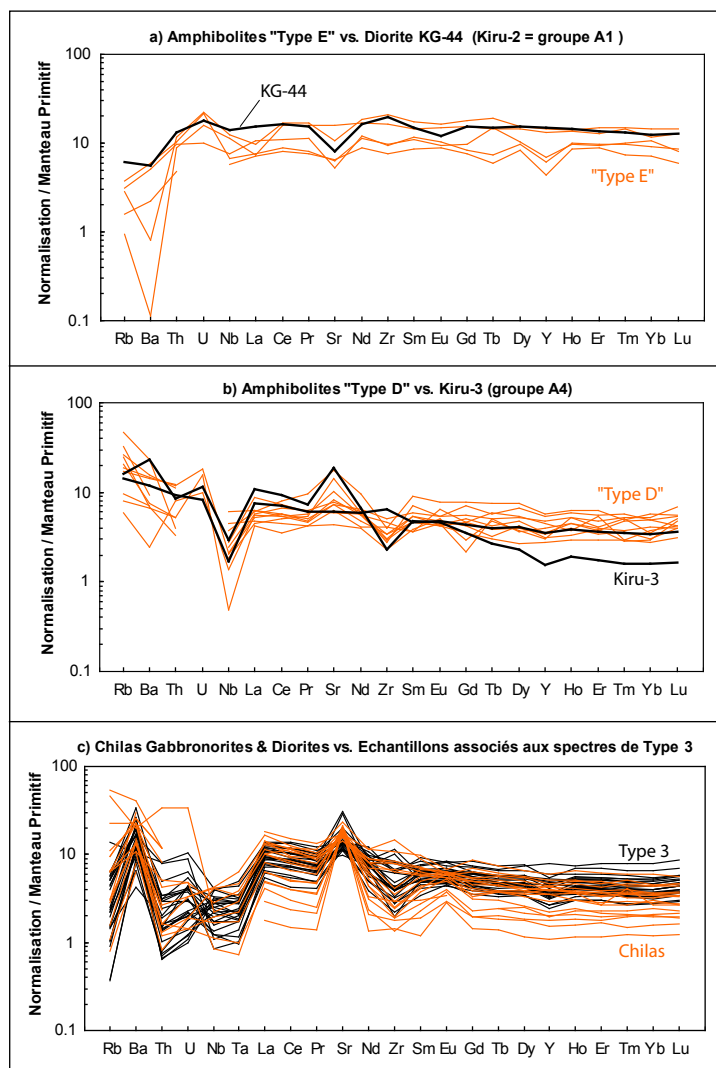


Figure IV.25 :

a) Spectres d'éléments en trace des amphibolites « type E » (Khan et al., 1997 ; Bignold et al., 2006) comparés à l'échantillon KG-44 du groupe Kiru-2 (= A1) ;
 b) Spectres d'éléments en trace des amphibolites « type D » (Khan et al., 1997 ; Bignold et al., 2006) comparés aux échantillons du groupe Kiru-3 (= A4) ;
 c) Spectres d'éléments en trace des roches gabbroïques du complexe de Chilas (Jagoutz et al., 2006 ; Takahashi et al., 2006) comparés aux échantillons associés aux spectres de Type 3.
 Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

pour « Enriched ») et « amphibolites de type D » (D pour « Depleted ») en fonction de leurs teneurs respectives en TiO_2 ($1,69\% \leq \text{TiO}_{2(\text{type E})} \leq 2,24\%$ contre $0,57\% \leq \text{TiO}_{2(\text{type D})} \leq 1,36\%$), HFSE et HREE. Reportées dans des diagrammes isotopiques $\varepsilon_{\text{Nd}}-\varepsilon_{\text{Sr}}$ et Pb-Pb (**Figure IV.23** et **IV.24**), les amphibolites de type E et D définissent un large domaine de variation qui recouvre globalement les compositions mesurées pour les échantillons de l'ensemble de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila (à l'exception du groupe A1 qui se distingue par des compositions isotopiques nettement plus basses en Sr).

Les « amphibolites de type E » ont été interprétées par Khan et al. (1993, 1997), Bignold et Treloar (2003) et Bignold et al. (2006) comme des reliquats de la croûte océanique anté-arc, associés à la lithosphère sur laquelle l'arc se serait mis en place. Les spectres d'éléments en trace de ces roches présentent des fortes similitudes avec le type A1 (**Figure IV.25a**), en particulier avec l'échantillon KG-44 dont la concentration en TiO_2 (1,64%) est très proche de la gamme de variation des roches de type E (cf. ci-dessus). Les roches de type E présentent des compositions isotopiques appauvries en Nd et en Pb (**Figures IV.23 et IV.24**), voisines de celles du groupe A1.

Bignold et al. (2006) ont interprété les « amphibolites de type D » comme des roches volcaniques associées au stade juvénile du magmatisme d'arc. Les spectres d'éléments en trace de ces roches ressemblent fortement aux échantillons les plus appauvris du groupe A4 (**Figure IV.25b**). Par contre, en isotopie, ils s'en distinguent par un enrichissement important en Nd et Sr définissant un domaine de variation qui ne recouvre aucun des échantillons analysés au cours de ce travail de thèse (**Figure IV.23**). Reportés dans des diagrammes Pb-Pb (**Figure IV.24**), les amphibolites de type D dessinent un domaine de variation très important qui recouvre la quasi totalité des tendances d'évolution A et B.

- **Le complexe de Chilas :**

Les premières études isotopiques combinant les isotopes du Nd-Sr-Pb pour le complexe ultrabasique-basique de Chilas (cf. §II.2.2 et **Figure II.3**) ont été réalisées par Khan et co-auteurs en 1997. Par la suite des analyses isotopiques du Sr (Mikoshiha et al., 1999) et du Nd (Jagoutz et al., 2006) ont été réalisées sur d'autres échantillons. Les spectres d'éléments en trace des gabbros et diorites de ce complexe présentent des caractéristiques typiques de magmas d'arc, avec la présence, en particulier, d'anomalies négatives marquées en HFSE (Jagoutz et al., 2006 ; Takahashi et al., 2006). Ces spectres sont typiques des spectres de type 3 (**Figure IV.25c**).

Reportés dans les différents espaces isotopiques Nd-Sr-Pb (**Figures IV.23 et IV.24**), les échantillons du complexe de Chilas (Khan et al., 1997 ; seule étude combinant des données Sr-Nd-Pb) se caractérisent par des valeurs enrichies, typiques des valeurs observées pour le groupe B3. Le domaine de variation en Nd-Sr du complexe de Chilas apparaît toutefois sensiblement plus important que le domaine défini par Khan et al. (1997) ($n = 4$ analyses). En effet, Mikoshiha et al. (1999) ont obtenu des valeurs de $\varepsilon_{\text{Sr}(i)}$ comprises entre -6.9 et +1.5 ($n = 24$ analyses) et Jagoutz et al. (2006) présentent des valeurs de $\varepsilon_{\text{Nd}(i)}$ comprises entre +4,2 et +5,1 ($n = 12$ analyses). Toutefois en l'absence de données corrélées pour les divers systèmes isotopiques, il semble difficile de les utiliser dans les diagrammes isotopiques.

On note que les signatures Nd-Sr-Pb obtenues pour le complexe de Chilas (Khan et al., 1997) sont corrélées à la composition isotopique très enrichie en Hf ($\varepsilon_{\text{Hf}} +10,3 \pm 0,3$) obtenue sur zircons (échantillon de gabbronorite) par Schaltegger et al. (2002). Cette valeur de +10 se

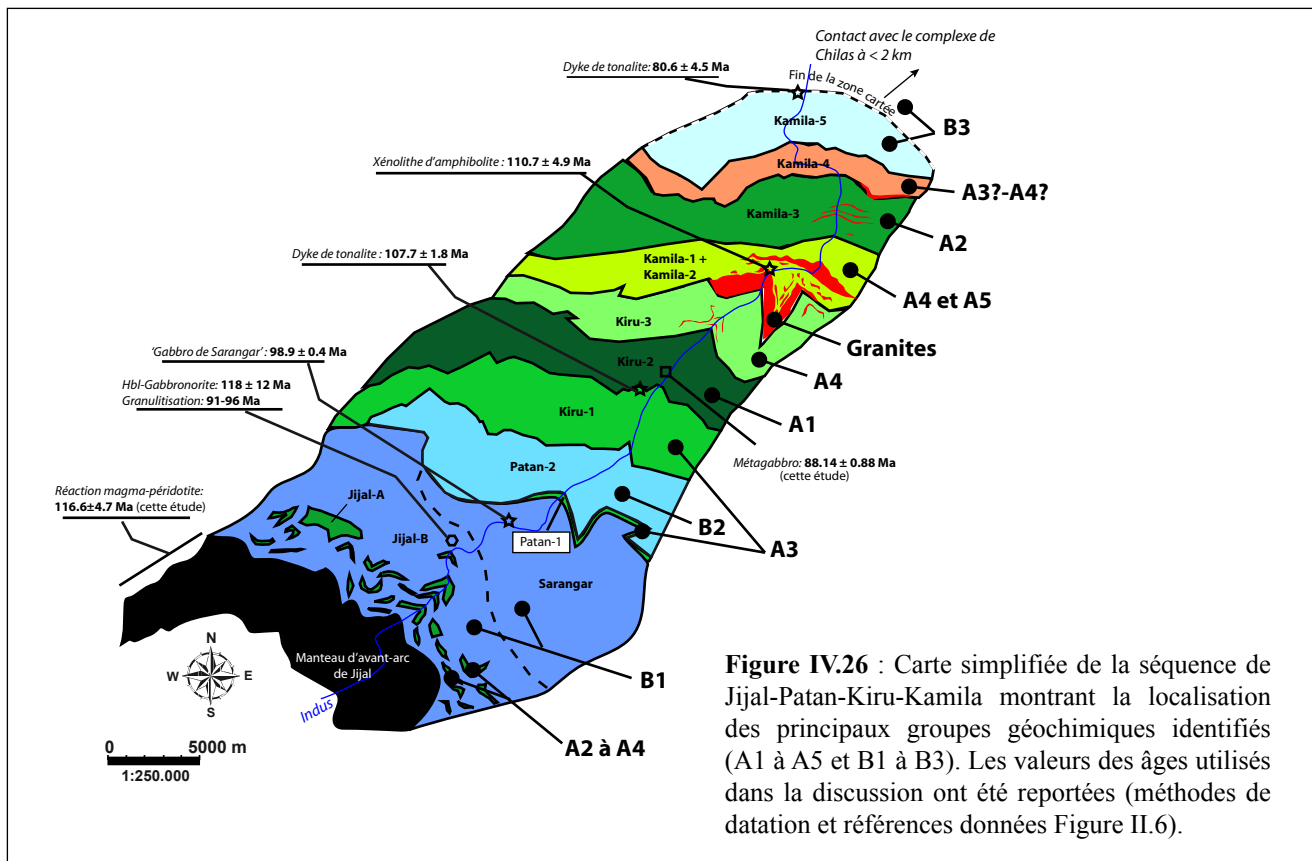


Figure IV.26 : Carte simplifiée de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila montrant la localisation des principaux groupes géochimiques identifiés (A1 à A5 et B1 à B3). Les valeurs des âges utilisés dans la discussion ont été reportées (méthodes de datation et références données Figure II.6).

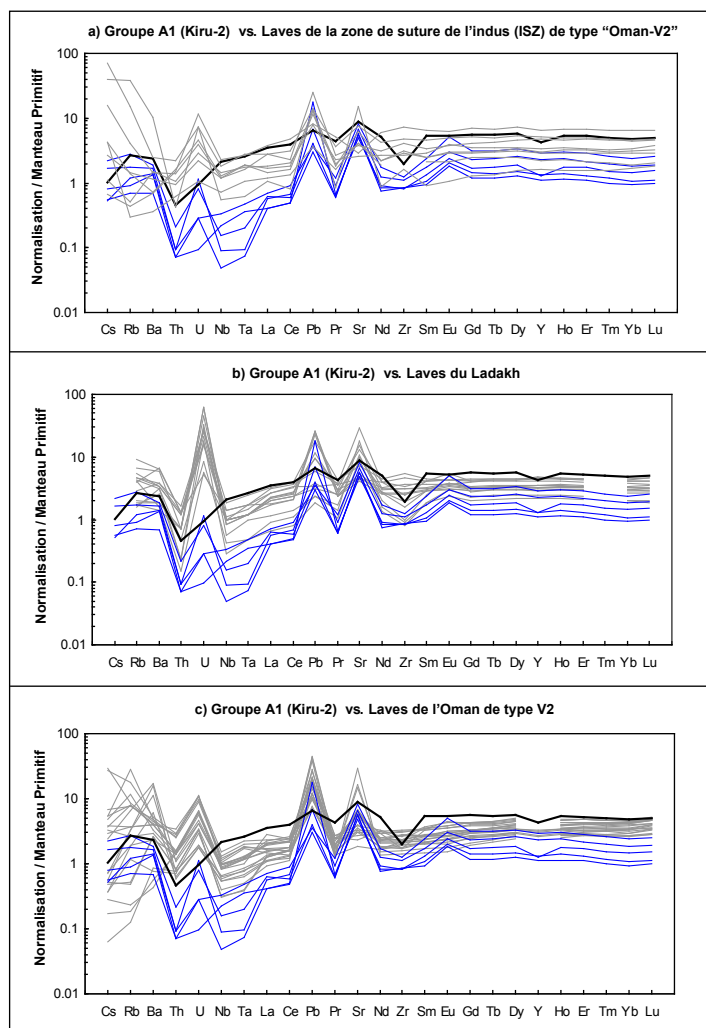


Figure IV.27 : Comparaison entre les spectres d'éléments en trace du groupe A1 (Kiru-2) et d'autres formations typiquement associées aux stades initiaux de la subduction au sein de l'océan Néotéthys :
 a) Laves de la zone de suture de l'Indus (ISZ) (Hussain, 2005) ;
 b) Laves de l'arc du Ladakh (Mahéo et al., 2004) ;
 c) Laves de type « V2 » d'Oman (Godard et al., 2003).
 Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

distingue notamment de la valeur de +14,2 obtenue par ces mêmes auteurs sur les gabbros de Sarangar (séquence de Patan, *cf.* **Figures IV.1 et IV.2**).

IV.3.2. Évolution du magmatisme au cours de la subduction

IV.3.2.1. Contraintes temporelles

La plupart des contraintes géochronologiques disponibles dans la littérature (*cf.* §II.3.3) pour la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila concerne essentiellement des faciès intrusifs différenciés (dykes et plutons granitiques) ou bien des calages temporels sur les courbes de refroidissement (granulites à grenat du complexe de Jijal). Peu de données géochronologiques permettent de contraindre avec précision l'âge du magmatisme à travers la séquence crustale (*cf.* **Figure II.6**).

Les bornes inférieures et supérieures pour l'activité magmatique sont établies à 117 Ma et 85 Ma, respectivement. Ces limites correspondent, respectivement, à l'âge minimum de l'initiation de la subduction (*cf.* III.2, **Figure III.6**) et à l'âge de la mise en place du complexe de Chilas (Zeitler et al., 1981 ; Schaltegger et al., 2002). Cette période d'environ 30 Ma correspond à l'intervalle de temps durant lequel les unités précédemment associées aux domaines d'évolution A et B se sont mises en place.

IV.3.2.1.A Contraintes temporelles sur l'évolution des roches du domaine « A »

Les roches de l'évolution géochimique A sont caractérisées par un enrichissement progressif en composante subduction depuis le groupe géochimique A1 jusqu'au groupe A5 (*cf.* § IV.3.1.2.A). Cet enrichissement est très vraisemblablement corrélé à l'évolution de l'activité de la zone de subduction au cours du temps. En effet, on peut supposer un rajeunissement des âges depuis le groupe A1 jusqu'au groupe A5. Les âges disponibles pour le domaine A sont peu nombreux et la signification de certains âges nécessite une discussion approfondie. Ces âges sont (**Figure IV.26**) :

- pour le groupe A1 (Kiru-2), un âge Rb-Sr (minéraux + RT) de ~88 Ma obtenu au cours de ce travail pour deux échantillons (*cf.* §IV.2.3.2) ;
- au niveau de la zone de transition entre les formations du groupe Kiru-1 (A3) et du groupe Kiru-2 (A1), un âge U-Pb de $107,7 \pm 1,8$ Ma obtenu pour un dyke de tonalite déformé (Yamamoto et al., 2005) ;
- à la base de la séquence de Kamila, dans un corps granitique intrusif au niveau des formations des groupes Kamila-1 (A4) et Kamila-2 (A5), un xénolite d'amphibolite daté à $110,7 \pm 4,9$ Ma (Yamamoto et al., 2005).

On observe, à la lumière de ces résultats, une différence importante entre les âges minimaux des groupes A2 à A5, de l'ordre de ~105 Ma, et l'âge de 88 Ma donné par deux échantillons du groupe A1. Cet âge « jeune » pour le groupe A1 peut être interprété : soit, comme un âge de cristallisation magmatique soit, comme l'âge de l'événement métamorphique de faciès amphibolite qui affecte cette région avant ~83 Ma (Treloar et al., 1990).

Ainsi, trois hypothèses peuvent être proposées l'âge de l'emplacement du groupe A1, en fonction de la signification des données géochimiques, isotopiques et géochronologiques :

(1) Groupe A1 postérieur à 85 Ma (i.e. après l'intrusion du complexe de Chilas à ~85 Ma) :

Dans cette hypothèse, la période de construction de l'arc entre ~117 Ma et 85 Ma, achevée à ~85 Ma par l'intrusion intra-arc du complexe de Chilas, se prolonge par la formation de tholéiites « transitionnelles » (spectres de type 1, cf. §IV.3.1.1) représentées par les roches du groupe A1. Le groupe A1 correspond alors à un épisode de magmatisme relatif à une zone intra-arc ou arrière-arc, et, est associé à un contexte de formation plus mature que celui des groupes A2 à A5.

Bien que cette hypothèse soit envisageable en considérant que les signatures très appauvries du groupe A1 peuvent être interprétées comme une remontée de manteau asthénosphérique profond de type DMM lors de l'ouverture intra-arc, elle demeure en contradiction avec les contraintes géochronologiques existantes (âge de Chilas plus jeune que l'âge Rb-Sr de Kiru-2). Dans cette hypothèse, l'âge Rb-Sr à 88 Ma est fortuit et sans signification géologique.

(2) Groupe A1 mis en place à 88 Ma (= âge Rb-Sr obtenu) :

Dans ce schéma d'évolution, l'âge à 88 Ma est considéré comme un âge magmatique et la mise en place du groupe A1 s'effectue peu avant celle du groupe B3, associé à l'intrusion du complexe de Chilas à ~85 Ma. Le groupe A1 traduirait alors l'existence d'un nouvel épisode de magmatisme appauvri bien après le stade d'initiation du magmatisme d'arc à ~117 Ma, succédant ainsi à l'abondante mise en place de tholéiites d'arc associées aux groupes A3 à A5 et B1 à B2.

Un tel changement de régime pourrait être expliqué, par exemple, par une remontée de manteau asthénosphérique suivie d'un épisode de fusion lié à la décompression de ce matériel. Ce processus se produirait en remplacement de la fusion hydratée à l'origine des tholéiites d'arc formées précédemment. Une telle remontée de manteau au niveau de la zone de fusion des magmas d'arc pourrait être directement liée à la délamination des roches résiduelles riches en Fe à la base de la croûte d'arc (cf. §III.4), globalement effective pendant la granulitisation à ~96-91 Ma (Yamamoto et Nakamura, 1996, 2000; Anczkiewicz et Vance, 1997; Anczkiewicz et al., 2002). Dans cette hypothèse, la remontée de manteau pourrait être liée à l'enfoncement dans le manteau sous-jacent de la partie délaminée de la croûte.

Une autre possibilité pour permettre une remontée de manteau asthénosphérique de ce type est la rupture d'une portion de lithosphère subduite (« slab break-off »). Dans cette hypothèse, une telle remontée de manteau pourrait simultanément provoquer le métamorphisme granulitique et la délamination par érosion thermique de la base de l'arc. La rupture d'une portion de la lithosphère subduite permet de justifier l'interruption du magmatisme d'arc pendant la mise en place de groupe A1. Une reprise de la subduction est toutefois indispensable pour expliquer la mise en place ultérieure du magmatisme d'arc au niveau du complexe de Chilas.

Cette hypothèse suggérant la mise en place du groupe A1 à ~88 Ma possède quelques réserves quelque soit le modèle envisagé. En effet, le processus par lequel se fait la reprise d'un magmatisme d'arc au niveau du complexe de Chilas après une remontée de manteau asthénosphérique n'est pas facile à expliquer.

(3) Groupe A1 associé à l'initiation de la subduction, à environ 117 Ma :

Cette hypothèse est la plus cohérente d'un point de vue géochimique et isotopique, et permet notamment d'expliquer l'évolution observée depuis le groupe A1 jusqu'au groupe A5 au sein du domaine d'évolution A. Les signatures très appauvries du groupe A1 sont en accord avec un magmatisme précoce dans l'histoire de l'arc, faiblement influencé par la participation de la composante subduction. Les similitudes observées du point de vue des éléments en trace entre le groupe A1 et d'autres formations typiquement associées aux stades initiaux de la

subduction au sein de l'océan Néotéthys, telles que les roches du mélange ophiolitique de la suture de l'Indus (Hussain, 2005) (**Figure IV.27a**), les laves du Ladakh (Mahéo et al., 2004) (**Figure IV.27b**) et les laves ophiolitiques de type V2 de l'Oman (Godard et al., 2003) (**Figure IV.27c**), sont compatibles avec un tel modèle.

Cette hypothèse implique que l'âge Rb-Sr à 88 Ma obtenu pour le groupe A1 correspond à un âge métamorphique et non à un âge magmatique. Cet épisode métamorphique serait enregistré suite à l'ouverture du système Rb-Sr au cours du métamorphisme amphibolitique dans cette région, dont la courbe de refroidissement descend au-dessous de l'isotherme 550°C à 83 ± 1 Ma (âge Ar-Ar sur hornblende ; Treloar et al., 1990).

Parmi les trois hypothèses présentées ci-dessus, la première est rejetée, en particulier, sur la base des contraintes géochronologiques disponibles. Le choix entre les hypothèses (2) et (3) dépend de l'âge réel de mise en place du groupe A1. Si on considère que l'âge de 88 Ma obtenu au cours de ce travail correspond à un âge métamorphique, l'hypothèse (3) représente alors la solution la plus simple à envisager d'un point de vue géochimique et isotopique. Cette hypothèse est en partie en accord avec le modèle proposé par Khan et al. (1993, 1997), Bignold et Treloar (2003) et Bignold et al. (2006), qui suggère que les « amphibolites de type E » (caractérisées par des compositions isotopiques très appauvries et assez semblables au groupe A1, cf. §IV.3.1.2.C) représentent des formations « anciennes » dans l'évolution de l'arc et précèdent le stade de magmatisme tholéitique *s.s.* Toutefois, il existe une différence d'interprétation entre les roches associées au groupe A1 et les « amphibolites de type E », en ce qui concerne le processus lié à leur formation. En effet, la corrélation observée depuis le groupe A1 jusqu'au groupe A5 (définissant le domaine d'évolution A, cf. §IV.3.1.2.A) traduit, dans notre hypothèse, l'évolution d'une même source qui s'enrichit progressivement en « composante subduction ». Par contre, les auteurs de la littérature (Khan et al., 1993, 1997 ; Bignold et Treloar, 2003 ; Bignold et al., 2006) suggèrent que les « amphibolites de type E » correspondent à des reliquats de la croûte océanique sur laquelle l'arc s'est construit, reliquats indépendants du magmatisme lié à la subduction.

Parmi l'ensemble des échantillons du groupe Kiru-2/A1 analysés au cours de ce travail de thèse, seul l'échantillon KG-44, localisé au sommet de ce groupe, présente des caractéristiques chimiques similaires aux « amphibolites de type E » (cf. §IV.3.1.2.C). L'absence de données isotopiques pour cet échantillon ne permet pas de vérifier avec certitude la présence d'un lien génétique entre cet échantillon et les « amphibolites de type E » ou avec le reste des roches du groupe A1 analysé au cours de ce travail. Il semble donc difficile de dire si la séquence de Kiru contient ou non des reliques de lithosphère océanique anté-arc. Toutefois sur la base des données de ce mémoire, il semble raisonnable de considérer que la totalité ou presque de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila de l'arc du Kohistan a été formée en contexte de subduction intra-arc.

Enfin, l'âge à $107,7 \pm 1,8$ Ma, (U-Pb par méthode SIMS sur zircons ; Yamamoto et al., 2005), obtenu sur un dyke de tonalite intrudant la base de la séquence de Kiru, au niveau de la zone de transition entre les roches du groupe A3 (Kiru-1) et les roches du groupe A1 (Kiru-2), est cohérent avec l'âge « ancien » proposé pour le groupe A1.

IV.3.2.1.B- Contraintes temporelles sur l'évolution des roches du domaine « B »

Les données radiochronologiques disponibles dans la littérature pour les formations associées au domaine d'évolution géochimique B permettent de contraindre assez finement leurs périodes de mise en place.

Les gabbros de Sarangar, associés au groupe B1, c'est-à-dire au groupe de départ de l'évolution B, présentent un âge magmatique U-Pb sur zircons précis de $98,9 \pm 0,4$ Ma (Schaltegger et al., 2002). Ces roches sont intrusives dans les granulites à grenat du groupe Jijal-B, également associées au groupe géochimique B1. Ceci suggère un âge plus vieux que ~ 99 Ma pour l'initiation du domaine d'évolution chimique B.

L'âge du groupe Jijal-B est assez mal contraint et se situe entre l'âge magmatique d'une gabbro-norite à hornblende datée à 118 ± 12 Ma en isochrone interne Sm/Nd (Yamamoto et Nakamura, 2000) et l'âge maximal du métamorphisme granulitique daté à ~ 96 Ma [$95,7 \pm 2,7$ Ma (Anczkiewicz et Vance, 1997) ; $95,9 \pm 2,6$ Ma, (Anczkiewicz et al., 2002)].

Compte tenu de l'homogénéité importante observée entre les signatures isotopiques en Nd-Sr-Pb des gabbros de Sarangar et du groupe Jijal-B, une période assez courte pour la mise en place du groupe B1 est envisagée. Dans cette hypothèse, l'âge de l'initiation du domaine d'évolution chimique B serait donné par l'âge, à la marge d'erreur inférieure, du groupe Jijal-B (118 ± 12 Ma, cf. ci-dessus), soit ~ 105 Ma.

L'âge de fin d'évolution du domaine B est calé par l'âge U-Pb sur zircons à ~ 85 Ma obtenu pour la mise en place du complexe de Chilas (Zeitler et al., 1981 ; Schaltegger et al., 2002), appartenant au groupe géochimique B3. Le groupe Kamila-5 (groupe B3), au contact avec le complexe de Chilas, présente un âge minimum de mise en place donné par un dyke de tonalite intrusif daté à $80,6 \pm 4,5$ Ma (Yamamoto et al., 2005) (cf. **Figure II.6**).

L'âge du groupe B2 n'est pas contraint, cependant les compositions isotopiques de ce groupe en Nd et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont intermédiaires entre celles des groupes B1 et B3, ce qui pourrait laisser supposer que le groupe B2 possède un âge intermédiaire entre ceux des groupes B1 et B3. Le groupe B2, isotopiquement homogène, ne recouvre ni les compositions isotopiques en Nd et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du groupe B1, ni celles du groupe B3. Cette observation suggère un caractère plus ponctuel que progressif pour le magmatisme associé à ces trois groupes. Dans cette hypothèse, des âges de ~ 105 - 99 Ma, ~ 95 Ma et ~ 85 Ma pour les mises en place des groupes B1, B2 et B3, respectivement, sont proposés.

En résumé, la confrontation des données disponibles dans la littérature avec les résultats obtenus au cours de ce travail de thèse permet de contraindre l'évolution spatiale et temporelle du magmatisme associé à l'arc du Kohistan, entre ~ 117 Ma et 85 Ma. Ce magmatisme, comme cela a été précédemment démontré dans le paragraphe §IV.3.1, est caractérisé par la présence de deux domaines d'évolution géochimique distincts, nommées A et B:

- **le domaine A correspond à la période d'évolution la plus ancienne identifiée dans l'histoire de l'arc, vraisemblablement entre ~ 117 Ma et ~ 105 Ma ;**
- **le domaine B représente l'évolution de l'arc entre ~ 105 Ma et 85 Ma.**

Les incertitudes importantes à propos de l'âge de transition entre ces deux domaines posent la question de savoir si cette transition est rapide ou bien associée à une période d'arrêt du magmatisme. Cette question sera abordée plus en détail en §IV.4.

IV.3.2.2. Nature des composantes impliquées dans la source des magmas

IV.3.2.2.A- Caractérisation des composantes « slab fluid » et « slab melt »

Remarque à propos des modèles de la littérature pour la genèse des magmas en contexte de subduction :

Jusqu'à très récemment, la possibilité de fondre du matériel subduit à l'aplomb de la zone source du magmatisme était considérée comme réservée à des contextes particuliers de subduction. C'était par exemple le cas du magmatisme Archéen (i.e. les séries de type TTG ou Tonalites-Trondhémmites-Granodiorites), du fait d'isothermes plus élevées à cette période ; ou bien, de contextes de subduction particuliers, tels que la subduction à très faible pendage (« subduction plate ») de lithosphère océanique jeune, associée à la formation de magmas adakitiques. Cette conclusion dérivait essentiellement de contraintes fournies par la pétrologie expérimentale et les modèles thermiques des zones de subduction. Trois arguments majeurs s'opposaient à la possibilité de fusion partielle du matériel subduit (*cf.* revue détaillée dans Kelemen et al., 2003) :

- (1) relativement peu de laves d'arc présentent un fort appauvrissement en HREE par rapport aux MREE. Or, cet appauvrissement est systématiquement prédit pour les liquides à l'équilibre avec un résidu éclogitique ou amphibolitique en présence de grenat (*cf.*, par exemple, Gill, 1974, 1978 ; Rapp et al., 1999) ;
- (2) les réactions de déshydratation étant supposées complètes à des profondeurs de l'ordre de 2 GPa (~70 km), les fluides nécessaires à la fusion hydratée devaient être absents à plus grande profondeur (*cf.*, par exemple, Davies et Stevenson, 1992 ; Peacock et al., 1994 ; Rapp et Watson, 1995) ;
- (3) enfin, les modèles thermiques des zones de subduction démontraient systématiquement que, dans le cas de subduction normale (i.e. taux de convergence supérieur 3 cm/an et lithosphère plongeante d'âge supérieur à 20 Ma), la surface du panneau plongeant ne devait pas atteindre la température de solidus hydraté des sédiments et de la croûte océanique sous-jacente (*cf.*, par exemple, Peacock, 1994, 1996).

Cependant, de nouvelles contraintes ont permis de remettre en cause ces trois arguments :

- (1) Kelemen et co-auteurs (1993, 2003b) ont démontré qu'il est possible de former des laves d'arc primitives enrichies en LREE et non appauvries en HREE lors de réactions entre des liquides appauvris en HREE issus de la fusion partielle de matériel subduit éclogitisé (sédiments ou bien croûte océanique basaltique) et le coin de manteau sous-jacent. Ces travaux sont en accord avec le modèle d'évolution des éléments en trace proposé en IV.3.1.1. En effet, ce modèle d'évolution montre un fort contrôle par le manteau pour les HREE. L'évolution A se caractérise par de faibles variations en HREE depuis le groupe A1 (spectres de type 1) jusqu'au groupe A5 (spectres de type 5) (**Figure IV.19**), alors que les éléments fortement incompatibles et les LREE

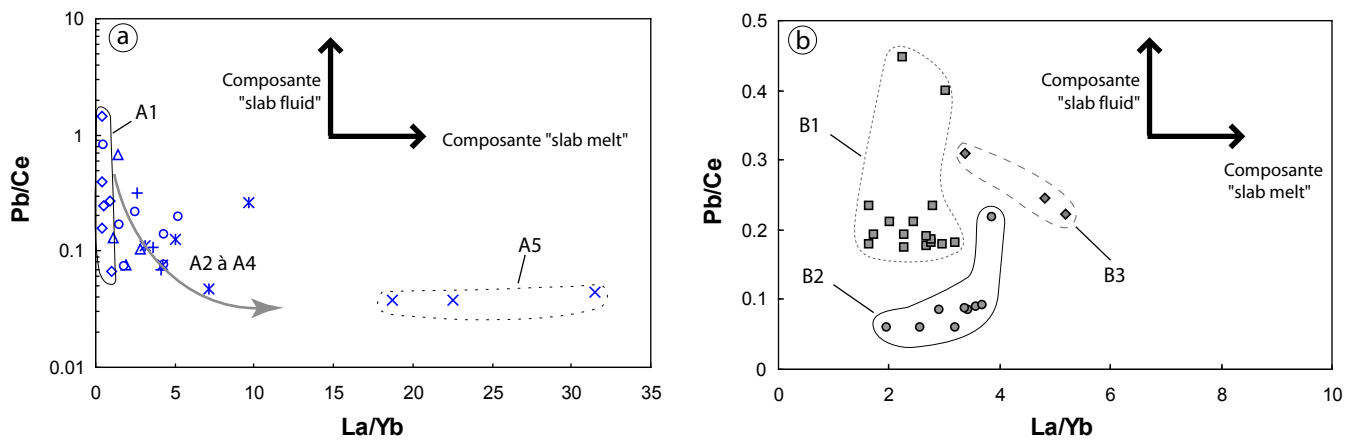


Figure IV.28 : Diagramme Pb/Ce vs. La/Yb pour : a) le domaine d'évolution géochimique A ; b) le domaine B. Même symboles que pour la figure IV.22.

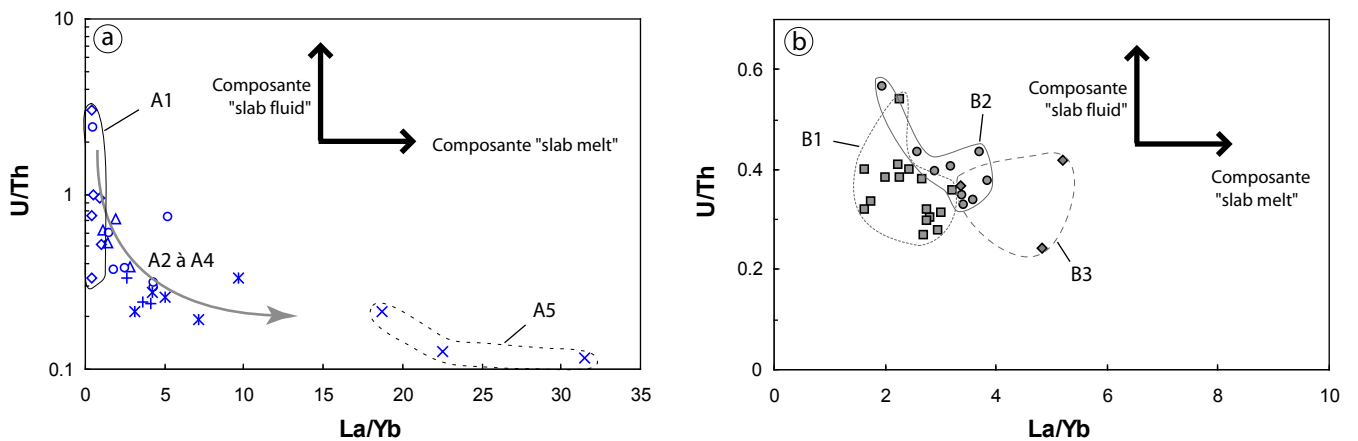


Figure IV.29 : Diagramme U/Th vs. La/Yb pour : a) le domaine d'évolution géochimique A ; b) le domaine B. Même symboles que pour la figure IV.22.

montrent un enrichissement progressif attribué à la participation de la composante subduction au niveau de la source des magmas.

- (2) La plupart des modèles numériques considérant les réactions de déshydratation des phases minérales hydratées (selon les conditions P, T de stabilité de ces phases) suggèrent que le panneau plongeant induit la formation de fluides jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 250 km (*cf.*, par exemple, Ulmer et Trommsdorf, 1995 ; Schmidt et Poli, 1998 ; Rüpke et al., 2004 ; Arcay et al., 2005 ; Arcay et al., 2006). Dans ce cas, la présence d'eau en quantité suffisante à de grandes profondeurs permet de maintenir le solidus hydraté du matériel subduit et facilite ainsi sa fusion.
- (3) Les modèles thermiques de subduction développés récemment permettent, par rapport aux modèles précédents, de prendre en compte la variation d'une grande quantité de paramètres tels que la viscosité du coin de manteau, la vitesse de subduction ou bien la structure thermique des plaques (*cf.*, par exemple, Kincaid et Sacks, 1997 ; Rowland et Davies, 1999 ; van Keken et al., 2002 ; Kelemen, 2003a). Ces modèles récents prédisent, par rapport aux modèles plus anciens de type iso-visqueux, des températures significativement plus importantes au niveau du coin de manteau et à la surface du panneau plongeant. Les gammes de températures prédites par ces modèles dans la zone peu profonde du panneau plongeant, à l'aplomb de la zone source des magmas et en contexte de subduction normale (*cf.* ci-dessus) (van Keken et al., 2002 ; Kelemen et al., 2003a), sont supérieures à la valeur du solidus hydraté des sédiments et de la croûte océanique basaltique (*cf.*, par exemple, Stern et Wyllie, 1973 ; Schmidt et Poli, 1998 ; Johnson et Plank, 1999). En conséquence, les modèles numériques les plus récents disponibles pour la modélisation de la subduction ne vont pas à l'encontre d'une hypothèse de fusion partielle de la partie superficielle du panneau plongeant à des profondeurs supérieures à 70 km. Cette possibilité représente une solution adéquate pour expliquer les compositions enrichies de certains magmas d'arcs en éléments fortement incompatibles mais peu mobiles dans les fluides de déshydratation.

L'utilisation de certains rapports inter-élémentaires est utile pour déterminer l'importance de la participation des fluides et des liquides de fusion dans la formation des magmas de l'arc. Ces rapports sont reportés dans les diagrammes Pb/Ce vs. La/Yb (**Figure IV.28**) et U/Th vs. La/Yb (**Figure IV.29**). Dans ces diagrammes, le rapport La/Yb permet d'évaluer le fractionnement des terres rares légères (fortement incompatibles) par rapport aux terres rares lourdes (moins incompatibles). L'augmentation de ce rapport est attribuée à la participation, au niveau de la source des magmas, d'une composante en provenance du panneau plongeant enrichie en terres rares légères transportées par un liquide de fusion. Enfin, les valeurs élevées des rapports Pb/Ce et U/Th (élément mobile / élément ± immobile dans les fluides aqueux) sont attribuées à la participation, au niveau de la source des magmas, d'une composante fluide issue de la déshydratation du panneau plongeant.

Concernant le domaine d'évolution A (**Figures IV.28a** et **IV.29a**), ces diagrammes indiquent que les stades précoces du magmatisme associés à ce domaine (groupes A1 et A2) sont contrôlés essentiellement par la déshydratation du panneau plongeant. Les groupes A3 à A5 enregistrent ensuite la participation croissante de liquides de fusion en provenance de la portion de lithosphère subduite. Le groupe A5, représentant le stade ultime d'évolution, suggère l'injection massive au niveau de la source des magmas, de liquides de fusion extraits

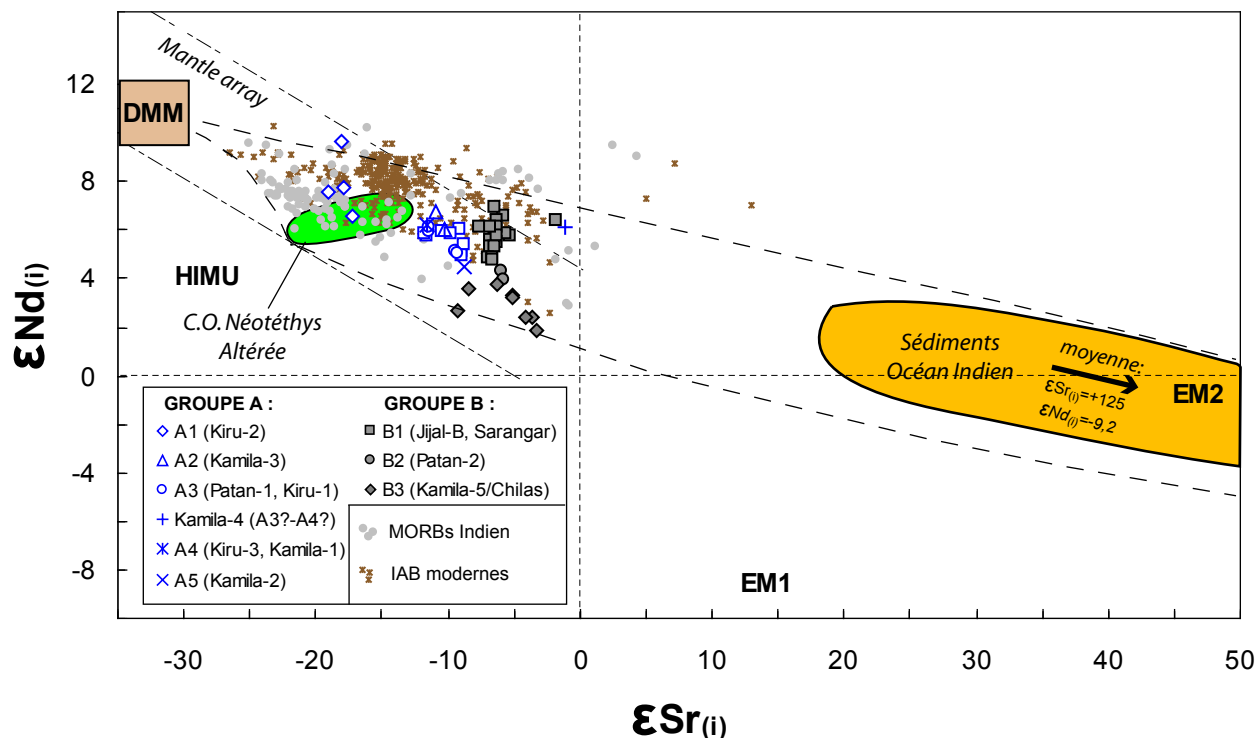


Figure IV.30 : Diagramme $\epsilon Nd_{(i)}$ vs. $\epsilon Sr_{(i)}$ ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Domaine des sédiments de l'Océan Indien d'après Ben Othman et al. (1989) et Plank et Langmuir (1998). Domaine de la croûte océanique altérée de l'océan Néotéthys d'après Mahoney et al. (1998). Domaine des MORB indiens est reporté d'après Mahoney et al. (1998, 2002). Domaine des IAB modernes compilé d'après une base de données GEOROC [(http://earthref.org/GERM/), $n = 389$ analyses]. Les compositions des pôles DMM (Depleted MORB Mantle), HIMU (High $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$), EM1 (Enriched Mantle 1) and EM2 (Enriched Mantle 2) sont reportées d'après les valeurs de Zindler et Hart (1986), Hart (1988) et Hofmann (2003). NHRL: Northern Hemisphere Reference Line de Hart (1984). Les droites de mélange (Faure, 1986) entre les trois principaux pôles : DMM, sédiments et croûte océanique altérée sont reportées. Valeurs de concentrations utilisées : DMM : Sr = 11,3 ppm, Nd = 1,12 ppm et Pb = 0,050 ppm (Eisele, 2002) ; sédiments de l'Océan Indien : Sr = 100-200 ppm, Nd = 15-30 ppm et Pb = 1,5-30 ppm (Ben Othman et al., 1989 ; Plank et Langmuir, 1998) ; Croûte océanique (CO) altérée d'après Mahoney et al. (2002) : Sr = 100-300 ppm, Nd = 15-30 ppm et Pb = 1-3 ppm

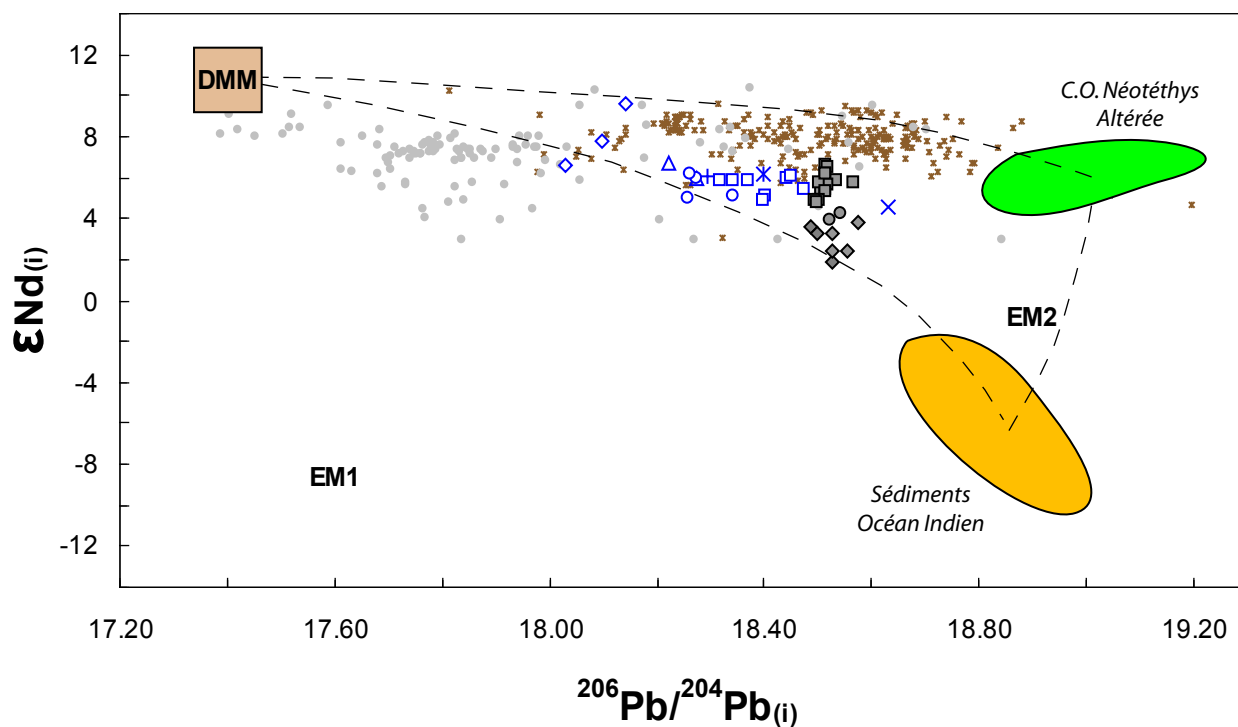


Figure IV.31 : Diagramme $\epsilon Nd_{(i)}$ vs. ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb_{(i)}$ ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Même légende que Figure IV.31.

de la lithosphère subduite. Cette évolution, de A1 à A5, est attribuée à l'augmentation progressive du gradient thermique à la surface du panneau lithosphérique plongeant, et la courbe de solidus est vraisemblablement franchie au niveau du groupe A3. Les implications de ce processus d'un point de vue géodynamique seront discutées en §IV.4.

Le domaine d'évolution B est exclusivement constitué de roches présentant des spectres d'éléments en trace de type 3 (i.e. semblables aux spectres du groupe A3, cf. §IV.3.1.1 et **Figure IV.19**). Les diagrammes Pb/Ce vs. La/Yb et U/Th vs. La/Yb ne montrent pas de corrélation évidente pour ce domaine entre les groupes B1 à B3 (**Figures IV.28b** et **IV.29b**).

IV.3.2.2.B- Contraintes isotopiques

Les compositions isotopiques en Sr-Nd-Pb des groupes A et B sont présentées dans les **Figures IV.30**, **IV.31** et **IV.32**. Les MORBs de l'océan Indien (Mahoney et al., 1998, 2002), les basaltes d'arcs modernes (GEOROC : <http://earthref.org/GERM/>), les sédiments de l'Océan Indien (Ben Othman et al., 1989 ; Plank et Langmuir, 1998) et le domaine de la croûte océanique altérée de l'océan Néotéthys (Mahoney et al., 1998) ont été reportés dans ces diagrammes, pour comparaison.

Comme il a été mentionné en §IV.3.1.2.A, le domaine d'évolution B se démarque du domaine A par des compositions isotopiques plus enrichies en Nd et en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Ces deux domaines (A et B) présentent, en comparaison avec le domaine défini par les basaltes d'arc modernes, des compositions globalement plus enrichies pour les isotopes du Nd, du Sr et les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (**Figures IV.30**, **IV.31** et **IV.32**). Ceci traduit une contribution notable d'une composante enrichie au niveau de la source des magmas de l'arc du Kohistan.

Les **figures IV.30**, **IV.31** et **IV.32** montrent que la totalité des échantillons analysés (domaines d'évolution A et B) se reporte dans un domaine délimité par les pôles DMM, sédiments Indien et croûte océanique ± altérée. Le domaine d'évolution A peut être interprété comme reflétant une contribution progressive, au niveau de la source mantellique des magmas, d'une composante subduction constitué par un mélange de croûte océanique altérée et de sédiments. Le changement d'évolution géochimique observé lors du passage du domaine A au domaine B traduirait une augmentation notable de la contribution du pôle « sédiment » dans la source des magmas. Les contraintes géodynamiques liées d'une part aux variations entre les composantes fluides/liquides de fusion, et d'autre part aux variations entre les composantes sédiment/croûte océanique impliqués dans la composante subduction seront abordées en §IV.4.

IV.3.2.3. Comportement de Nb et Ta selon les composantes impliquées dans la source

Le groupe A5 (§IV.3.1.1) se singularise du point de vue des HFSE par son comportement particulier. Dans la **figure IV.19**, ce groupe présente, par rapport au groupe A4, des valeurs de Ta et Zr globalement similaires et un enrichissement plus important en Nb, qui se traduit par une augmentation du rapport Nb/Ta notable. Ce fractionnement traduit un découplage entre le comportement du Nb et celui du Ta, selon que ces éléments sont transportés par des fluides ou bien par des liquides de fusion.

Reportées dans un diagramme Zr/Nb vs. Nb/Ta (**Figure IV.33a**), les roches du groupe A (de A1 à A5) présentent une diminution notable des valeurs de Zr/Nb pour des valeurs infra-chondritiques à sub-chondritiques du rapport Nb/Ta (Nb/Ta ~10-17). Les variations du

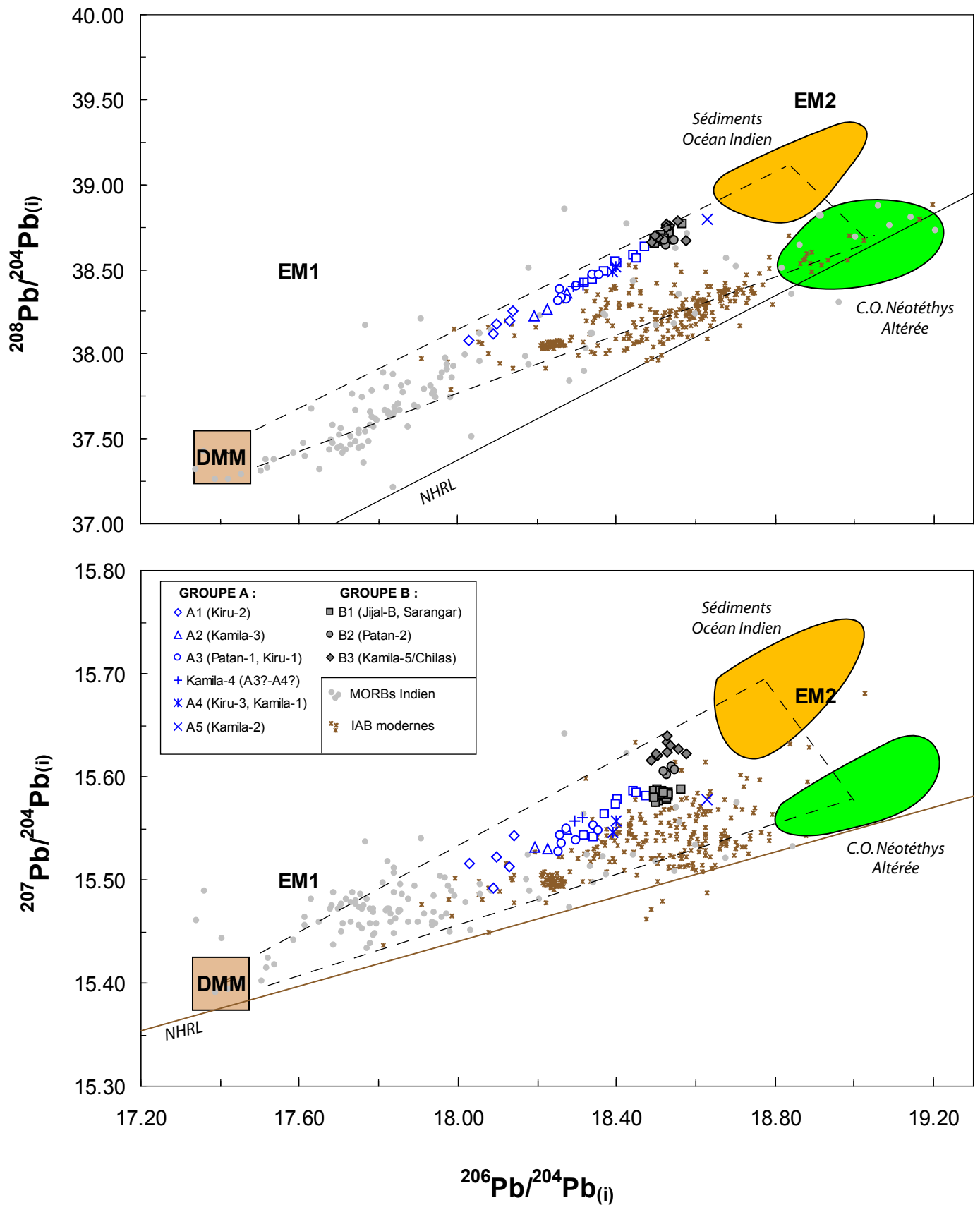


Figure IV.32 : Diagramme Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Même légende que Figure IV.30.

rapport Zr/Nb deviennent ensuite faibles pour des valeurs supra-chondritiques de Nb/Ta (Nb/Ta ~17-30).

Le fractionnement du rapport Nb/Ta peut être essentiellement expliqué par un processus lié à la subduction, et plus particulièrement par un contrôle du rutile au niveau de la portion de lithosphère subduite. Les études récentes ont démontré la solubilité supérieure du Nb par rapport au Zr dans les fluides de subduction (*cf.*, par exemple, Brenan et al., 1995 ; Stalder et al., 1998). Le rutile, porté par la portion de lithosphère subduite, présente un coefficient de distribution élevé pour le Nb et le Ta avec les fluides et les liquides de fusion ($D_{Nb-Ta} > 100$) (Green et Pearson, 1987 ; Brenan et al., 1994). De fait, une très faible participation du rutile suffit pour contrôler le budget en Nb et Ta de la composante de lithosphère subduite impliquée dans la formation des magmas d'arc.

Les rapports infra-chondritiques de Nb/Ta peuvent être interprétés par un enrichissement en fluides issus de la portion de lithosphère subduite, dans la mesure où le coefficient de partage du Nb entre le rutile et les fluides est supérieur à celui du Ta (Brenan et al., 1994). De la même manière, les rapports supra-chondritiques de Nb/Ta suggèrent la participation de liquides de fusion issus de la portion de lithosphère subduite, étant donné le plus faible coefficient de partage du Nb par rapport au Ta, entre le rutile et les liquides de fusion.

Ces observations sont en accord avec les résultats obtenus dans les diagrammes Pb/Ce vs. La/Yb et U/Th vs. La/Yb (**Figures IV.28 et IV.29**). En effet, les échantillons associés au domaine d'évolution géochimique A montrent la plus forte signature « slab fluid » (groupe A1) et se reportent dans le domaine caractérisé par un rapport Nb/Ta nettement infra-chondritique (**Figure IV.33a**). Inversement, les échantillons caractérisés par une signature « slab melt » très prononcée (groupe A5) affichent des rapports Nb/Ta très fortement supra-chondritiques. Un comportement très similaire est également observé dans le cas des échantillons associés au domaine d'évolution B (**Figure IV.33b**).

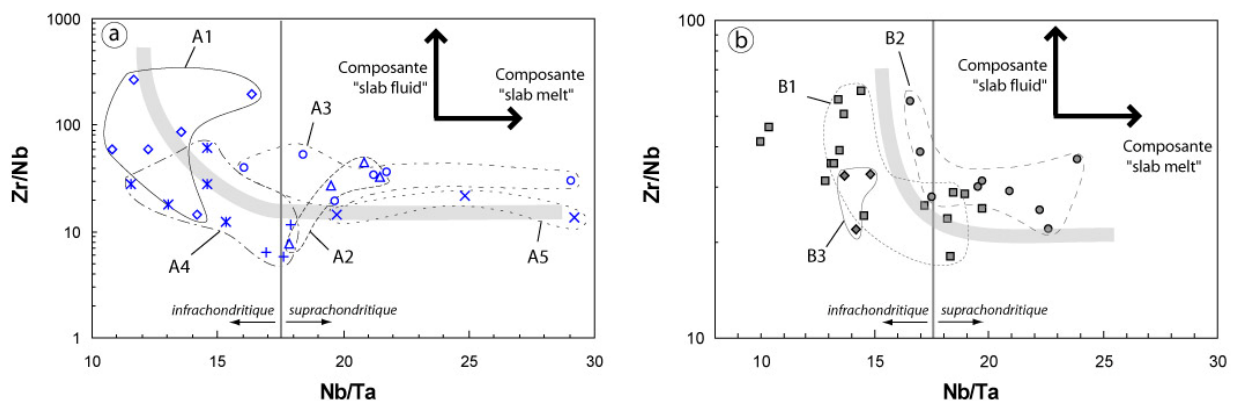


Figure IV.33 : Diagramme Zr/Nb vs. Nb/Ta pour : a) le domaine d'évolution géochimique A ; b) le domaine B. Même symboles que pour la figure IV.22.

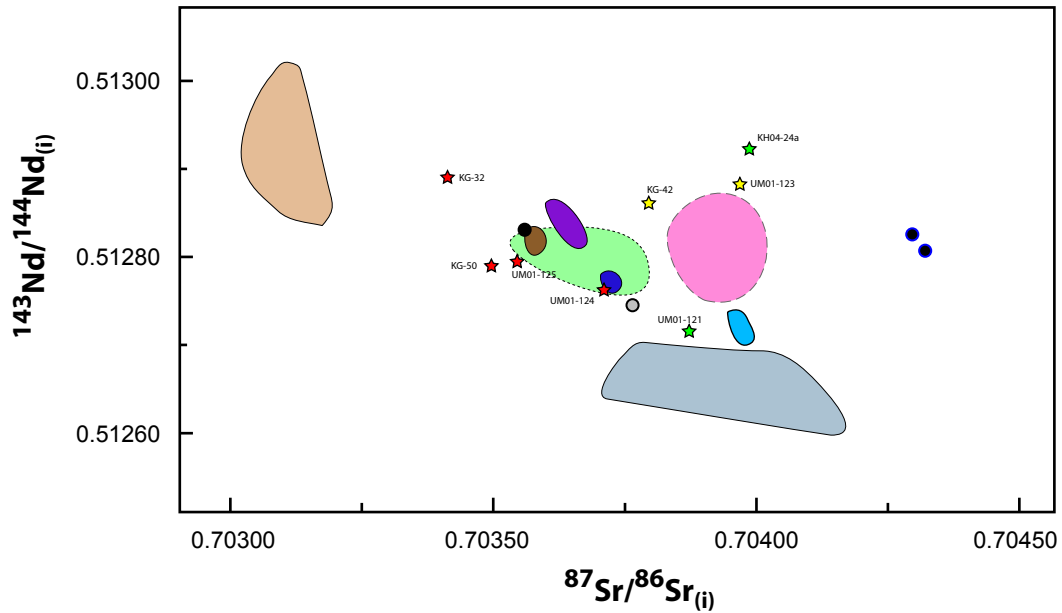


Figure IV.34 : Diagramme isotopique Nd-Sr ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Les deux nomenclatures (découpage en séquences et groupes géochimiques) sont rappelées dans la légende.

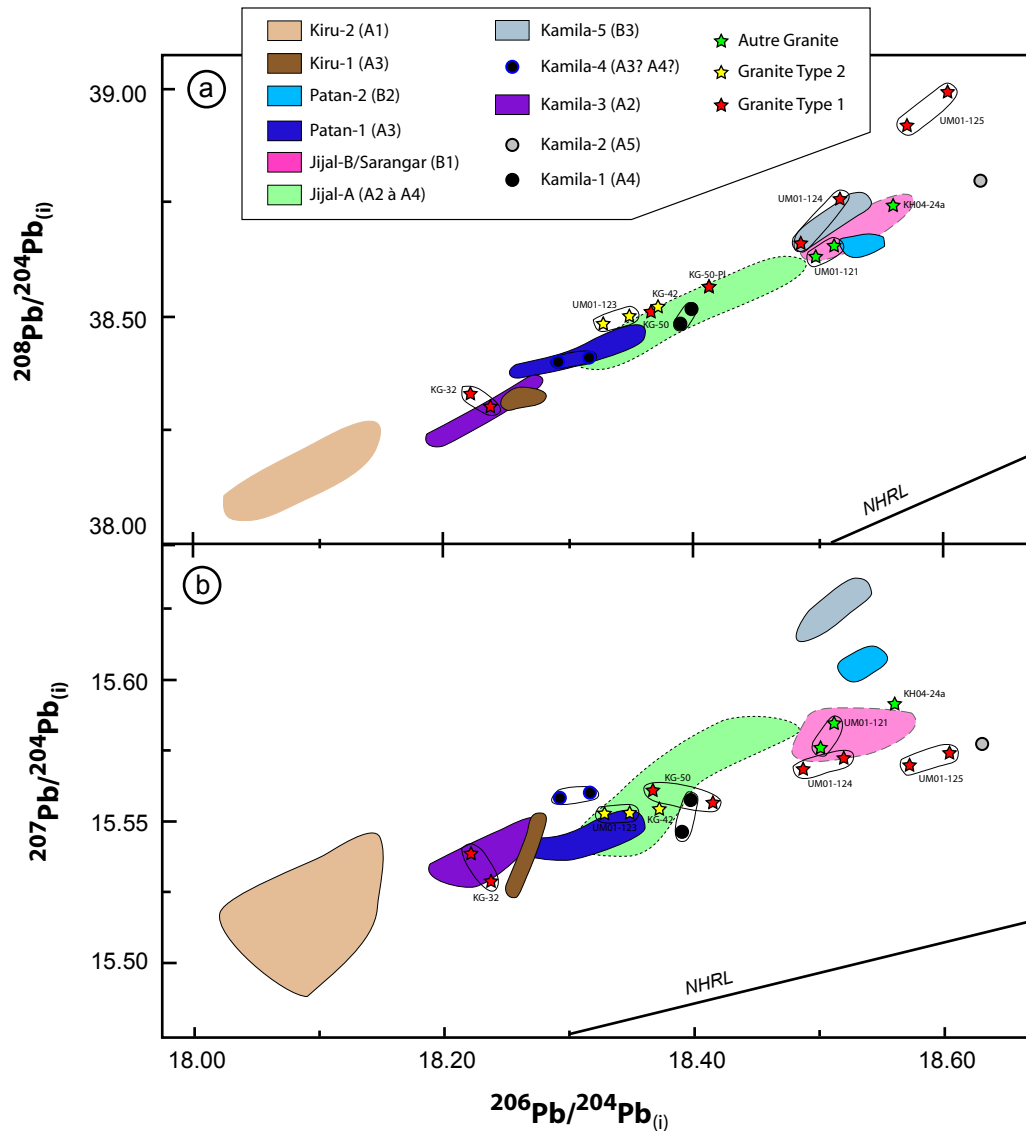


Figure IV.35 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

IV.3.3. Origine des granites intrusifs

Les granites de type 1 se distinguent des granites de type 2 du point de vue des éléments majeurs et en trace (*cf.* §IV.2.5.1.A et §IV.2.5.1.B) et des isotopes du Nd-Sr-Pb (*cf.* §IV.2.5.2). La comparaison des signatures isotopiques des granites avec celles des roches encaissantes permet d'envisager une origine locale (poches de fusion, bouffées anatectiques issues de la fusion locale de l'encaissant immédiat) ou plus profonde pour ces roches (fusion des niveaux crustaux profonds).

IV.3.3.1. Origine des granites de type 2

Les granites de type 2 sont intrusifs dans la séquence de Kiru (**Figure IV.9**). Les compositions isotopiques plus enrichies de ces granites par rapport aux roches encaissantes sous-jacentes (i.e. groupes Kiru-1/A3 et Kiru-2/A1) (**Figures IV.34 et IV.35**) suggèrent une origine profonde. Un lien génétique entre ces granites et le groupe Jijal-A est fortement suggéré dans les diagrammes Pb-Pb (**Figure IV.35**). Cependant un mélange entre cette source potentielle (groupe Jijal-A) et l'encaissant de ces granites (séquence de Kiru) ne suffit pas pour expliquer les valeurs enrichies en Sr des granites de type 2 (**Figure IV.34**). Les rapports isotopiques en Sr des granites de type 2 peuvent en revanche être interprétés par une contribution des groupes B1 (Jijal-B/Sarangar) et/ou B2 (Patan-2).

La combinaison des travaux de modélisation numériques (Garrido et al., 2006) avec les données isotopiques suggère que les granites de type 2 sont issus d'une fusion de roches profondes situées dans les parties correspondant aux racines de l'arc. Cette source profonde est très probablement générée par fusion/déshydratation de gabbro-norites à hornblende du groupe Jijal-B. Toutefois la participation d'une composante moins radiogénique est nécessaire pour expliquer la composition de ces granites : cette composante peut être incorporée au niveau de la source profonde de ces granites (lors de la granulitisation, via la déshydratation massive des hornblendites du groupe Jijal-A) et/ou au cours de leur mise en place au sein de leur encaissant (i.e. la séquence de Kiru).

IV.3.3.2. Origine des granites de type 1

Les granites de type 1 (à l'exception de l'échantillon KG-32 qui sera traité à part) sont intrusifs au sommet de la séquence de Kiru et à la base de la séquence de Kamila (**Figures IV.9 et IV.13**). L'origine de ces granites par fusion/déshydratation du protolithe des hornblendites-grenatites du groupe Jijal-A (i.e. groupes A2 à A4, *cf.* §IV.19), proposée par Garrido et al. (2006), est cohérente avec les données obtenues au cours de ce travail sur la base des isotopes du Nd et du Sr (**Figure IV.34**).

Les compositions significativement plus radiogéniques de certains granites par rapport aux groupes A2-A5 dans les diagrammes Pb-Pb (**Figure IV.35**) nécessitent en revanche la participation d'un composant plus radiogénique au niveau de la source de ces granites ou bien incorporé durant leur mise en place. Les similitudes observées entre les granites de type 1 « enrichis » et le groupe B1 dans les diagrammes Pb-Pb (**Figure IV.35**) suggèrent fortement la participation des roches du groupe Jijal-B au niveau de la source de ces granites.

La datation de l'échantillon KG-50 (base de la séquence de Kamila, **Figure IV.13**) par Schaltegger et al. (2002) fournit un âge de $97,1 \pm 0,2$ Ma (méthode U-Pb sur fractions de zircons) et la valeur d' ϵ_{Hf} de $14,4 \pm 1,8$ calculée pour cet échantillon est similaire à la marge d'erreur près à la valeur d'un gabbro de Sarangar (groupe B1) ($\epsilon_{\text{Hf}} = +14,2 \pm 0,3$). Ceci

confirme l'existence d'un lien génétique entre les granites de type 1 et le groupe B1, et suggère d'autre part que la mise en place du groupe Jijal-B, l'initiation du métamorphisme granulitique et la formation des granites de type 1 se sont vraisemblablement déroulés d'une manière quasiment synchrone dans une gamme de temps comprise entre ~105 et 96 Ma.

Yamamoto et al. (2005) ont récemment obtenu un âge de $107,7 \pm 1,8$ Ma (méthode U-Pb SIMS sur zircons) pour un dyke tonalitique localisé plusieurs centaines de mètres au Sud du village de Kiru (cf. **Figures II.6** et **VI.26**). Cet âge est significativement plus ancien par rapport aux âges des autres granites de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila (i.e. ≤ 97 Ma) (cf. **Figures II.6** et **VI.26**). Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cet âge : (1) les zircons analysés dans le dyke tonalitique sont des grains hérités en provenance d'une source ancienne à ~110 Ma (ex. : Jijal-A) ; ou bien (2) cet âge reflète l'âge de la formation de granites anciens au sein de la croûte juvénile de l'arc, environ 10 Ma avant l'intrusion massive de granites à partir de 97 Ma (Shaltegger et al., 2002 ; Yamamoto et al., 2005), en relation avec l'initiation la granulitisation de la base de croûte de l'arc.

L'échantillon KG-32, intrusif à la base de la séquence de Kiru est associé aux granites de type 1 du point de vue des éléments majeurs et en trace. Cependant cet échantillon se distingue des autres granites de type 1 par une affinité isotopique prononcée avec le groupe Kiru-2/A1 (**Figures IV.34** et **IV.35**). En effet, si les signatures isotopiques des autres granites de type 1 peuvent être interprétées par une combinaison de deux sources profondes (Jijal-A et Jijal-B), l'échantillon KG-32 est au contraire caractérisé par la contribution majeure de l'encaissant (groupe A1) au niveau de sa source.

Les rares granites identifiés à la base de l'arc (i.e. l'échantillon KH04-24a intrusif dans les granulites à grenat à la base du groupe Jijal-B et l'échantillon UM01-121 intrusif à la base du groupe Patan-2, **Figure IV.2**) présentent des compositions isotopiques sensiblement différentes de celles de leurs encaissants respectifs (**Figures IV.34** et **IV.35**). L'échantillon KH04-24a possède des compositions similaires au groupe Jijal-B du point de vue des isotopes du Sr et du Pb mais présente une composition plus radiogénique en Nd. La source de l'échantillon UM01-121 est très certainement localisée au niveau du groupe Jijal-B, à laquelle se superpose la contribution Nd moins radiogénique du groupe Patan-2 encaissant.

En résumé, les données isotopiques permettent de déterminer la localisation des sources des granites de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Ces granites affichent une affinité isotopique prononcée avec les roches qui constituent la croûte inférieure granulitique de l'arc (i.e. les hornblendites-grenatites du groupe Jijal-A et les gabbonorites à hornblende et granulites à grenat du groupe Jijal-B), à laquelle se surimpose l'empreinte de processus d'assimilation/contamination avec les formations encaissantes et/ou traversées. Les données isotopiques montrent en outre que la distinction entre les sources profondes des granites de type 1 et 2 (i.e. les groupes Jijal-A et Jijal-B, respectivement) suggérée par les éléments en trace n'est pas cloisonnée, et reflètent plutôt des degrés d'interaction variable entre ces deux sources.

IV.4. Modèle d'évolution géodynamique

Les résultats discutés en IV.3, en association avec les résultats précédemment discutés dans le chapitre III, permettent de proposer un modèle d'évolution géodynamique de l'arc du Kohistan entre ~117 Ma et 85 Ma. Cet intervalle de temps correspond à la période comprise entre le stade d'initiation de la subduction et la fin de l'activité de l'arc. Cette dernière est calée temporellement par l'intrusion du complexe de Chilas, qui précède de quelques millions d'années la collision de l'arc avec la plaque Karakoram.

Le modèle d'évolution géodynamique proposé est axé sur trois grandes étapes principales qui peuvent être résumées comme suit :

- **Étape 1** : initiation de la subduction ; puis formation d'un arc volcanique (domaine d'évolution A, groupes A1 à A5) ;
- **Étape 2** : événement thermique majeur, marqué par un important sous-placage magmatique (domaine d'évolution B, groupes B1 et B2) et la granulitisation associée à l'érosion/délamination de la base de l'arc ;
- **Étape 3** : mise en place du complexe de Chilas (domaine d'évolution B, groupe B3) qui fait suite à une période amagmatique d'environ 10 Ma.

Ces différentes étapes sont définies en fonction des variations géochimiques et isotopiques observées et des contraintes géochronologiques acquises durant ce travail ou disponibles dans la littérature. Elles sont représentées de manière schématique dans la **figure IV.36**.

IV.4.1. Étape 1 (~117-105 Ma) : Initiation de la subduction / Construction de l'arc volcanique

Le modèle proposé s'appuie sur les travaux de Stern et Bloomer (1992) et Stern (2004), concernant l'initiation « spontanée » d'une zone de subduction en domaine intra-océanique. Dans ce modèle, l'initiation de la subduction est favorisée par la présence d'une faille transformante ou d'une zone de fracture mettant en contact une lithosphère jeune et mince avec une lithosphère ancienne et épaissie (étape 1-A, **Figure IV.36**). Les amphibolites de type E identifiées par Khan et al. (1993) pourraient être les témoins de la lithosphère mince, formée tardivement au sein de la Néotéthys.

- **A environ 117 Ma, le fonctionnement de la subduction s'initie** par plongement gravitaire de la lithosphère ancienne au sein du manteau asthénosphérique (étape 1-B, **Figure IV.36**). Le manteau asthénosphérique remonte alors pour compenser ce plongement (*cf.*, par exemple, Stern et Bloomer, 1992 ; Stern, 2004). La zone située à l'aplomb de la lithosphère plongeante, en position de « proto-avant-arc », est soumise à une extension/expansion importante, associée à un magmatisme appauvri en REE et enrichi en LILE, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (*cf.* §III.2 et III.5). La réaction liquide-roche entre ces magmas et le manteau lithosphérique préexistant, datée à ~117 Ma, est à l'origine de la formation de la séquence mantellique d'affinité boninitique située à la base du complexe de Jijal (*cf.* §III.2 et III.5).

La fusion faiblement hydratée et favorisée par la décompression du manteau asthénosphérique ascendant, constitue le point de départ du domaine d'évolution géochimique de type A. Les groupes géochimiques A1 et A2, qui représentent environ 22% de l'épaisseur totale de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila, seraient formés lors de cette étape initiale. L'enrichissement spécifique en LILE qui caractérise ces deux groupes témoigne de la

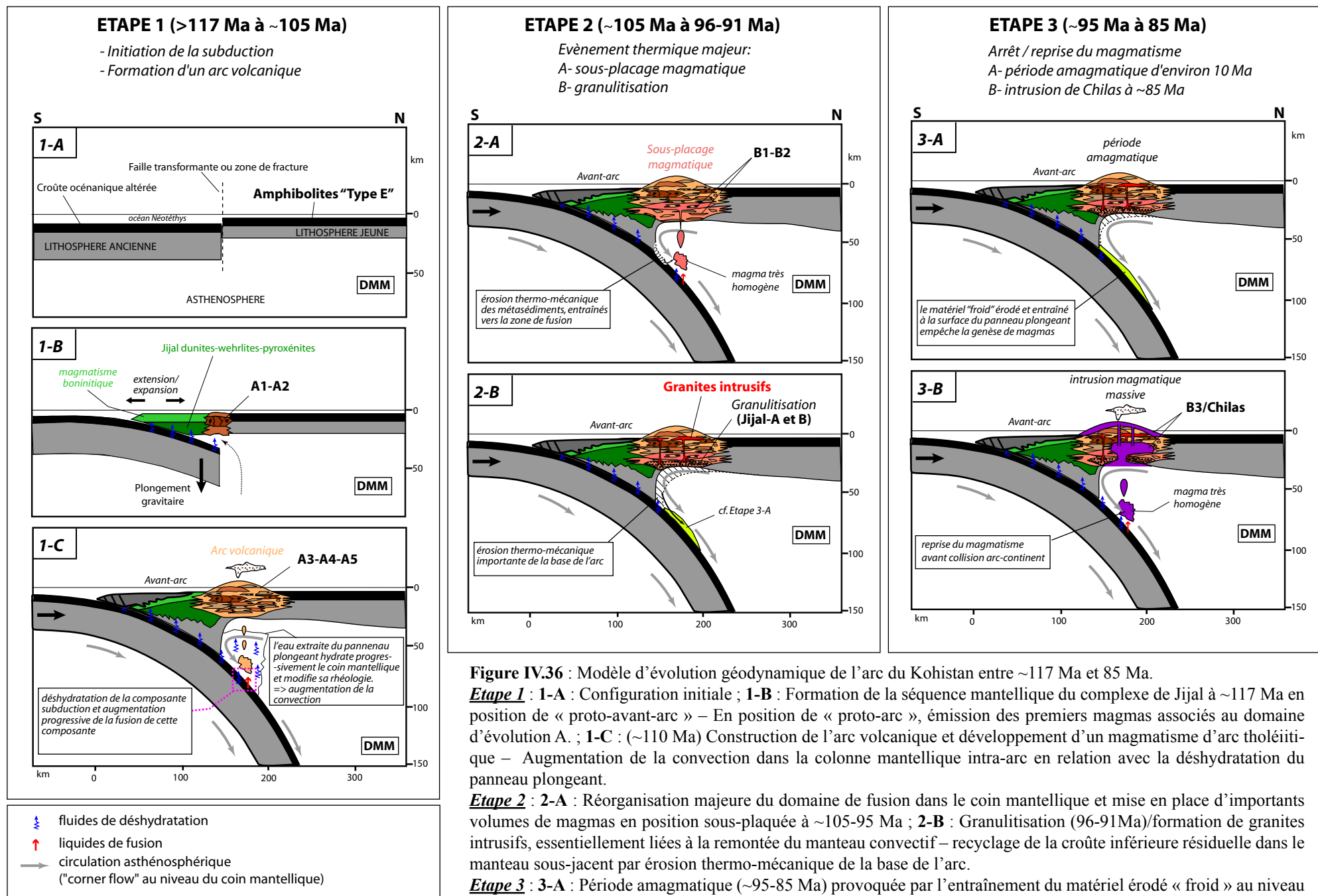


Figure IV.36 : Modèle d'évolution géodynamique de l'arc du Kohistan entre ~117 Ma et 85 Ma.

Etape 1 : 1-A : Configuration initiale ; 1-B : Formation de la séquence mantellique du complexe de Jijal à ~117 Ma en position de « proto-avant-arc » – En position de « proto-arc », émission des premiers magmas associés au domaine d'évolution A ; 1-C : (~110 Ma) Construction de l'arc volcanique et développement d'un magmatisme d'arc tholéiitique – Augmentation de la convection dans la colonne mantellique intra-arc en relation avec la déshydratation du panneau plongeant.

Etape 2 : 2-A : Réorganisation majeure du domaine de fusion dans le coin mantellique et mise en place d'importants volumes de magmas en position sous-plaquée à ~105-95 Ma ; 2-B : Granulitisation (96-91Ma)/formation de granites intrusifs, essentiellement liées à la remontée du manteau convectif – recyclage de la croûte inférieure résiduelle dans le manteau sous-jacent par érosion thermo-mécanique de la base de l'arc.

Etape 3 : 3-A : Période amagmatique (~95-85 Ma) provoquée par l'entraînement du matériel érodé « froid » au niveau de la zone de fusion ; 3-B : intrusion massive à ~85 Ma (complexe de Chilas), marquant la reprise du magmatisme, quelques Ma avant la collision avec la marge Karakoram au Nord.

participation de fluides de déshydratation en provenance du panneau plongeant. Toutefois, leur signature isotopique indique une participation modérée de la composante subduction lors de l'émission de ces premiers magmas. Ceci suggère que leur mise en place s'est effectuée, non pas en position de « proto-avant-arc » comme cela est envisagé pour la séquence ultrabasique de Jijal, mais dans une position plus distale, au niveau de la zone où va s'édifier par la suite l'arc proprement dit. L'enrichissement en LILE et LREE, d'une part, et l'évolution des compositions isotopiques du groupe A2 par rapport au groupe A1, d'autre part, témoignent de l'arrivée progressive du panneau plongeant à l'aplomb de la zone source des magmas de l'arc.

L'unique preuve d'une chambre magmatique développée à grande échelle (échantillonnée sur environ 2500 m d'épaisseur), à travers l'ensemble de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila, a pu être identifiée au niveau des roches gabbroïques majoritairement cumulatives du groupe A1 (Kiru-2) (**Figure IV.9**).

- **Après 117 Ma,**

on assiste à la **construction de l'arc volcanique s.s.** avec le **développement d'un magmatisme d'arc de type tholéiitique** (étape 1-C, **Figure IV.36**). Ce magmatisme est typiquement associé à la fusion hydratée du coin de manteau asthénosphérique infra-arc. Les formations mises en place lors de cette étape appartiennent au groupe géochimique A3 et représentent environ 8-10% de l'épaisseur totale de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.

Le modèle d'évolution des éléments en trace proposé en IV.3.1.1 met en évidence un enrichissement en éléments peu mobiles dans les fluides (Th, LREE, \pm Nb-Ta) pour le groupe A3 (spectres de type 3, **Figure IV.19**). Ces éléments étant par contre fortement incompatibles, cet enrichissement a été attribué à la fusion de la composante subduction portée par le panneau plongeant (cf. §IV.3.2.2.A).

En accord avec les données récentes de la littérature (cf. *Remarque à propos des modèles de la littérature pour la genèse des magmas en contexte de subduction*, §VI.3.2.2.A), l'évolution géochimique graduelle observée depuis le groupe A1 jusqu'au groupe A3 est directement liée à la dynamique du panneau plongeant. Dans le modèle proposé, le groupe A3 marque l'emplacement de la lithosphère subduite à la profondeur nécessaire pour permettre la fusion hydratée du coin de manteau et la production de magmas d'arc tholéiitiques. Lorsque ces conditions sont atteintes ($P \sim 3$ GPa, soit environ 100 km de profondeur), l'augmentation de température à la surface du panneau plongeant, par conduction à partir du manteau asthénosphérique sus-jacent, autorise la fusion partielle de la composante subduction (sédiments \pm croûte basaltique sous-jacente).

- **Jusqu'à environ 105 Ma,**

l'arc volcanique continue sa construction avec une **augmentation de la fusion de la composante subduction** (étape 1-C, **Figure IV.36**). Les formations qui se sont mises en place au cours de cette étape sont associées aux groupes A4 et A5 et représentent environ 10% de l'épaisseur totale de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Les compositions isotopiques, globalement enrichies en Nd-Sr-Pb par rapport aux groupes précédents du domaine A (A1 à A3) (**Figures IV.30, IV.31 et IV.32**), suggèrent une participation plus importante de la composante subduction. Les signatures géochimiques de ces groupes témoignent en outre d'une augmentation importante de la contribution de la

composante « slab melt », en particulier pour le groupe A5 (**Figures IV.28a et IV.29a**). Un tel processus nécessite une augmentation de la température de la partie superficielle du panneau plongeant.

Le réchauffement par conduction, provoqué par le coin de manteau asthénosphérique chaud, constitue un moyen efficace pour élever le gradient géothermique à la surface du panneau plongeant. Ce phénomène se produit, en particulier, lorsque la vitesse de la subduction est faible. Ainsi, la lithosphère subduite est réchauffée plus longtemps par conduction. Dans ce cas, la transition progressive entre les groupes A3, A4 et A5, pourrait traduire une diminution de la vitesse de subduction. Une telle hypothèse pourrait être envisagée, par exemple, dans le cas où le passage de l'étape 2 à l'étape 3 marquerait la collision de l'arc avec une marge continentale. Les contraintes d'âge pour le domaine d'évolution A ont été précédemment estimées à ~117-105 Ma (*cf.* §IV.3.2.1.B). Cette période se situe dans le domaine d'évolution strictement intra-océanique de l'arc du Kohistan, bien avant la collision de l'arc avec la marge Karakoram (< 85 Ma, Schaltegger et al., 2002 ; Burg et al., 2006) et donc réfute cette hypothèse.

Une autre hypothèse serait de proposer que le réchauffement de la surface du panneau plongeant soit en relation avec l'activation de la convection mantellique. Ce processus serait lié à l'augmentation de l'hydratation de la colonne mantellique à l'aplomb de la zone de subduction, en relation avec la déshydratation du panneau plongeant. Les contraintes relatives à ce processus sont détaillées dans l'étape 2 ci-dessous.

IV.4.2. Étape 2 (~105 à 96-91 Ma) : Évènement thermique majeur / Sous-placage magmatique / Granulitisation / Érosion-délamination de la base de l'arc

Suite à la mise en place progressive, entre ~117 et ~105 Ma, d'un arc insulaire à dominante volcanique, deux évènements majeurs se produisent autour de 100 Ma (~ 105-91 Ma) dans l'arc du Kohistan. Ces deux évènements étaient probablement continus, voire en partie superposés, dans le temps. Il s'agit :

i- D'un évènement de **sous-placage magmatique** important. Cet évènement correspond à la mise en place, dans un laps de temps relativement bref, d'importantes quantités de roches gabbroïques associées au domaine d'évolution géochimique de type B. Les roches concernées correspondent aux groupes B1 et B2, qui représentent respectivement 20% et 10% environ de l'épaisseur totale de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. La composition remarquablement homogène de ces deux groupes tranche nettement sur celle de l'arc volcanique, et témoigne d'une réorganisation majeure du domaine de fusion au sein du coin mantellique. On retiendra que le domaine d'évolution B marque le retour à des caractéristiques des éléments en trace typiquement observées au début de l'étape 1-C de ce modèle (groupe A3). De plus, le domaine B présente, par rapport domaine A, une tendance d'évolution plus « enrichie » pour rapports isotopiques du Nd et les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Figures IV.30, IV.31 et IV.32**).

L'origine de la baisse des rapports isotopiques du Nd associée à l'augmentation du rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour les formations du domaine d'évolution B, a été attribuée à une participation fortement majoritaire des sédiments au niveau de la composante subduction participant à la genèse de ces magmas (*cf.* §IV.3.2.2.B). Les magmas émis lors de cet évènement sont pour l'essentiel sous-plaqués à la base de l'arc et dans les niveaux supérieurs du manteau. Leur composition nettement différenciée (Mg# = 43-59) implique l'existence d'une puissante série de cumulats sous-jacents. Cet épisode s'est donc traduit par un épaissement important de la

séquence crustale ($P_{\max} = 1,4-2,1$ GPa – Jan et Howie, 1981; Yamamoto, 1993 ; Ringuette et al., 1999), mais les cumulats de base n'ont pas été préservés et ne sont pas observés dans l'arc obducté (cf. §III.4).

ii- Du **métamorphisme granulitique affectant la base de l'arc**, associé à sa fusion partielle hydratée et à la formation de liquides granitiques qui envahissent les niveaux structuraux supérieurs. Ce processus est le principal responsable de la différenciation intracrustale dans l'arc du Kohistan (Garrido *et al.*, 2006). Selon Yoshino et Okudaira (2004), le sous-placage magmatique a peut-être en partie fourni la chaleur responsable de la fusion partielle et du métamorphisme granulitique. L'absence des cumulats attendus à la base de l'arc est en faveur d'un processus de délamination ou d'érosion de la croûte inférieure. Quelque soit le mécanisme envisagé (effondrement gravitaire ou érosion thermo-mécanique), il doit être associé à la montée de manteau convectif, qui fournirait donc la source de chaleur principale pour induire la fusion et le métamorphisme.

Ces deux événements (i et ii) constituent probablement les manifestations d'un même processus, correspondant à un changement majeur et relativement rapide dans la dynamique du domaine de subduction. Nous avons vu précédemment qu'un changement significatif de la cinématique de subduction à ce stade n'était étayé par aucun argument géologique. Par contre, nous avons envisagé pour le stade 1-C une accélération de la convection traduisant un changement de rhéologie du coin mantellique du fait de son hydratation croissante. Ce modèle s'appuie essentiellement sur les travaux de modélisation numérique qui ont montré que la dynamique du coin de manteau asthénosphérique infra-arc est fortement influencée par la déshydratation du panneau lithosphérique plongeant (cf., par exemple, Arcay et al., 2005, 2006). Les variations de rhéologie du manteau asthénosphérique induites par les fluides de déshydratation en provenance de la lithosphère subduite seraient à l'origine d'une forte accélération de la convection (le « corner flow ») dans le coin mantellique. Ce mécanisme pourrait expliquer l'ensemble des processus observés à l'étape 2, par érosion thermo-mécanique et entrainement convectif des deux « parois froides » du coin mantellique, c'est-à-dire :

- D'une part (étape 2-A, **Figure IV.36**), la partie supérieure du panneau plongeant (cf., par exemple, Ranero et von Huerne, 2000 ; von Huerne et Scholl, 1991, 1993). Ce mécanisme, lié à l'érosion thermo-mécanique des méta-sédiments « coincés » en position d'avant arc, représente une hypothèse possible pour expliquer l'enrichissement géochimique observé. Dans ce cas l'enrichissement isotopique serait pour partie lié à un mélange mécanique entre les péridotites « érosives » de type DMM et les sédiments coincés dans la zone d'avant-arc. Ce matériel enrichi serait ensuite entraîné par le mouvement de « corner flow » jusqu'à la zone source des magmas et viendrait surimposer sa signature isotopique à la signature de la composante subduction en provenance du panneau plongeant. Les magmas ainsi produits sont fortement enrichis en « composante sédiment » et l'enrichissement observé depuis le groupe B1 jusqu'au groupe B3 traduirait alors l'amplification, au cours de temps, du processus d'érosion thermo-mécanique évoqué précédemment.
- D'autre part (étape 2-B, **Figure IV.36**), la partie inférieure de la lithosphère, y compris la base crustale de l'arc, c'est-à-dire des roches granulitiques résiduelles (grenatites et pyroxénites à grenat – Garrido *et al.*, 2006) et les cumulats associés au magmatisme différencié (cf. III.4). Le processus invoqué pourrait être la délamination,

par plongement gravitaire, de la croûte inférieure instable, composée essentiellement de cumulats ultrabasiques riches en Mg et de granulites résiduelles riches en Fe (Kay et Kay, 1985b ; Tatsumi, 2000 ; Jull et Kelemen, 2001 ; Garrido et al., 2006), ou bien, l'érosion convective thermo-mécanique de la lithosphère infra-arc (Arcay et al., 2005, 2006). L'intervalle de temps important, requis pour que le processus de délamination par instabilité gravitaire soit efficace (Jull et Kelemen, 2001 ; Kelemen et al., 2003), est cependant difficilement conciliable avec l'intervalle de temps relativement court (15-20 Ma) qui sépare le début du fonctionnement de l'arc (~ 110 Ma) de l'événement granulitique de la croûte inférieure de l'arc (~96-91 Ma, Yamamoto et Nakamura, 1996, 2000 ; Anczkiewicz et Vance, 1997 ; Anczkiewicz et al., 2002). Au contraire, le fonctionnement du « corner flow », favorisé par l'hydratation générale du coin du manteau, peut expliquer l'amincissement crustal (jusqu'à 30-35 km d'épaisseur de croûte manquante, *cf.* III.4) dans un intervalle de temps beaucoup plus court. En effet, les travaux de modélisation numériques effectués par Arcay et al. (2005, 2006) ont montré que le temps caractéristique pour atteindre un amincissement maximal de la lithosphère infra-arc en domaine hydraté (épaisseur de la plaque supérieure réduite à ~19 km) n'excédait pas 15 Ma. Si on considère que le processus d'érosion thermo-mécanique a pu s'initier durant les conditions d'hydratation maximale du coin de manteau (étape 1-C, groupe géochimique A5), l'âge de 96-91 Ma obtenu pour la granulitisation serait en accord avec un tel processus d'érosion thermo-mécanique. Ces deux mécanismes (délamination et/ou érosion thermique) sont compatibles avec le développement du métamorphisme granulitique de HT (Yamamoto, 1993) et avec la fusion, par déshydratation, de la croûte d'arc inférieure (Garrido et al., 2006). La mise en place de granites dans les niveaux superficiels au cours de cet événement, et leur mélange avec les roches hôtes, est le mécanisme prédominant de différenciation intra-crustale dans l'arc du Kohistan.

IV.4.3. Étape 3 (~85 Ma) : Intrusion du complexe de Chilas suite à une période amagmatique d'environ 10 Ma (dernier stade d'évolution magmatique de l'arc en domaine intra-océanique)

Les formations qui se sont mises en place au cours de cette étape sont associées au groupe B3 du domaine d'évolution B, constitué par la partie sommitale de la séquence de Kamila (groupe Kamila-5, **Figure IV.13**) et le complexe basique-ultrabasique de Chilas, intrusif au sommet de la séquence de Kamila (*cf.* §II.3.2.3).

La surface occupée par le complexe de Chilas sur la carte géologique de l'arc du Kohistan (*cf.* **Figure II.3**) est extrêmement importante, de l'ordre de la moitié de la surface occupée par le reste de la séquence crustale de l'arc située au Sud de ce complexe [i.e. le complexe métaplutonique le long de la vallée de l'Indus, ou d'une manière plus générale la zone nommée « ceinture amphibolitique de Kamila » (**Figure II.3**)]. Ceci suggère la mobilisation d'un volume gigantesque de magmas durant l'étape 3.

Les compositions en éléments en trace ainsi que les compositions isotopiques relativement homogènes pour le groupe B3, au regard de la quantité de magma considérée, suggèrent une forte homogénéisation au niveau de la source, probablement en relation avec le mouvement de « corner flow ». L'intrusion massive et rapide du groupe B3 (**étape 3-B, Figure IV.36**) peut être directement liée au stade ultime d'érosion thermo-mécanique de la base de l'arc. L'amincissement important de la base de la lithosphère de l'arc permettrait dans ce cas de

favoriser la rupture et l'ouverture de l'arc en position centrale, après une période plus ou moins importante (~10 Ma ?) de stagnation/homogénéisation d'une quantité importante de matériel formé à la base de l'arc (étape 3-A, **Figure IV.36**).

En conclusion, le grand avantage du modèle proposé est d'expliquer les événements majeurs de l'étape 2 (2-A et 2-B) au moyen d'un mécanisme unique et compatible avec l'évolution temporelle de la subduction océanique du Kohistan, environ une quinzaine de Ma après son initiation : l'accélération de la convection mantellique du fait de l'hydratation du coin mantellique à l'aplomb de la lithosphère subduite. D'autre part, ce modèle ne requiert aucune cause géodynamique extérieure à la zone de subduction proprement dite, telle que par exemple, un changement de la vitesse de subduction et/ou de sa pente, une rupture de slab, etc...

Enfin, ce modèle fournit également une explication à la période « amagmatique » d'environ une dizaine de Ma (~ 95-85 Ma) qui s'écoule par la suite, entre l'étape 2 et l'événement suivant, correspondant à la production massive de magmas d'arc, à nouveau dans un bref laps de temps (complexe de Chilas, étape 3-B). Comme le suggèrent les modèles numériques (Arcay et al., 2005, 2006) cette période amagmatique peut correspondre à un effet de bouclier thermique généré par le passage du matériel lithosphérique érodé et entraîné par le « corner flow » sur la surface de la lithosphère océanique plongeante. Cet écran de manteau relativement froid, délaminé en base de lithosphère, bloquerait la déshydratation et la fusion partielle du matériel subduit – et donc la fusion partielle du coin mantellique et la genèse de magmas d'arc – jusqu'à ce qu'il soit finalement entraîné par la convection et/ou rééquilibré thermiquement.

IV.5. Conclusion

Les analyses réalisées sur la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila au niveau de l'arc obducté du Kohistan (depuis la zone du Moho de l'arc jusqu'au contact avec le complexe de Chilas) ont permis, pour la première fois, et de manière très précise, de caractériser du point de vue géochimique (éléments majeurs, éléments en trace et isotopes du Nd, Sr et Pb), une section crustale d'arc échantillonnée de façon quasiment continue sur environ 30 km d'épaisseur.

Les résultats suggèrent que l'évolution intra-océanique de l'arc du Kohistan dure environ 30 Ma ($\sim 117 \geq T_{\text{initiation-collision}} (\text{Ma}) < 85$). Trois étapes majeures caractérisent cette évolution :

- 1/ la construction progressive de l'« arc volcanique » s.s. entre ~117 Ma et ~105 Ma ;
- 2/ le sous-placage de quantités importantes de magmas à la base de la section crustale de l'arc autour de 100 Ma et le développement d'un processus de granulitisation intense à ~96-91 Ma ;
- 3/ une période amagmatique (~95 Ma à ~85 Ma) suivie d'une dernière manifestation magmatique (Chilas) avant l'arrêt de la subduction (< 85 Ma).

La transition entre l'étape 1 et l'étape 3 est marquée par l'augmentation significative de l'hydratation de la colonne mantellique située au-dessus du panneau plongeant. La rhéologie de ce manteau va alors être modifiée, activant le mécanisme de « corner flow ». Ce

mécanisme est responsable de l'érosion thermo-mécanique des parties inférieures de la section crustale et fournit, au moins en partie, la source de chaleur nécessaire au déclenchement de la granulitisation de la base de l'arc. L'efficacité d'un tel processus est en accord avec les modèles numériques thermiques et rhéologiques les plus récents (Arcay et al., 2005, 2006). La possibilité d'envisager l'érosion thermo-mécanique comme le processus majeur responsable du recyclage de la croûte inférieure de l'arc dans le manteau a le gros avantage, par rapport aux modèles plus classiques de délamination par plongement gravitaire seul, d'être compatible avec la durée, relativement brève, de l'activité magmatique dans l'arc du Kohistan.

La composition géochimique de l'ensemble des magmas de l'arc peut être interprétée en termes de mélange, en proportion variable, entre une composante mantellique appauvrie de type DMM et une « composante subduction ». Cette dernière reflète, en proportions variables, une participation de sédiments de l'océan Indien et de croûte océanique recyclée. La présente étude permet de déterminer, en fonction du degré d'évolution de la zone de subduction, si la composante subduction est transportée par des fluides de déshydratation et/ou par des liquides de fusion.

*C*hapitre 5 :

*Calcul du bilan de masse et
comparaison avec la croûte
continentale*

V. Calcul du bilan de masse et comparaison avec la croûte continentale

Avant propos

Ce chapitre, fruit d'une collaboration étroite entre des chercheurs des universités de Montpellier (B. Dhuime, J.-L. Bodinier, D. Bosch, O. Bruguier, S. Pourtalès), de Grenade (Espagne) (C. J. Garrido) et le Pakistan Museum of Natural History, d'Islamabad (Pakistan) (S. Hussain, H. Dawood), fait l'objet d'une publication en cours de préparation (Garrido, Dhuime et al., *in prep.*).

V.1. Introduction et méthode utilisée pour les calculs de composition géochimique des sections de croûte

V.1.1. Introduction

Ce chapitre présente une estimation de la composition globale de la section crustale de l'arc insulaire du Kohistan, épaisse d'environ 30 km. Les résultats obtenus sont ensuite comparés avec les valeurs des arcs intra-océaniques modernes et de la croûte continentale globale. De façon générale, ces résultats ont des implications fondamentales pour la compréhension des processus de différenciation crustale et de maturation continentale en domaine d'arc océanique.

V.1.2. Méthode utilisée pour les calculs de composition géochimique des sections de croûte

L'ensemble des cent quatorze échantillons analysés à travers la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila occupe une épaisseur verticale calculée de 30 500 m. En se basant sur les mesures de terrain et les cartes très précises établies par Zeilinger (2002), cette section crustale a été subdivisée en trois cent cinq cellules de 100 m d'épaisseur chacune. Les compositions en éléments majeurs et en trace des cent quatorze échantillons analysés ont été reportées dans les cellules correspondant aux distances verticales respectives de ces échantillons. La composition des cent quatre vingt onze cellules restantes a été extrapolée, en reportant les valeurs des cellules voisines, ou bien des moyennes de groupes de cellules voisines, selon les cas.

V.2. Résultats principaux

V.2.1. Composition moyenne calculée pour la section crustale

La composition moyenne en éléments majeurs et en trace obtenue pour la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila est reportée dans le **tableau V.1**. Dans ce tableau, six entités ont été distinguées : les compositions du groupe Jijal-A (I) et du groupe Jijal-B (II) qui forment ensemble la croûte inférieure granulitique de l'arc ; la composition des roches associées aux domaines d'évolution A (III) et B (IV) caractérisés en IV.3.1.2.A ; et enfin les deux principaux types de granites : granites de type 1 (V) et granites de type 2 (VI). Les spectres

prop. unité (%) wt% (Anhydre)	(1) Séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila						(2) Chilas	(3)	(4)	(5)	Croûte continentale				Compilation de 7 Arcs intra-océaniques modernes (base de données GEOROC)							Arc Crétacé de Talkeetna (e)										
	Moyenne	I	II	III	IV	V	VI				Globale (a)	Globale (b)	Inf. (b)	Inter. (b)	Sup. (b)	Bismarck (n = 60)	Kermadec (n = 31)	P. Antilles (n = 58)	Mariannes (n = 47)	N. Hébrides (n = 45)	S. Sandwich (n = 25)	Tonga (n = 123)	7 Arcs (n = 389)	Talk - 1	Talk - 2	Talk - 3	Talk - 4					
SiO ₂	53.88	42.54	52.47	52.59	53.73	70.51	76.04	54.23	57.35	54.06	58.39	57.30	59.10	52.30	60.60	66.00	58.17	54.20	54.38	55.47	50.91	53.20	54.19	54.54	61.25	60.66	55.51	52.00				
TiO ₂	0.81	1.24	0.75	0.82	0.88	0.22	0.04	0.69	0.64	0.75	0.65	0.90	0.70	0.80	0.70	0.50	0.70	0.93	0.74	0.82	0.82	0.80	1.02	0.86	0.63	0.60	0.67	0.68				
Al ₂ O ₃	18.17	16.40	18.56	18.73	17.90	16.61	15.15	18.62	17.47	18.40	17.74	15.90	15.80	16.60	15.50	15.20	16.50	16.36	16.48	17.40	16.82	17.11	15.60	16.38	16.50	16.51	17.43	18.09				
FeOT	8.33	13.55	10.14	8.01	8.85	2.43	0.95	7.63	7.93	7.98	6.74	9.10	6.60	8.40	6.40	4.50	6.81	9.40	8.27	8.86	10.01	9.60	9.66	8.93	6.52	6.46	8.06	8.99				
MnO	0.17	0.22	0.20	0.16	0.18	0.11	0.19	0.14	0.17	0.16	0.16	0.18	0.11	0.10	0.10	0.08	0.17	0.20	0.18	0.20	0.19	0.19	0.18	0.18	0.15	0.14	0.17	0.18				
MgO	5.49	11.99	5.25	5.73	5.53	0.84	0.27	5.60	4.80	5.55	4.24	5.30	4.40	7.10	3.40	2.20	4.28	5.56	7.48	4.19	6.45	5.74	6.02	5.74	3.56	4.01	5.45	6.53				
CaO	9.73	12.39	10.18	10.34	9.64	4.47	2.09	9.26	8.47	9.49	8.30	7.40	6.40	9.40	5.10	4.20	7.70	10.59	8.92	9.28	10.88	10.60	10.41	9.72	7.06	7.40	9.16	10.59				
Na ₂ O	2.88	1.50	2.18	3.09	2.76	3.86	3.27	3.22	2.65	3.05	3.14	3.10	3.20	2.60	3.20	3.90	3.29	2.22	2.81	2.95	2.67	2.30	2.47	2.70	3.58	3.47	2.90	2.43				
K ₂ O	0.37	0.15	0.19	0.33	0.38	0.86	1.95	0.48	0.44	0.42	0.51	1.10	1.88	0.60	2.01	3.40	2.13	0.39	0.63	0.70	1.02	0.38	0.33	0.78	0.60	0.61	0.52	0.38				
P ₂ O ₅	0.16	0.02	0.09	0.20	0.15	0.09	0.06	0.12	0.08	0.14	0.14		0.20	0.10	0.10	0.40	0.26	0.15	0.12	0.13	0.24	0.09	0.12	0.16	0.13	0.12	0.12	0.10				
Mg#	54	61	48	56	53	38	33	57	51.84	55	49	51	54	60	48	47	53	51	62	46	53	52	53	53	49	52	55	56				
<i>ppm</i>																																
Rb	5.35	0.526	0.544	6.130	1.924	29.410	55.718	7.07	11.4	6.21	12.1	32	58	11	62	112	29.4	6.24	11.1	12.1	14.4	8.53	4.82	11.9								
Sr	336	120	261	357	347	336	169	378	261	357	334	260	325	348	281	350	577	196	299	294	585	136	167	314								
Y	16.5	17.6	14.4	17.2	17.2	10.0	10.4	14.3	13.4	15.4	14.8	20	20	16	22	22	22.7	21.7	18.4	24.0	18.5	20.3	25.1	22.3								
Zr	56.3	11.7	20.7	64.7	52.7	95.7	3.80	48.6	44.3	52.5	65.6	100	123	68	125	190	84.3	55.9	62.7	75.7	56.0	58.3	59.7	65.0								
Nb	2.12	0.20	0.78	2.54	1.82	3.67	6.63	1.72	1.77	1.92	2.57	11	12	5	8	25	2.40	0.97	3.14	1.44	1.81	0.82	0.92	1.64								
Cs	0.19	0.029	0.11	0.19	0.19	0.38	1.08	0.21	0.10	0.25		1	2.6	0.3	2.4	5.6	0.73	0.33	0.33	0.38	0.24	0.35	0.17	0.35								
Ba	124	19.8	83.6	93.0	114	483	823	123	222	124	221	250	390	259	402	550	228	104	161	183	246	117	73	148								
La	6.9	0.38	3.02	6.87	6.88	15.5	7.23	5.79	6.89	6.34	9.07	16	18	8	17	30	9.49	3.33	6.99	5.62	8.57	2.82	2.65	5.46								
Ce	15.8	1.65	7.05	16.4	15.8	29.8	15.0	12.4	14.0	14.1	19.3	33	42	20	45	64	20.5	8.94	16.1	12.8	18.4	7.90	7.49	12.8								
Pr	2.09	0.40	1.01	2.27	2.11	3.00	1.72	1.70	1.60	1.89	2.32	3.9	5	2.6	5.8	7.1	2.93	1.64	2.23	2.01	2.59	1.21	1.28	1.94								
Nd	10.0	2.95	5.24	11.2	10.0	11.6	6.78	7.57	7.03	8.78	10.36	16	20	11	24	26	12.8	7.66	9.71	9.67	12.34	6.38	7.04	9.27								
Sm	2.57	1.33	1.62	2.92	2.56	2.01	1.59	2.07	1.71	2.32	2.41	3.5	3.9	2.8	4.4	4.5	3.31	2.49	2.49	2.84	3.04	2.03	3.53	3.02								
Eu	0.96	0.67	0.79	1.06	0.97	0.69	0.31	0.83	0.72	0.90	0.89	1.1	1.2	1.1	1.5	0.9	1.01	0.90	0.87	0.96	1.02	0.75	0.91	0.93								
Gd	3.08	2.21	2.26	3.47	3.09	1.95	1.78	2.32	2.14	2.70	2.78	3.3	3.6	3.1	4	3.8	3.34	3.12	2.86	3.48	3.30	2.64	3.36	3.22								
Tb	0.49	0.41	0.39	0.54	0.50	0.29	0.29	0.39	0.36	0.44	0.44	0.6	0.56	0.48	0.58	0.64	0.83	0.59	0.49	0.64	0.50	0.48	0.60	0.60								
Dy	3.34	3.20	2.81	3.63	3.39	1.86	1.91	2.48	2.54	2.91	2.95	3.7	3.5	3.1	3.8	3.5	3.63	3.65	3.05	4.02	3.07	3.18	4.02	3.62								
Ho	0.68	0.73	0.60	0.73	0.70	0.36	0.35	0.52	0.53	0.60	0.59	0.78	0.76	0.68	0.82	0.8	0.78	0.83	0.65	0.86	0.62	0.68	0.88	0.78								
Er	1.93	2.16	1.74	2.04	2.00	0.99	1.01	1.42	1.54	1.68	1.68	2.2	2.2	1.9	2.3	2.3	2.30	2.29	1.88	2.48	1.80	2.06	2.57	2.27								
Tm	0.28	0.33	0.26	0.29	0.29	0.15	0.16	0.23	0.23	0.25	0.25						0.40	0.37	0.24	0.41	0.27	0.32	0.40	0.36								
Yb	1.83	2.18	1.70	1.90	1.89	0.99	1.10	1.44	1.53	1.64	1.61	2.2	2	1.5	2.3	2.2	2.31	2.36	1.94	2.53	1.75	2.14	2.52	2.28								
Lu	0.29	0.37	0.29	0.30	0.31	0.17	0.18	0.21	0.26	0.25	0.26	0.3	0.33	0.25	0.41	0.32	0.36	0.37	0.30	0.39	0.27	0.32	0.43	0.37								
Ta	0.13	0.019	0.048	0.14	0.11	0.21	0.72	0.12	0.11	0.12	0.15	1	1.1	0.6	0.6	2.2	0.15	0.08	0.21	0.10	0.11	0.056	0.090	0.12								
Pb	2.99	0.16	1.50	3.23	3.06	3.85	11.9		2.27	1.50	3.33	8	12.6	4.2	15.3	20	6.34	1.87	1.90	2.96	4.04	1.97	2.59	3.19								
Th	0.59	0.003	0.032	0.69	0.18	3.64	1.75	0.60	1.28	0.59	1.38	3.5	5.6	1.2	6.1	10.7	1.13	0.35	1.60	0.67	1.11	0.58	0.19	0.75								
U	0.12	0.002	0.016	0.16	0.057	0.38	0.48	0.11	0.15	0.11	0.19	0.91	1.42	0.2	1.6	2.8	0.76	0.16	0.55	0.31	0.43	0.18	0.11	0.35								
Eu*	1.05	1.20	1.26	1.02	1.05	1.05	0.56	1.16	1.16	1.10	1.04	0.98	0.96	1.14	1.07	0.65	0.92	0.99	0.99	0.94	0.98	0.99	0.79	0.90								
Ce _N /Yb _N	2.39	0.21	1.15	2.40	2.32	8.32	3.79	2.40	2.54	2.40	3.33	4.17	5.83	3.70	5.43	8.08	2.47	1.05	2.30	1.40	2.92	1.03	0.83	1.56								
Nb/Ta	16.7	10.6	16.2	17.6	15.8	17.6	9.3	14.1	16.1	15.4	16.6	11.0	10.9	8.3	13.3	11.4	16.1	12.6	14.7	14.7	16.7	14.8	10.3	14.0								

Tableau V.1 : Compositions chimiques (éléments majeurs et en trace) ayant permis d'établir les différentes comparaisons du bilan de masse présenté en §IV.5.

(1) I et II : Croûte inférieure granulitique (I: groupe Jijal-A ; II: groupe Jijal-B) ; III et IV complexe métaplutonique (III: formations associées au domaine d'évolution « A » ; I : formations associées au domaine d'évolution « B ») ;

V et VI : granites intrusifs (V : granites de type 1 = tonalites ; VI : granites de type 2 = granodiorites).

(2) Composition moyenne du complexe de Chilas (section crustale), d'après les analyses de (c) et (d) (n = 21).

(3) Composition moyenne de l'unité [croûte inférieure granulitique + granites intrusifs].

(4) Composition théorique de le « croûte totale » de l'arc du Kohistan, dans le cas où elle serait constituée à 50% de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et 50% du complexe de Chilas

(5) Composition théorique de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila lorsque le volume des granites passe de ~6% à 30%.

d'éléments en trace des six principaux groupes distingués sont représentés dans la **figure V.1**. Les proportions des six principaux groupes, (numérotés de I à VI dans le **tableau V.1**) sont :

- 11,2% pour la croûte inférieure granulitique, dont 3% de roches ultrabasiques (hornblendites-grenatites du groupe Jijal-A) (I) et 8,2% de granulites à grenat (II) ;
- 82,6% pour le complexe métaplutonique, dont 42,3% pour les formations associées au domaine d'évolution A (III) et 40,3% pour les formations associées au domaine d'évolution B (IV) ;
- 6,2% de granites intrusifs, dont 5,9% de granites de type 1 (tonalites) (V) et seulement 0,3% de granites de type 2 (granodiorites) (VI).

La séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila présente une composition gabbro-dioritique du point de vue de la silice ($\text{SiO}_2 = 53,88\%$) et montre une composition évoluée en terme de Mg\# ($\text{Mg\#} = 54$). Les compositions en éléments majeurs de cette séquence sont très similaires aux valeurs calculées par Rudnick et Fountain (1995) pour la croûte continentale inférieure (**Tableau V.1**, à l'exception du MgO qui présente dans le cas de l'arc du Kohistan une valeur plus élevée. Cette valeur élevée confère à la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila son caractère évolué en terme de Mg\# , qui montre une valeur proche à similaire aux valeurs proposées pour la croûte continentale moyenne par Taylor et McLennan (1985) ($\text{Mg\#} = 51$) et Rudnick et Fountain (1995) ($\text{Mg\#} = 54$).

La croûte inférieure granulitique de l'arc du Kohistan (entité I et II, **Tableau V.1**, constituée par les hornblendites-grenatites (groupe Jijal-A) et les granulites à grenat (groupe Jijal-B) de la séquence crustale de Jijal (*cf.* §IV.2.1) présente quelques caractéristiques spécifiques par rapport à la croûte inférieure estimée par Rudnick et Fountain (1995) : on observe que la croûte inférieure de l'arc du Kohistan est caractérisée par un enrichissement important en Fe, avec des valeurs de FeO_T dépassant 10%, ainsi que par un appauvrissement remarquable en alcalins (Na_2O et K_2O) (**Tableau V.1**). Ces caractéristiques ont été attribuées par Garrido et al. (2006) au processus de fusion/déshydratation de protolithes riches en amphibole situés à la base de l'arc.

V.2.2. Relation entre granites intrusifs et granulites de la base de croûte

La comparaison des spectres d'éléments en trace des granites intrusifs avec les spectres de la croûte inférieure granulitique (**Figure V.1**) met en évidence une certaine complémentarité entre l'enrichissement important en éléments fortement incompatibles observé pour les granites et l'appauvrissement important en ces mêmes éléments pour la croûte granulitique (i.e. les groupes Jijal-A et Jijal-B). On observe que la composition moyenne de l'arc est très similaire à la composition des formations gabbroïques et dioritiques qui surmontent les niveaux granulitiques (i.e. le complexe métaplutonique), en particulier en ce qui concerne les formations associées au domaine d'évolution A (**Figure V.1**).

Si les granites, intrusifs dans les niveaux supérieurs de la croûte de l'arc (granites de Type 1 situés au niveau des séquences de Kiru et Kamila), ont bien été extraits depuis les niveaux crustaux profonds lors des processus de granulitisation (Garrido et al., 2006), la composition moyenne du système [croûte inférieure granulitique + granites intrusifs] devrait présenter, en

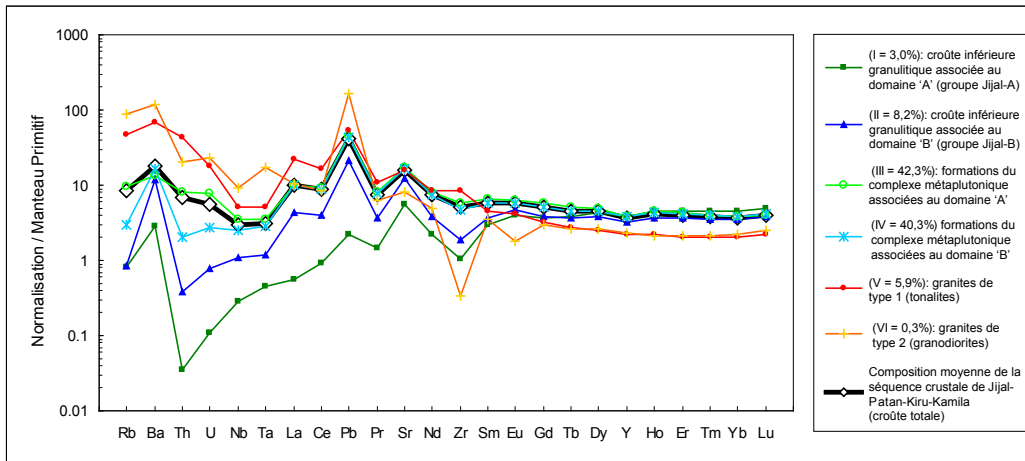


Figure V.1 : Comparaison des spectres d'éléments en trace pour les six principales unités (I à VI) distinguées au sein de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et utilisées pour le calcul du bilan de masse. En fonction des pourcentages relatifs de chacune de ces séquences au sein de la section (indiqués entre parenthèses), la composition moyenne de la « croûte totale » de Jijal-Patan-Kiru-Kamila a pu être recalculée (représentée en trait gras). Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

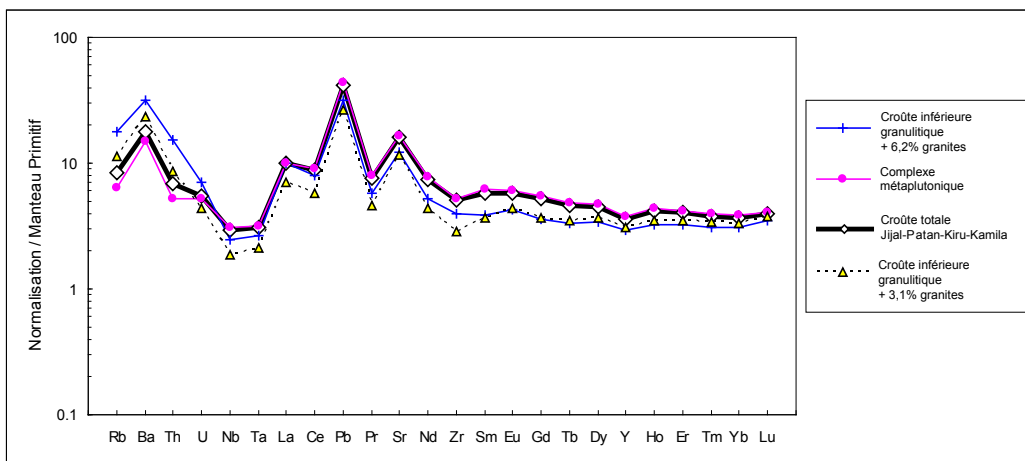


Figure V.2 : Spectre d'éléments en trace calculé pour l'unité [croûte inférieure granulitique + granites intrusifs], comparé aux résultats obtenus pour le complexe métaplutonique (section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila sans la partie granulitique) et la croûte totale. Le spectre en pointillés représente la composition de l'unité [croûte inférieure granulitique + granites intrusifs] en diminuant de 50% la proportion des granites. Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

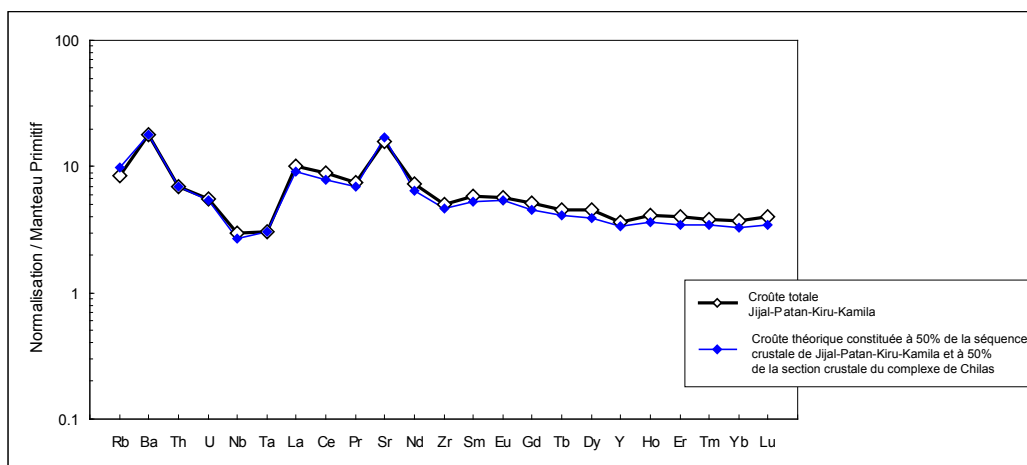


Figure V.3 : Spectre d'éléments en trace de la croûte totale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé à la croûte théorique constituée de 50% de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et à 50% de la section crustale du complexe de Chilas. Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

théorie, des valeurs similaires aux valeurs obtenues pour le complexe métaplutonique, non affecté par la granulitisation.

Les résultats de la croûte ainsi modélisée sont présentés dans le **tableau V.1** et dans la **figure V.2**. Dans cette figure sont également représentés les spectres moyens pour la croûte totale (séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila) et pour le complexe métaplutonique (i.e. la séquence crustale sans la partie granulitique). Ce dernier spectre se superpose d'une manière presque parfaite avec le spectre obtenu lors du calcul de la composition de la section de croûte totale.

Le spectre de la croûte modélisée sur la base de la composition [granulites + granites] présente un aspect général très similaire à celui des spectres « croûte totale » et « complexe métaplutonique », et s'en distingue essentiellement par un enrichissement global en MREE et HREE moins prononcé, ainsi que par un enrichissement plus marqué pour les éléments les plus incompatibles (Rb, Ba et Th). Les résultats obtenus sont tout à fait cohérents avec un modèle de différenciation crustale intra-arc, par migration vers les niveaux supérieurs de l'arc de faibles fractions de liquides granitiques extraits à partir de protolithes riches en amphibole, au cours de processus de fusion/déshydratation actifs à la base de l'arc (modèle de Garrido et al., 2006). Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer les différences observées entre les deux types de spectres :

- L'hypothèse la plus simple serait d'envisager un biais au niveau du calcul, lié à la surestimation de certains de composantes impliquées dans le modèle. Dans cette idée, les teneurs supérieures en éléments les plus incompatibles (Rb, Ba, Th, U) du modèle pourraient suggérer une surestimation de la proportion des granites, fortement enrichis en ces éléments. Le spectre en pointillés dans la **figure V.2** représente la composition du modèle obtenu en diminuant de 50% la proportion des granites. Ce cas extrême permet l'obtention de valeurs en Rb, Ba, Th et U proches de celles de la croûte totale, mais entraîne en contrepartie une baisse considérable des teneurs en HFSE et en LREE.
- Un autre hypothèse est d'envisager que la composition des granites est en partie modifiée par des processus d'assimilation opérant au cours de la migration des liquides granitiques dans la section de croûte, ou bien lors de leur mise en place dans les formations encaissantes. Cette hypothèse est tout à fait cohérente avec les données isotopiques des granites qui présentent, en général, des valeurs intermédiaires entre la croûte inférieure granulitique (groupes Jijal-A et B) et les formations encaissantes (cf. §IV.3.3). En outre, la majorité en volume des granites de type 1 (qui constituent le type de granites fortement majoritaire pour la section d'arc étudiée) est intrusive dans les groupes Kamila-1 et Kamila-2 (**Figure IV.13**), qui sont caractérisés du point de vue géochimique par une signature très marquée en composante subduction (fortement enrichie en éléments les plus incompatibles, cf. §IV.3.1.1). Ainsi, la composition enrichie de ces granites pourrait être en partie attribuée à une participation des roches encaissantes.

L'appauvrissement en MREE et HREE observé pour le modèle [granulites + granites] pourrait être lié à une sous-estimation en pourcentage de faciès riches en grenat. En effet, ceci peut être tout à fait envisageable considérant, par exemple, qu'au sein du groupe Jijal-A, la proportion de grenatites par rapport aux hornblendites est extrêmement variable d'un affleurement à un autre. Enfin si on raisonne à plus grande échelle, il est également possible d'envisager que les proportions du groupe Jijal-A (en moyenne dense et riche en grenat,

localisé en base de croûte) ont été sous-estimées du fait du recyclage d'une partie de ce groupe dans le manteau sous-jacent (*cf.* IV.4.2).

V.2.3. Relation entre la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et le complexe de Chilas

Une question importante inhérente au calcul du bilan de masse de la croûte d'arc du Kohistan est posée par la prise en compte de la gigantesque intrusion inter-arc formée par le complexe de Chilas. La comparaison des données géochimiques et isotopiques de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila avec les données publiées pour le complexe de Chilas a permis de mettre en évidence une évolution particulière au niveau du magmatisme d'arc pendant la période ~105-85 Ma, qui caractérise le domaine d'évolution B. Le complexe de Chilas, ainsi que la partie crustale supérieure de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila au contact avec ce complexe (i.e. le groupe Kamila-5, **Figure IV.13**) définissent le stade ultime de ce domaine d'évolution (groupe B3), peu avant la collision de l'arc du Kohistan avec la marge Karakoram (*cf.* §IV.4.3).

Jusqu'à ce jour, le complexe de Chilas n'a pas encore été bien analysé et cartographié dans son ensemble, de façon aussi systématique que pour la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. De fait il résulte de nombreuses incertitudes quant à la détermination de l'épaisseur réelle du complexe de Chilas, et des proportions précises des différents faciès associés à ce complexe. Khan et al. (1989) ont proposé que le complexe de Chilas soit composé de 85% de gabbro-norites homogènes et de 15% de corps ultrabasiques associant gabbros à olivine, anorthosites et gabbro-norites. Ces corps ultrabasiques ont récemment été interprétés comme des diapirs de manteau (Burg et al., 1998). Le calcul du bilan de masse étant focalisé sur la section crustale de l'arc du Kohistan, seule l'unité gabbro-noritique sera donc prise en compte.

L'objectif, dans ce cas précis, n'est pas d'établir avec précision la composition de la partie crustale de l'arc constituée par l'ensemble de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila + le complexe de Chilas, mais plutôt de tester si l'intrusion massive et tardive de Chilas a pu modifier d'une manière significative la composition géochimique globale de la croûte d'arc du Kohistan.

La composition moyenne de l'unité gabbro-noritique du complexe de Chilas a été calculée d'après les analyses d'éléments majeurs et en trace récemment publiées (Jagoutz et al., 2006, $n = 11$; et Takahashi et al., 2006, $n = 10$; **Tableau V.1**). Du point de vue des éléments majeurs, la partie crustale du complexe de Chilas présente de nombreuses similitudes avec le complexe métaplutonique (domaines d'évolution A et B confondus), et les quelques différences observées peuvent être attribuées à l'incertitude importante en ce qui concerne les proportions respectives des gabbros et diorites dans le complexe de Chilas.

Parmi les vingt et un échantillons analysés par Jagoutz et al. (2006) et Takahashi et al. (2006), un tiers présente des compositions dioritiques, avec de valeurs de SiO₂ supérieures à 55%. Un biais lié à l'échantillonnage pourrait facilement expliquer certaines valeurs plus différenciées observées dans le cas de Chilas. Il existe cependant une exception pour le Mg#, qui affiche une valeur plus primitive (Mg# = 57) que la valeur différenciée (Mg# ~53-55) obtenue pour le complexe métaplutonique, pourtant légèrement plus appauvri en SiO₂ que Chilas (**Tableau V.1**).

La composition moyenne calculée pour la croûte constituée par la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et la partie crustale du complexe de Chilas est reportée dans le **tableau V.1**. Cette croûte sera appelée « croûte de Jijal-Chilas » par la suite. La proportion du complexe de Chilas dans la composition de la croûte de Jijal-Chilas a été fixée arbitrairement à 50%. Cette valeur tient compte de la surface importante couverte par le complexe de Chilas (qui mesure environ 300 km de long et jusqu'à 40 km de large, cf. **Figure II.3**) et permet en outre d'apprécier plus facilement les variations engendrées par la contribution du complexe de Chilas sur la composition de la croûte totale de l'arc du Kohistan.

Les résultats obtenus pour la croûte de Jijal-Chilas sont reportés dans le **tableau V.1** colonne (2). Les variations, au niveau des éléments majeurs entre la croûte Jijal-Chilas et la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila, sont dans la plupart des cas négligeables : on observe une très faible augmentation du Mg# pour la croûte Jijal-Chilas, ainsi qu'une augmentation perceptible au niveau des alcalins (**Tableau V.1**). Les variations des éléments en trace entre ces deux modèles de croûte sont également négligeables (**Figure V.3**, **Tableau V.1**).

En conséquence, l'important volume de magmas d'arc générés peu avant la fin de l'histoire intra-océanique de l'arc du Kohistan ne modifie pas significativement la composition moyenne de l'ensemble de la section crustale de l'arc du Kohistan. Compte tenu de la précision relativement importante des résultats obtenus dans le cas de la section de Jijal-Patan-Kiru-Kamila du fait de la maille d'échantillonnage, les valeurs obtenues pour ce modèle seront retenues comme la plus exacte estimation pour la composition de la croûte totale de l'arc du Kohistan.

V.3. Comparaison entre la composition de la section crustale de l'arc du Kohistan, celles des arcs intra-océaniques modernes et celle de l'arc océanique de Talkeetna

V.3.1. Comparaison avec les arcs intra-océaniques modernes

La composition moyenne en éléments majeurs et en trace des arcs intra-océaniques modernes a été calculée à partir de données disponibles via la base de données GEOROC (<http://earthref.org/GERM/>). Le calcul a été établi à partir d'une moyenne de trois cent quatre vingt neuf analyses réparties entre sept arcs intra-océaniques : Bismarck ($n = 60$), Kermadec ($n = 31$), Petites Antilles ($n = 58$), Mariannes ($n = 47$), Nouvelles Hébrides ($n = 45$), Sud Sandwich ($n = 25$) et enfin Tonga ($n = 123$). Les compositions moyennes calculées pour chaque arc ainsi que la moyenne obtenue pour l'ensemble de ces sept arcs sont reportées dans le **tableau V.1**.

L'arc du Kohistan présente des valeurs de SiO₂ et Mg# comparables à la moyenne des arcs. On observe des valeurs assez semblables en TiO₂, FeO_T, MnO, MgO, CaO et Na₂O ; en revanche l'arc du Kohistan se distingue de la composition moyenne des arcs par une composition plus enrichie en Al₂O₃ et par une valeur très faible en K₂O.

Les spectres d'éléments en trace des sept arcs compilés forment ensemble un domaine qui recouvre les valeurs reportées pour l'arc du Kohistan (**Figure V.4**). Le spectre de la composition moyenne des sept arcs intra-océaniques présente une forme globale et des valeurs très proches de celle obtenue pour le spectre de l'arc du Kohistan, à l'exception du Rb et de l'U, moins enrichis par rapport aux éléments de compatibilité voisine le cas de l'arc du Kohistan. L'arc du Kohistan affiche une valeur du rapport Nb/Ta légèrement infra-

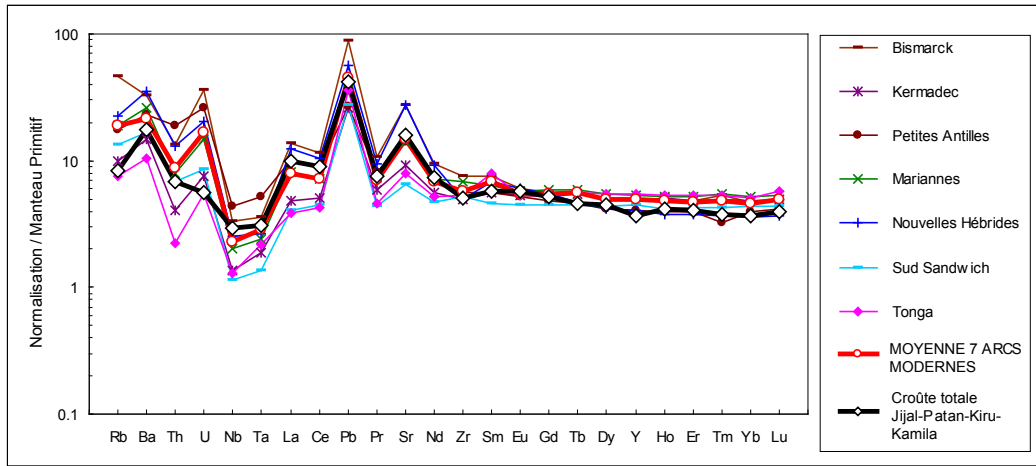


Figure V.4 : Spectre d'éléments en trace de la croûte totale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé aux spectres moyens de sept arcs océaniques modernes, compilés d'après une base de données GEOROC (<http://earthref.org/GERM/>) ($n = 389$ analyses). Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

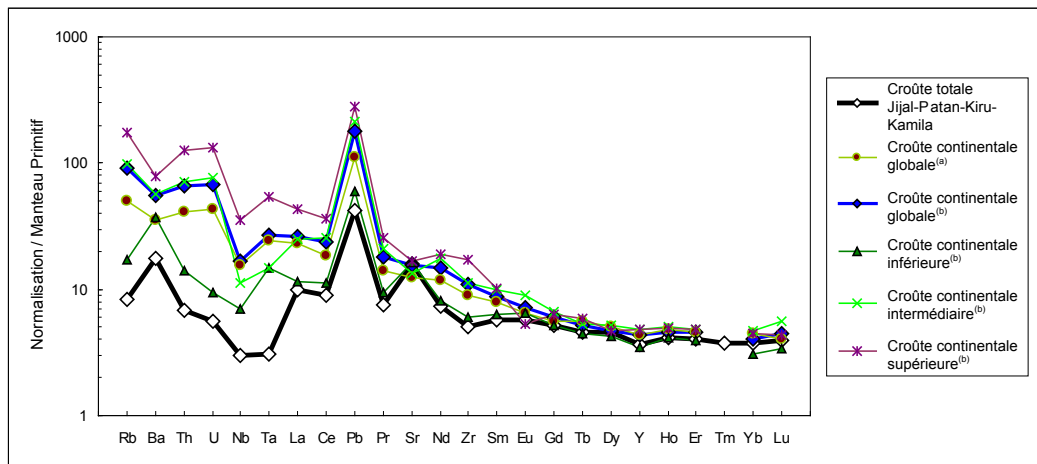


Figure V.5 : Spectre d'éléments en trace de la croûte totale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé aux compositions estimées pour les différents niveaux de la croûte continentale et pour la croûte continentale globale ; d'après (a) Taylor et McLennan (1985) et (b) Rudnick et Fountain (1995). Valeurs normalisées au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

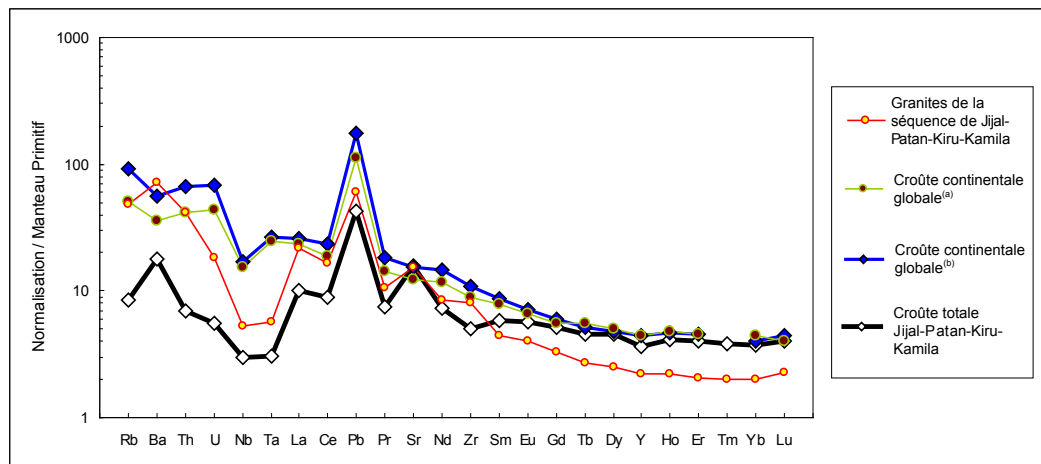


Figure V.6 : Spectre d'éléments en trace pour la composition moyenne des granites de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé aux spectres des compositions estimées pour les différents niveaux de la croûte continentale et pour la croûte continentale globale ; d'après (a) Taylor et McLennan (1985) et (b) Rudnick et Fountain (1995).

chondritique de 16,7. Cette valeur est supérieure à la valeur de 14,0 obtenue pour la moyenne des arcs intra-océaniques, notamment à cause de la grande variabilité de Nb/Ta observée entre les sept arcs compilés ($10,3 \leq \text{Nb/Ta} \leq 16,7$). La moyenne des rapports Nb/Ta obtenue pour les arcs intra-océaniques est de $14,2 \pm 4,4$. Cette valeur est similaire, à la marge d'erreur, à la valeur de $15,5 \pm 3,4$ proposée par Kalfoun (2002).

V.3.2. Comparaison avec l'arc de Talkeetna (Alaska)

Les calculs de bilans de masse effectués par Kelemen et al. (2006, Penrose Conference) pour l'arc créacé de Talkeetna (Alaska) reposent, d'une manière cruciale, sur les estimations de composition chimique proposée pour une section de croûte intermédiaire manquante de 8 à 19 km d'épaisseur. Ces auteurs proposent quatre modèles de compositions en fonction de la variation des proportions de roches felsiques et basiques au sein de cette section manquante. Dans le **tableau V.1**, ces modèles sont notés TALK-1 à TALK-4 en fonction de la teneur décroissante en SiO₂. La comparaison de ces modèles avec les valeurs obtenues pour l'arc du Kohistan montre les plus fortes similitudes pour les modèles incorporant les roches felsiques en plus faibles proportions (TALK-3 et TALK-4). Ceci rejoint notamment les estimations précédemment établies par DeBari et Sleep (1991) et Greene (2006) qui suggèrent une composition de basalte andésitique riche en aluminium pour l'arc de Talkeetna.

V.3.3. Comparaison avec la croûte continentale

Comme cela a été remarqué précédemment, la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila de l'arc du Kohistan présente, du point de vue des éléments majeurs, une composition très similaire à celle de la croûte continentale inférieure estimée par Rudnick et Fountain (1995). Les compositions en éléments majeurs et en trace de la croûte intermédiaire, de la croûte supérieure et enfin de la croûte globale établies par ces mêmes auteurs ont été reportées dans le **tableau V.1** ; ainsi que les valeurs de la croûte globale proposées précédemment par Taylor et McLennan (1985).

Les spectres d'éléments en trace de ces différentes estimations pour la croûte continentale ont été reportés pour comparaison avec la composition globale de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila (**Figure V.5**). On remarque que l'arc du Kohistan présente, de la même manière que pour les éléments majeurs, des compositions en éléments en trace plus proches des valeurs de la croûte inférieure que de celles des niveaux plus superficiels. Les spectres calculés pour la croûte moyenne du Kohistan et de la croûte continentale inférieure se superposent depuis le segment des LREE jusqu'aux HREE. Des différences notables apparaissent en revanche au niveau du segment concernant les éléments les plus incompatibles (Rb-Nb), au niveau duquel l'arc du Kohistan et la croûte continentale inférieure présentent un spectre dont l'aspect est identique, mais avec cependant un enrichissement par rapport au manteau primitif de l'ordre de deux fois supérieur dans le cas de la croûte inférieure.

La proportion de granites intrusifs dans l'arc du Kohistan a pu être estimée à environ 6% (**Tableau V.1**). Parmi les deux principaux types identifiés (granites de type 1 et granites de type 2), les granites de type 1 (tonalites) sont nettement prédominants et représenteraient, d'après les calculs effectués, plus de 95% du volume total des granites. De façon identique à la croûte continentale globale, ces granites se caractérisent par un enrichissement important en éléments fortement incompatibles et en LREE (**Figure V.1**). Toutefois, il a été précédemment démontré que la composition enrichie de ces granites s'équilibre avec la composition de la

croûte inférieure granulitique de l'arc appauvrie en ces mêmes éléments (*cf.* ci-dessus et **Figure V.2**). En partant du postulat que la croûte inférieure granulitique riche en Fe est recyclée dans le manteau au fur et à mesure de la maturation de l'arc, l'accumulation de granites aux niveaux crustaux plus superficiels devrait se traduire, au cours du temps, par une différenciation verticale de l'arc (modèle de Kuno, 1968).

En d'autres termes, l'arc du Kohistan aurait-il pu ou non atteindre la composition de la croûte continentale globale par une simple augmentation du volume des granites produits ?

Afin de vérifier cette hypothèse, le spectre d'éléments en trace des granites de l'arc du Kohistan a été reporté, pour comparaison, avec les spectres de la croûte totale de l'arc et de la croûte continentale globale (**Figure V.6**). Les granites de l'arc du Kohistan présentent des valeurs en Rb, Ba, Th et LREE proches de celles de la croûte continentale globale. Toutefois, ces granites se distinguent clairement de la croûte continentale par des valeurs nettement plus appauvries en U, Nb et Ta. De fait, les pourcentages les plus extrêmes de granites au sein de la croûte de l'arc du Kohistan ne permettraient en aucune manière d'atteindre la composition de la croûte continentale globale. Du point de vue des éléments majeurs, un volume de 30% de granites est nécessaire pour atteindre des compositions en SiO₂, TiO₂, FeO_T, MgO et Na₂O très similaires à celles de la croûte continentale globale (**Tableau V.1**). Cependant le modèle de croûte ainsi obtenu conserve des valeurs élevées en Al₂O₃ et en CaO et présente une valeur en K₂O plus de deux fois inférieure aux valeurs de la croûte continentale globale. Un tel mécanisme n'est donc pas suffisant pour expliquer la formation de croûte continentale en domaine d'arcs.

V.4. Conclusion

La composition moyenne de la croûte d'arc du Kohistan formée en domaine intra-océanique a pu être estimée grâce à l'étude de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Sa composition géochimique globale est gabbro-dioritique, caractérisée par une valeur évoluée de Mg# (Mg# = 54) et des spectres de terres rares enrichis en LREE par rapport aux HREE. La composition globale obtenue pour l'arc du Kohistan est très similaire à la composition des arcs intra-océaniques modernes et globalement moins différenciée que la croûte continentale totale. Elle présente enfin de nombreuses similitudes avec la croûte continentale inférieure (Rudnick et Fountain, 1995).

Chapitre 6 :

Conclusions générales

—

Perspectives

VI. Conclusions générales et perspectives

VI.1. Conclusions générales

Par l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes géochimiques (éléments majeurs et en trace, rapports isotopiques Sr, Nd et Pb) mises en œuvre sur roches totales et fractions minérales pures, cette étude permet de caractériser géochimiquement l'ensemble des unités structurales présentes au sein d'une section d'arc formée en domaine intra-océanique. Ainsi, les évolutions géochimiques et les processus caractérisant le fonctionnement de l'arc océanique du Kohistan, depuis sa naissance jusqu'à sa mort, ont pu être définis avec une échelle de résolution extrêmement fine.

Les principales conclusions concernant les résultats obtenus tout au long de ce travail (présentées en détail dans les chapitres III et IV) sont résumées de façon synthétique en cinq points fondamentaux :

- (1) La séquence de dunites-wehrlites-pyroxénites située à la base du complexe de Jijal ne constitue pas une séquence cumulative issue de la différenciation intra-crustale de magmas d'arc primitifs. Cette séquence représente en fait une portion de manteau lithosphérique ayant interagi avec des fluides/liquides à affinité boninitique en domaine d'avant-arc, lors du stade précoce d'initiation de la subduction. Cette réaction a pu être datée au cours de ce travail à ~117 Ma, par la méthode isochrone Sm-Nd.
- (2) L'évolution de la croûte d'arc du Kohistan, en domaine intra-océanique, s'effectue durant environ 30 Ma, selon trois étapes principales. Cette évolution débute par l'initiation de la subduction et la formation de l'arc volcanique *s.s.* (I^{er} stade) ; le II^{ème} stade correspond à un évènement thermique majeur (entre ~105 Ma et 96-91 Ma). Il est représenté par un sous-placage important de magmas et une granulitisation intense de la base de l'arc. La transition entre les deux principaux domaines d'évolution géochimique identifiés (A et B) pourrait constituer le « témoignage chimique » du passage du I^{er} au II^e stade. Le recyclage de la croûte inférieure cumulative et résiduelle, dans le manteau sous-jacent, se produit durant cette étape. Le dernier stade, entre 95 Ma et 85 Ma, scelle la fin du fonctionnement de la zone de subduction et correspond à une période amagmatique suivie par une brève reprise du magmatisme avant la collision de l'arc, après 85 Ma.
- (3) L'absence de chambres magmatiques bien identifiées, à grande échelle, à travers la séquence crustale étudiée de l'arc du Kohistan, confirme le modèle de différenciation proposé par Garrido et co-auteurs (2006). Ce modèle, en accord avec nos résultats d'analyses chimiques et isotopiques, suggère que la différenciation intra-crustale de l'arc permettant la formation de magmas évolués (Mg# ~55) s'est principalement effectuée suite à des processus de fusion partielle de la base de l'arc associée à l'extraction de liquides différenciés. En considérant que les magmas parents de l'arc du Kohistan étaient des basaltes d'arc primitifs, les valeurs « évoluées » de Mg# couramment observées dans la séquence crustale de l'arc du Kohistan impliquent que ces magmas parents aient fractionné une épaisseur importante de restites/cumulats ultrabasiques (~15-35 km), complémentaires de la section crustale basique de l'arc d'environ 30 km d'épaisseur. L'épaisseur crustale totale cumulée obtenue de 45 à 65 km ne peut pas être effective à un instant donné, ce qui implique le recyclage d'une quantité importante de ces restites ultrabasiques dans le manteau infra-arc. Un tel

recyclage pourrait se produire via un processus de délamination par plongement gravitaire de restites denses. Toutefois le taux de recyclage estimé serait entre 3 et 5 km/Ma, ce qui représente une valeur élevée pour ce type de mécanisme (Jull et Kelemen, 2001, Kelemen et al., 2003). Une possibilité est de proposer que les racines de l'arc ont été arrachées par érosion thermique de la base de la lithosphère infra-arc. Ce phénomène, matérialisé à travers les modèles numériques de subduction les plus récents (Arcay et al., 2005, 2006), est favorisé par la modification de la rhéologie du manteau situé à l'aplomb du panneau plongeant. Cette modification de la rhéologie du coin de manteau sus-jacent serait une conséquence directe de l'augmentation du taux d'hydratation de ce manteau suite à la déshydratation intense du panneau lithosphérique plongeant.

- (4) La composition géochimique de l'ensemble des magmas de l'arc résulte d'un mélange en proportions variables entre une composante mantellique appauvrie de type DMM et une « composante subduction » en provenance du panneau plongeant. La composante subduction, véhiculée par des fluides de déshydratation et/ou par des liquides de fusion, correspond à un mélange de sédiments de « type océan Indien » et de croûte océanique altérée. Les proportions relatives de ces deux dernières composantes varient en fonction de la progression de la construction de l'arc océanique.
- (5) La séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila possède une composition gabbro-dioritique ($\text{SiO}_2 = 53,9\%$), une valeur évoluée de Mg# ($\text{Mg\#} = 54$) et des spectres de terres rares globalement enrichis en LREE par rapport aux HREE ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 2,39$). Ces valeurs représentent la composition moyenne de la croûte d'arc du Kohistan. Cette composition, semblable à celles calculées pour les laves d'arc intra-océaniques modernes, est globalement moins différenciée que la composition calculée pour la croûte continentale totale. Par contre, elle présente de nombreuses similitudes avec la croûte continentale inférieure.

VI.2. Perspectives d'études

Ce travail démontre de façon significative que l'arc de Kohistan représente un « laboratoire naturel » tout à fait exceptionnel pour appréhender les différents processus qui opèrent lors de la formation et de l'évolution d'un arc insulaire, depuis sa naissance jusqu'à sa mort. Les perspectives d'études sur les roches présentes au sein des différentes unités de l'arc du Kohistan sont nombreuses. Elles concernent diverses échelles d'investigation, depuis la taille d'un minéral (voir une partie d'un minéral, soit quelques μm^2) jusqu'à l'ensemble de la section exhumée de l'arc (soit plus de 30 000 km^2).

VI.2.1. Contraintes géochronologiques fines

Ce volet concerne la réalisation de datations U-Pb sur zircons sur des échantillons extrêmement bien contraints par ailleurs et donc très ciblés par rapport à un objectif précis. En effet, suite à la mise en évidence de deux principaux domaines d'évolution chimique, il semble extrêmement intéressant de contraindre temporellement chacune des étapes identifiées dans les évolutions A et B, respectivement.

VI.2.2. Apports des isotopes de l'Hf et du Li

La précision des contraintes apportées par cette étude est en particulier liée à l'utilisation de traceurs géochimiques variés (combinaison de rapports inter-élémentaires et isotopiques variés). Par l'utilisation d'autres traceurs isotopiques, des informations et contraintes supplémentaires pourraient être apportées.

VI.2.2.1. Isotopes de l'hafnium

La combinaison des isotopes de l'Hf et du Nd est une méthode particulièrement efficace pour distinguer les différents types de sédiments impliqués lors des processus de subduction. Les sédiments détritiques sont caractérisés par des rapports Hf/Nd élevés, ainsi que de faibles rapports Lu/Hf leur conférant des valeurs isotopiques de l'Hf peu radiogéniques. A l'inverse, les sédiments pélagiques et les nodules de Fe-Mn présentent des rapports Hf/Nd bas et des rapports Lu/Hf élevés conduisant avec le temps à des valeurs plus radiogéniques en Hf par rapport aux sédiments détritiques (Patchett et al., 1984 ; White et al., 1986 ; Godfrey et al., 1997 ; Albarède et al., 1998 ; Vervoort et al., 1999 ; David et al., 2001).

En conséquence, la mesure des rapports isotopiques de l'Hf sur une sélection d'échantillons de l'arc du Kohistan déjà caractérisé du point de vue des isotopes du Nd devrait permettre d'évaluer avec une bonne précision le(s) type(s) de sédiments impliqués (et en quelles proportions) durant le stade d'évolution intra-océanique de l'arc. Ainsi, il pourrait être vérifié si la fermeture progressive de la Néo-Téthys au cours de la subduction de l'arc du Kohistan peut être mise en relation avec une augmentation progressive d'un composant de type « sédiment terrigène ». La diminution importante de la valeur d' ϵ_{Hf} mesurée sur zircons par Schaltegger et al. (2002) entre le complexe de Chilas ($\sim +10$) et le « complexe métaplutonique » ($\sim +14$), pourrait laisser supposer une relation avec le rapprochement de l'arc du Kohistan contre la marge Karakoram, peu avant le processus de collision arc-continent.

VI.2.2.2. Isotopes du lithium

Les isotopes stables du Lithium sont de plus en plus utilisés dans le domaine de la géochimie depuis ces dix dernières années (*cf.*, par exemple, Moriguti et Nakamura, 1998 ; Kosler et al., 2001 ; Tomascak et al., 2002). Cet engouement s'explique d'une part, par un regain d'intérêt pour les contraintes apportées par l'utilisation des isotopes stables, en particulier dans le domaine du traçage, et, d'autre part, par les progrès réalisés au niveau des techniques analytiques aussi bien par voie conventionnelle (séparations chimiques plus efficaces permettant l'analyse de faibles quantités d'échantillons) que ponctuelle (développement des analyses *in situ* par SIMS).

De plus, ce traceur géochimique semble particulièrement adapté à l'étude des zones de subduction. Le Li est extrêmement soluble dans les fluides riches en H₂O et montre une incompatibilité assez proche de celle de l'Yb lors de processus de fusion partielle (Ryan et Langmuir, 1987 ; Brenan et al., 1998 ; Seitz et Woodland, 2000). Ainsi, le Li apparaît comme un bon traceur isotopique lors de l'étude des interactions chimiques existant entre le panneau lithosphérique plongeant et le manteau. En effet, l'eau de mer et le manteau possèdent des valeurs de $\delta^7\text{Li}$ significativement distinctes (respectivement +32‰, et +1,5 à +6,5‰). Les fluides issus de la déshydratation du panneau plongeant, les sédiments et la croûte continentale possèdent des valeurs de $\delta^7\text{Li}$ intermédiaires entre ces 2 pôles (Chan et al., 1992 ; Moriguti et Nakamura, 1998 ; Brooker et al., 2000 ; Chan et Kastner, 2000 ; Tomascak et al.,

2000 ; Chan et al., 2002 ; Tomascak et al., 2002 ; Bouman et al., 2004 ; Teng et al., 2004). Dans un modèle idéal, la « composante subduction » intervenant dans les magmas d'arc devrait se traduire, par rapport aux valeurs observées dans le manteau, par une teneur enrichie en Li et un $\delta^7\text{Li}$ plus élevé. Toutefois, les études les plus récentes montrent que les variations attendues au niveau des laves d'arc sont plus bien plus limitées que l'on ne pouvait le supposer. Ceci a conduit certains auteurs à proposer la présence d'un réservoir à $\delta^7\text{Li}$ élevé, situé dans le coin de manteau, jouant le rôle de « tampon » entre les fluides issus du panneau plongeant et la zone source des magmas d'arc (Chan et al., 1999 ; Seitz et Woodland, 2000 ; Chan et al., 2002 ; Tomascak et al., 2002 ; Zack et al., 2003).

A ce stade, il est important de noter que l'ensemble des études qui ont abouti à de telles conclusions est focalisé sur l'expression en surface (i.e. les laves d'arc) du magmatisme d'arc et non sur l'étude des sections profondes d'arcs. L'étude détaillée des différentes sections d'un arc obducté devrait permettre d'apporter des informations plus complètes sur les sources et les mécanismes qui contrôlent le fractionnement des isotopes du Li au cours de la genèse des magmas d'arc.

Ce système isotopique pourrait être utilisé, dans un premier temps, afin de vérifier de quelle manière la contribution variable en « composante subduction » observée à travers la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila se traduit du point de vue du fractionnement des isotopes du Li. Dans un deuxième temps, il serait intéressant de regarder si les processus de différenciation magmatique identifiés au sein de l'arc du Kohistan sont associés à un fractionnement des isotopes du Li.

VI.2.3. Analyse en Composante Principale

Cet axe d'investigation n'est pas directement lié à l'emploi d'un système isotopique particulier, mais à l'utilisation d'une méthode de calcul permettant de traiter de façon statistique et simultanée les résultats apportés par différents systèmes isotopiques. Cette méthode, appelée « Analyse en Composantes Principales » (ACP) est une méthode statistique (calcul matriciel) permettant de comprendre et de visualiser comment les effets de phénomènes a priori isolés se combinent. Appliquée à un ensemble de divers systèmes isotopiques, la méthode d'ACP permet de déterminer de façon assez fine les proportions des différentes composantes impliquées par exemple lors de la formation des magmas (*cf.*, par exemple, Zindler et al., 1982 ; Allègre et al., 1986/87 ; Fontignie et Shilling, 1991 ; Albarède, 1995). Appliquée aux données obtenues sur la séquence d'arc du Kohistan, la méthode d'ACP permettrait ainsi de passer d'un raisonnement à deux dimensions (i.e. observation des corrélations dans des diagrammes X-Y entre les systèmes Nd-Sr, Nd-Pb, Pb-Pb...) à un raisonnement intégrant simultanément les variations de tous les systèmes isotopiques employés.

VI.2.4. Étude géochimique pluri-méthode du batholite du Kohistan

Localisé au Nord de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila et du complexe de Chilas, le batholite du Kohistan (*cf.* II.2.2) représente une des composantes du gigantesque batholite trans-himalayen qui affleure sur plus de 2 700 km de distance le long de la suture de l'Indus. Le batholite du Kohistan mesure plus de 300 km dans la direction N-S et 60 km dans la direction E-W. Il occupe près de la moitié de la surface totale exposée pour l'ensemble de l'arc du Kohistan. Malgré son importance volumique, relativement peu d'études ont été focalisées sur le batholite du Kohistan (Pettersson et Windley, 1985 ; Coward et al., 1986 ;

Petterson et Windley, 1991). L'intrusion du complexe de Chilas au sommet de la « ceinture amphibolitique de Kamila » masque les relations entre le batholite du Kohistan et la ceinture amphibolitique de Kamila. Petterson et Windley (1985) ont suggéré que l'évolution du batholite se produirait selon trois stades principaux. Le premier stade, daté à 102 ± 12 Ma (méthode isochrone Rb-Sr sur roches totales), est étroitement associé à l'évolution intra-océanique de l'arc du Kohistan. La valeur initiale du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ associée à cette isochrone, égale à $0,7039 \pm 1$ (Petterson et Windley, 1985), est comparable aux valeurs obtenues au cours de ce travail pour les roches de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. En particulier, cette valeur est similaire aux valeurs des échantillons associés au domaine d'évolution chimique « B » qui représente des intrusions magmatiques massives et ponctuelles dans le temps.

L'analyse des isotopes du Nd-Sr-Pb sur les échantillons associés au stade 1 d'évolution du batholite du Kohistan devrait permettre de tester l'existence d'un lien génétique avec la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila. Dans l'hypothèse de l'existence d'un tel lien génétique, il serait ensuite intéressant de distinguer, pour l'ensemble du batholite du Kohistan, les formations associées au stade d'accrétion crustale en domaine intra-océanique des formations associées au magmatisme de type Andin. Un calcul de bilan de masse incluant la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila (cette étude), le complexe de Chilas et les formations du stade 1 du batholite du Kohistan pourrait être enfin réalisé, afin d'établir de façon certaine si l'arc insulaire du Kohistan a pu, au fur et à mesure de son évolution, approcher la composition de la croûte continentale globale.

VI.2.5. Étude géochimique « in situ »

Les progrès réalisés dans le domaine de la microanalyse *in situ* ont été considérables depuis ces dix dernières années, en particulier, en ce qui concerne la technique d'ablation laser couplée à une ICP-MS (méthode LA-ICP-MS). Une application directe de la méthode d'ablation laser couplée à une ICP-MS à haute résolution concerne l'étude fine des processus de granulitisation opérant à la base de la croûte de l'arc du Kohistan.

Les travaux antérieurs réalisés par Garrido et al. (2006) et certaines observations réalisées durant ce travail de thèse ont démontré que la réaction de fusion/déshydratation associée à la granulitisation des racines de l'arc pouvait être observée dans de nombreux échantillons, à l'échelle d'une lame mince. Cette réaction est en particulier caractérisée par la déstabilisation de l'amphibole magmatique et de l'orthopyroxène pour former du grenat. Un film « granitique » intergranulaire, riche en potassium, est observé dans certains échantillons composites montrant la transition gabbronorite à hornblende – granulite à grenat. Ces échantillons présentent également une transition progressive au niveau des oxydes Fe-Ti, depuis le pôle ilménite dans les gabbronorites jusqu'à un pôle rutile dans les granulites à grenat. Au niveau de la zone de transition, de plusieurs centimètres à quelques millimètres de large, de nombreux oxydes de Fe-Ti de composition mixte (rutile-ilménite) sont observés.

Une première série d'analyse-test a été réalisée durant ce travail de thèse sur les différentes phases minérales majeures présentes dans les deux parties d'échantillons composites. Les résultats sont significatifs et concernent des analyses ponctuelles d'un diamètre de l'ordre de 50 à 100 μm . L'analyse systématique de certaines microphases ou bordures réactionnelles peut être réalisée grâce à un système couplant une ICP-MS haute résolution / haute sensibilité à un dispositif d'ablation laser. Une telle approche systématique des différents échantillons composites disponibles devrait permettre de caractériser précisément la redistribution des

éléments au cours des processus de granulitisation. En particulier, le fractionnement possible entre le Nb et le Ta lors de ces processus constitue un centre d'intérêt majeur pour l'évolution du rapport Nb/Ta dans les différents réservoirs terrestres.

Références :

- Abe N., Arai S., and Yurimoto H. (1998) Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: implications for upper mantle evolution. *Phy. Earth. Planet. Interiors* **107**, 233-248.
- Abouchami W., Boher M., Michard M., and Albarede F. (1990) A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in west Africa: An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.* **95**, 17605-17629.
- Alabaster T., Pearce J. A., and Malpas J. (1982) The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex *Contrib. Mineral. Petrol.* **81**(3), 168-183.
- Albarede F. (1998) The growth of continental crust. *Tectonophysics* **296**(1-2), 1-14.
- Albarède F. (1995) *Introduction to Geochemical Modeling*. Cambridge University Press, 543 p.
- Albarède F., Simonetti A., Vervoort J. D., Blichert-Toft J., and Abouchami W. (1998) A Hf-Nd isotopic correlation in ferromanganese nodules. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 3895-3898.
- Allègre C. J., Staudacher T., and Sarda P. (1986/87) Rare gas systematics: Formation of the atmosphere, evolution and structure of Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 127-150.
- Anczkiewicz R., Thirlwall M., and Platt J. (2002) Influence of inclusions and leaching techniques on Sm-Nd and Lu-Hf garnet chronology. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, no.15A, pp.19.
- Anczkiewicz R. and Vance D. (1997) Chronology of subduction, collision and regional metamorphism in Kohistan, NW Himalaya, Pakistan. *Terra Nova* **9**, 345.
- Arcay D., Doin M.-P., Tric E., Bousquet R., and Capitani C. d. (2006) Overriding plate thinning in subduction zones: Localized convection induced by slab dehydration. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7**.
- Arcay D., Trica E., and Doin M.-P. (2005) Numerical simulations of subduction zones - Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Phy. Earth. Planet. Interiors* **149**, 133-153.
- Arculus R., J. and Wills K., J.A. (1980) The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc. *J. Petrol.* **21**(4), 743-799.
- Arndt N. T. and Goldstein S. L. (1989) An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics* **161**(3-4), 201-212.
- Baker D. R. and Eggler D. H. (1983) Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts: Constraints from phase relations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **18**, 387-404.
- Bard J.-P., Maluski H., Matte P., and Proust F. (1980) The Kohistan sequence; crust and mantle of an obducted island arc. In *Proceedings of the International Committee on Geodynamics, Group 6 meeting.*, Vol. 13 (ed. R. A. K. Tahirkheli, M. Q. Jan, and M. Majid), pp. 87-93. University of Peshawar, Department of Geology.
- Bard J.-P. (1983a) Metamorphic evolution of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. *Geol. Bull. Univ. Peshawar* **16**, 105-184.
- Bard J.-P. (1983b) Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. *Earth Planet. Sci. Lett.* **65**, 133-144.
- Barker F. (1979) Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks* (ed. F. Barker), pp. 1-12. Elsevier.
- Barker F. and Grantz A. (1982) Talkeetna Formation in the southeastern Talkeetna Mountains, southern Alaska: An early Jurassic andesitic intraoceanic island arc. *GSA Abstr.* **14**, 147.

- Beard J. S. (1986) Characteristic Mineralogy of Arc-Related Cumulate Gabbros - Implications for the Tectonic Setting of Gabbroic Plutons and for Andesite Genesis. *Geology* **14**(10), 848-851.
- Bébian J., Dimo-Lahitte A., Vergely P., Insergueix D., and Dupeyrat L. (2000) Albanian ophiolites. I – Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction. *Ophioliti* **25**(1), 39-45.
- Beccaluva L., Gabbianelli G., Lucchini F., Rossi P. L., and Savelli C. (1985) Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts: Implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **74**, 187-208.
- Ben Othman D., White W. M., and Patchett J. (1989) The geochemistry of marine sediments, island arc magmas genesis, and crust-mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **94**, 1-21.
- Besse J., Courtillot V., Pozzi J. P., Westphal M., and Zhou Y. X. (1988) Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. *Nature* **311**(621-626).
- Bignold S. M. and Treloar P. J. (2003) Northward subduction of the Indian Plate beneath the Kohistan island arc, Pakistan Himalaya: new evidence from isotopic data. *J. Geol. Soc. Lond.* **160**(3), 377-384.
- Bignold S. M., Treloar P. J., and Petford N. (2006) Changing sources of magma generation beneath intra-oceanic island arcs: An insight from the juvenile Kohistan island arc, Pakistan Himalaya. *Chem. Geol.* **233**(1-2), 46-74.
- Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarede F., and Arndt N. T. (1992) Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.* **97**(B1), 345-369.
- Boudier F. and Coleman R. G. (1981) Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, southeastern Oman Mountains. In *Oman ophiolite.*, Vol. 86 (ed. R. G. Coleman and C. A. Hopson), pp. 2573-2592. American Geophysical Union.
- Bouman C., Elliott T., and Vroon P. Z. (2004) Lithium inputs to subduction zones. *Chem. Geol.* **212**, 59-79.
- Brenan J. M., Shaw H. F., Ryerson R. J., and Phinney D. L. (1995) Mineral - aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 3331-3350.
- Brenan J. M., Neroda E., Lundstrom C. C., Shaw H. F., Ryerson F. J., and Phinney D. L. (1998) Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallization: Constraints from mineral-melt partitioning experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**(12), 2129-2141.
- Burg J.-P., Bodinier J.-L., Chaudhry S., Hussain S., and Dawood H. (1998) Infra-arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistani Himalaya): petro-structural evidence. *Terra Nova* **10**, 74-80.
- Burg J. P., Jagoutz O., Dawood H., and Hussain S. (2006) Precollision tilt of crustal blocks in rifted island arcs: Structural evidence from the Kohistan Arc. *Tectonics* **25**, TC5005.
- Burns L. E. (1985) The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics. *Can. J. Earth Sci.* **22**, 1020-1038.
- Burton K. W. and O'Nions R. K. (1988) Isotope systematics and chronology of granulite genesis in Sri Lanka. *International congress of geochemistry and cosmochemistry, Volume 70: Amsterdam, Netherlands, Elsevier*, p. 5.
- Capedri S., Venturelli G., Bocchi G., Dostal J., Garuti G., and Rossi A. (1980) The geochemistry and petrogenesis of an ophiolitic sequence from Pindos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* **74**, 189-200.

- Chan L. H., Edmond J. M., Thompson G., and Gillis K. (1992) Lithium isotopic composition of submarine basalts: implications for the lithium cycle in the oceans *Earth Planet. Sci. Lett.* **108**, 151-160.
- Chan L. H., Leeman W. P., and You C.-F. (1999) Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: Implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids. *Chem. Geol.* **160**, 255-280.
- Chan L.-H. and Kastner M. (2000) Lithium isotopic compositions of pore fluids and sediments in the Costa Rica subduction zone: implications for fluid processes and sediment contribution to the arc volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **183**, 275-290.
- Chan L.-H., Leeman W. P., and You C. F. (2002) Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas: implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids, correction. *Chem. Geol.* **182**, 293-300.
- Class C., Miller D. L., Goldstein S. L., and Langmuir C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**.
- Coleman R. G. (1981) Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. In *Oman ophiolite.*, Vol. 86 (ed. R. G. Coleman and C. A. Hopson), pp. 2497-2508. American Geophysical Union.
- Condie K. C. and Chomiak B. (1996) Continental accretion: contrasting Mesozoic and Early Proterozoic tectonic regimes in North America. *Tectonophysics* **265**(1-2), 101-126.
- Condie K. C. (1997) *Plate Tectonics and Continental Evolution*. Butterworth-Heinemann, 282 p.
- Conrad W. K., Kay S. M., and Kay R. W. (1983) Magma Mixing in the Aleutian Arc - Evidence from Cognate Inclusions and Composite Xenoliths. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **18**(1-4), 279-295.
- Coward M. P., Jan M. Q., Rex D., Tarney J., Thirlwall M. F., and Windley B. F. (1982) Geotectonic framework of the Himalaya of N Pakistan. *J. Geol. Soc. Lond.* **139**(3), 299-308.
- Coward M. P., Windley B. F., Broughton R. D., Luff I. W., and Petterson M. G. (1986) Collision tectonics in the NW Himalayas. In *Collision tectonics*, Vol. 19 (ed. M. P. Coward and A. C. Ries), pp. 203-219. Geol. Soc. London Spec. Publ.
- Coward M. P., Butler R. W. H., Khan M. A., and Knipe R. J. (1987) The Tectonic History of Kohistan and Its Implications for Himalayan Structure. *J. Geol. Soc. Lond.* **144**, 377-391.
- Crawford A. J. (1989) Boninites and Related Rocks, pp. 446. Unwin Hyman.
- Crawford M. B. and Searle M. P. (1992) Field Relationships and Geochemistry of Pre-Collisional (India- Asia) Granitoid Magmatism in the Central Karakoram, Northern Pakistan. *Tectonophysics* **206**(1-2), 171-192.
- David K., Frank M., O'Nions R. K., Belshaw N. S., Arden J. W., and Hein J. R. (2001) The Hf isotope composition of global seawater and the evolution of Hf isotopes in the deep Pacific Ocean from Fe-Mn crusts. *Chem. Geol.* **178**, 23-42.
- Davies J. H. and Stevenson D. J. (1992) Physical model of source region of subduction zone volcanics. *J. Geophys. Res.* **97**, 2037-2070.
- De Sigoyer J., Chavagnac V., Blichert-Toft J., Cosca M., Guillot S., Luais B., Mascle G., and Villa I. (2000) Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in NW Himalaya : multichronometry of the Tso Moriri eclogites. *Geology* **28**, 487-490.
- De Wit M. J., Roering C., Hart R. J., Armstrong R. A., Rone C. E. J. d., Green R. W. E., Tredoux M., Peberdy E., and Hart R. A. (1990) Formation of an Archean continent. *Nature* **357**, 553-562.

- DeBari S. M., Kay S. M., and Kay R. W. (1987) Ultramafic xenoliths from Adagdak Volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: Deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc. *J. Geol.* **95**, 329-341.
- Debari S. M. and Coleman R. G. (1989) Examination of the Deep Levels of an Island-Arc - Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska. *J. Geophys. Res.* **94**(B4), 4373-4391.
- DeBari S. M. and Sleep N. H. (1991) High-Mg, Low-Al Bulk Composition of the Talkeetna Island-Arc, Alaska - Implications for Primary Magmas and the Nature of Arc Crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* **103**(1), 37-47.
- DeBari S. M. (1997) Evolution of magmas in continental and oceanic arcs: The role of the lower crust. *Can. Mineral.* **35**, 501-519.
- Debon F., Le Fort P., Dautel D., Sonet J., and Zimmermann J., L. (1987) Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan): A composite Mid-Cretaceous to Upper Cenozoic magmatism. *Lithos* **20**(1), 19-40.
- Debon F. and Khan N. A. (1996) Alkaline orogenic plutonism in the Karakorum batholith: The Upper Cretaceous Koz Sar complex (Karambar valley, N Pakistan). *Geodin. Acta* **9**(4), 145-160.
- Desio A. (1974) Karakorum mountains. In *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts, Data For Orogenic Studies* (ed. A. M. Spencer), pp. 255-266. Geol. Soc. London Spec. Publ., vol. 4.
- Dietrich V., Frank W., Gansser A., and Honneger K. H. (1983) A Jurassic–Cretaceous island arc in the Ladakh–Himalayas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **18**, 405-433.
- Draut A. E., Clift P. D., Hannigan R. E., Layne G., and Shimizu N. (2002) A model for continental crust genesis by arc accretion: rare earth element evidence from the Irish Caledonides. *Earth Planet. Sci. Lett.* **203**(3-4), 861-877.
- Ducea M. and Saleeby J. (1998) Crustal recycling beneath continental arcs: silica-rich glass inclusions in ultramafic xenoliths from the Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.* **156**(1-2), 101-116.
- Eiler J. M., Crawford A., Elliott T., Farley K. A., Valley J. W., and Stolper E. M. (2000) Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas. *J. Petrol.* **41**(2), 229-256.
- Ellam R. M. and Hawkesworth C. (1988) Elemental and isotopic variations in subduction related basalts: Evidence for a three component model. *Contrib. Mineral. Petrol.* **98**, 72-80.
- Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., and Bourdon B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.* **102**(B7), 14991-15019.
- Elliott T. (2003) Tracers of the slab. In *AGU Monograph*, Vol. 138 (ed. J. Eiler), pp. 23-45. American Geophysical Union.
- Faure G. (1986) *Principles of isotope geology : 2nd edition*. John Wiley & Sons, Inc, 589 p.
- Fraser J. E., Searle M. P., Parrish R. R., and Noble S. R. (2001) Chronology of deformation, metamorphism, and magmatism in the southern Karakoram Mountains. *Geol. Soc. Am. Bull.* **113**(11), 1443-1455.
- Garrido C. J. and Bodinier J. L. (1998) Distribution of trace elements in minerals from anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda peridotite: implications for the nature of LILE, REE and HFSE reservoirs in the subcontinental lithospheric mantle. *Mineralogical Mag.* **62A** (3), 498-499.
- Garrido C. J., Bodinier J.-L., Burg J.-P., Zeilinger G., Hussain S., Dawood H., Chaudhry M. N., and Gervilla F. (2006) Petrogenesis of mafic garnet granulite in the lower crust of the Kohistan Paleo-arc Complex (Northern Pakistan): Implications for intra-crustal differentiation of island arcs and generation of continental crust *J. Petrol.* **47**(10), 1873-1914.

- Gill J., B. (1974) Role of underthrust oceanic crust in the Genesis of a Fijian Calc-alkaline suite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **43**, 29-45.
- Gill J., B. (1978) Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 709-724.
- Godard M., Dautria J.-M., and Perrin M. (2003) Geochemical variability of the Oman ophiolite lavas: Relationship with spatial distribution and paleomagnetic directions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **4**.
- Godfrey L. V., Lee D. C., Sangrey W. F., Halliday A. N., Salters V. J. M., Hein J. R., and White W. M. (1997) The Hf isotopic composition of ferromanganese nodules and crusts and hydrothermal manganese deposits: Implications for seawater Hf. *Earth Planet. Sci. Lett.* **151**(1-2), 91-105.
- Green T. H. and Pearson N. J. (1987) An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 55-62.
- Greene A. R., Kelemen P. B., DeBari S. M., Blusztajn J., and Clift P. D. (2006) A detailed geochemical study of island arc crust: The Talkeetna arc section, south-central Alaska. *J. Petrol.* **47**(6), 1-43.
- Grove T. L., Parman S. W., Bowring S. A., Price R. C., and Baker M. B. (2001) The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. *Contrib. Mineral. Petrol.* **142**(4), 375-396.
- Grove T. L., Elkins-Tanton L. T., Parman S. W., Chatterjee N., Muntener O., and Gaetani G. A. (2003) Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contrib. Mineral. Petrol.* **145**(5), 515-533.
- Guillot S., Garzanti G., Baratoux D., Marquer D., Mahéo G., and de Sigoyer J. (2003) Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **4**.
- Hart S. R. (1984) A large-scale isotopic anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* **309**, 753-757.
- Hart S. R. (1988) Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 273-296.
- Hart S. R. and Dunn T. (1993) Experimental Cpx Melt Partitioning of 24 Trace-Elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**(1), 1-8.
- Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M., and McDermott F. (1991a) Element Fluxes Associated with Subduction Related Magmatism. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A-Math. Phys. Eng. Sci.* **335**(1638), 393-405.
- Hawkesworth C. J., Hergt J. M., McDermott F., and Ellam R. M. (1991b) Destructive Margin Magmatism and the Contributions from the Mantle Wedge and Subducted Crust. *Aust. J. Earth Sci.* **38**(5), 577-594.
- Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., and McDermott F. (1993a) Mantle and Slab Contributions in Arc Magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **21**, 175-204.
- Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., and McDermott F. (1993b) Trace-Element Fractionation Processes in the Generation of Island-Arc Basalts. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A-Math. Phys. Eng. Sci.* **342**(1663), 179-191.
- Hawkesworth C. J., Turner S. P., McDermott F., Peate D. W., and vanCalsteren P. (1997) U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science* **276**(5312), 551-555.
- Heier K. S. (1973) Geochemistry of Granunite Facies Rocks and Problems of Their Origin. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A-Math. Phys. Eng. Sci.* **273**(1235), 429-442.

- Hofmann A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 297-314.
- Hofmann A. W. (2003) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements. In *Treatise on Geochemistry*, Vol. 2 (ed. H. D. Holland and K. K. Turekian), pp. 61-101. Elsevier-Pergamon.
- Honegger K., Dietrich V., Frank W., Gansser A., Thoni M., and Trommsdorff V. (1982) Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.* **60**, 253-292.
- Hussain S. (2005) Geology of the Indus Suture Zone and high Himalayan crystalline block west of Besham syntaxis and study of some associated minerals, University of the Punjab, 393 p.
- Ishikawa T., Nagaishi K., and Umino S. (2002) Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal conditions during transition from spreading ridge to arc. *Geology* **30**(899-902).
- Jaeger J. J., Courtillot V., and Tapponnier P. (1989) Palaeontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous–Tertiary Boundary, and the India–Asia collision. *Geology* **17**, 316-319.
- Jagoutz O., Müntener O., Burg J.-P., Ulmer P., and Jagoutz E. (2006) Lower continental crust formation through focused flow in km-scale melt conduits: The zoned ultramafic bodies of the Chilas Complex in the Kohistan island arc (NW Pakistan). *Earth Planet. Sci. Lett.* **242**(3-4), 320-342.
- Jan M. Q. (1979) Petrography of the Jijal Complex, Kohistan. In *Geology of Kohistan, Karakoram Himalaya, northern Pakistan.*, Vol. 11 (ed. R. A. K. Tahirkheli and M. Q. Jan), pp. 31-49. University of Peshawar.
- Jan M. Q. and Howie R. A. (1981) The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal Complex, Kohistan, NW Pakistan. *J. Petrol.* **22**(1), 85-126.
- Jan M. Q. (1988) Geochemistry of amphibolites from the southern part of the Kohistan arc, N. Pakistan. *Mineralogical Mag.* **52**, 147-159.
- Jan M. Q. and Windley B. F. (1990) Chromian Spinel Silicate Chemistry in Ultramafic Rocks of the Jijal Complex, Northwest Pakistan. *J. Petrol.* **31**(3), 667-715.
- Jochum K. P. and Stolz J. (1997) High-precision niobium, tantalum, zirconium, and Yttrium data for carbonaceous chondrites: constraints on solar system niobium/tantalum and zirconium/niobium ratios. *Ka Hoku Lele "the flying star"; 60th annual Meteorical Society meeting*, 67.
- Johnson B. D., Powell C. M., and Veevers J. J. (1976) Spreading history of the eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from Antarctica and Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87**, 1560-1566.
- Johnson M. C. and Plank T. (1999) Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**.
- Jull M. and Kelemen P. B. (2001) On the conditions for lower crustal convective instability. *J. Geophys. Res.* **106**(B4), 6423-6446.
- Kalfoun F. (2002) Géochimie du niobium et du tantale : Distribution et fractionnement de ces deux éléments dans les différents réservoirs terrestres. Ph. D., Univ. Montpellier II.
- Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Eggins S., and Muhe R. (1997) Phenocryst and melt inclusion chemistry of near-axis seamounts, Valu Fa Ridge, Lau Basin: insight into mantle wedge melting and addition of subduction components. *Earth Planet. Sci. Lett.* **151**, 205-223.
- Kay R. W. (1980) Volcanic Arc Magmas - Implications of a Melting-Mixing Model for Element Recycling in the Crust-Upper Mantle System. *J. Geol.* **88**(5), 497-522.

- Kay S. M. and Kay R. W. (1985a) Role of Crystal Cumulates and the Oceanic-Crust in the Formation of the Lower Crust of the Aleutian Arc. *Geology* **13**(7), 461-464.
- Kay R. W. and Kay S. M. (1985b) Crustal Recycling and the Aleutian arc. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 1351-1359.
- Kelemen P. B., Shimizu N., and Dunn T. (1993) Relative Depletion of Niobium in Some Arc Magmas and the Continental-Crust - Partitioning of K, Nb, La and Ce During Melt/Rock Reaction in the Upper-Mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **120**(3-4), 111-134.
- Kelemen P. B. (1995) Genesis of High Mg-Number Andesites and the Continental-Crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* **120**(1), 1-19.
- Kelemen P. B., Hanghøj K., and Greene A. R. (2003) One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In *Geochemistry of the Crust*, Vol. 3 (ed. R. L. Rudnick). Elsevier.
- Kelemen P. B., Rilling J. L., Parmentier E. M., Mehl L., and Hacker B. R. (2003b) Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs. In *AGU Monograph*, Vol. in press (ed. J. Eiler). American Geophysical Union.
- Kelemen P. B., Hacker B. R., Rioux M., Greene A. R., Mehl L., Johnson M., DeBari S. M., Hanghøj K., Clift P. D., and Behn M. (2006) A new mass balance for the Talkeetna arc crustal composition: comparison with the Izu-Bonin and Aleutian arcs, and constraints on continental genesis. *Penrose Conference on arc genesis and crustal evolution*.
- Kepezhinskas P. K., Defant M. J., and Drummond M. S. (1995) Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka Arc. *J. Petrol.* **36**(6), 1505-1527.
- Keppler H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* **380**, 237-240.
- Khan M. A., Jan M. Q., Windley B. F., Tarney J., and Thirlwall M. F. (1989) The Chilas mafic-ultramafic igneous complex: the root of the Kohistan island arc in the Himalaya of northern Pakistan. In *Tectonics of the western Himalayas*, Vol. 232 (ed. L. L. Malinconico, Jr. and R. J. Lillie), pp. 75-94. Geological Society of America (GSA).
- Khan M. A., Jan M. Q., and Weaver B. L. (1993) Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-arc rift stages. In *Himalayan Tectonics*, Vol. 74 (ed. P. J. Treloar and M. P. Searle), pp. 123-138. Geol. Soc. London Spec. Publ.
- Khan A. M. and Stern R. J. (1996) Polarity of the subduction system responsible for the Cretaceous Kohistan island arc terrane, N. Pakistan: geochemical and structural constraints. *Geological Bulletin, University of Peshawar* **29**, 27-40.
- Khan M. A., Stern R. J., Gribble R. F., and Windley B. F. (1997) Geochemical and isotopic constraints on subduction polarity, magma sources, and palaeogeography of the Kohistan intra-oceanic arc, northern Pakistan Himalaya. *J. Geol. Soc. Lond.* **154**, 935-946.
- Khan M. A., Treloar P. J., Khan T., Qazi M. S., and Jan M. Q. (1998) Geology of the Chalt-Babusar transect, Kohistan terrane, N. Pakistan: implications for the constitution and thickening of island-arc crust. *J. Asian Earth Sci.* **16**(2-3), 253-268.
- Kincaid C. and Sacks I. S. (1997) Thermal and dynamical evolution of the upper mantle in subduction zones. *J. Geophys. Res.* **102**(B6), 12295-12315.
- Klootwijk C. T., Conaghan P. J., and Powell C. M. (1985) The Himalayan arc: Large-scale continental subduction, oroclinal bending, and backarc spreading. *Earth Planet. Sci. Lett.* **75**, 316-319.

- Klootwijk C. T., Gee J. S., Pierce J. W., Smith G. M., and McFadden P. L. (1992) An early India-Asian contact: Paleomagnetic constraints from Ninetyeast ridge, ODP Leg 121. *Geology* **20**, 395-398.
- Kogiso T., Tatsumi Y., and Nakano S. (1997) Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust .1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**(1-2), 193-205.
- Kosler J., Kucera M., and Sylvester P. (2001) Precise measurement of Li isotopes in planktonic foraminifera tests by quadropole ICPMS. *Chem. Geol.* **181**, 169-179.
- Kuno H. (1968) Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volc.* **32**(1), 141-176.
- Kuroda N., Urano H., and Shiraki K. (1983) Least differentiated basalt from Mukoo-Jima in the Hahajima Group, Bonin Islands. *J. Geol. Soc. Japan* **89**, 303-306.
- Lallemant S. (1999) *La subduction océanique*. Gordon & Breach, 194 p.
- Le Fort P., Michard A., Sonet J., and Zimmermann J. L. (1983) Petrography, geochemistry and geochronology of some samples from the Karakorum Axial Batholith (northern Pakistan). In *Granites of Himalayas, Karakorum and Hindu Kush* (ed. F. A. Shams), pp. 377-387.
- Leech M. L., Singh S., Jain A. K., Klemperer S. L., and Manickavasagam R. M. (2005) The onset of India-Asia collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.* **234**, 83-97.
- Ludwig K. R. (2003) User's Manual for Isoplot Version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Pub. No. 4*, Berkeley, CA, USA.
- Lytwyn J. and Casey J. F. (1993) The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes in the Hatay (Kizildag) Ophiolite, southern Turkey: possible formation with the Troodos Ophiolite, Cyprus along fore-arc spreading centers. *Tectonophysics* **223**, 237-272.
- Mahéo G., Bertrand H., Guillot S., Villa I. M., Keller F., and Capiez P. (2004) The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): an intra-oceanic tholeiitic arc origin with implication for the closure of the Neo-Tethys. *Chem. Geol.* **203**, 273-303.
- Mahoney J. J., Frei R., Tejada M. L. G., Mo X. X., Leat P. T., and Nægler T. F. (1998) Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: Isotopic results from old west Indian, east Tethyan, and south Pacific seafloor. *J. Petrol.* **37**(7), 1285-1306.
- Mahoney J. J., Graham D. W., Christie D. M., Johnson K. T. M., Hall L. S., and Vonderharr D. L. (2002) Between a hotspot and a coldspot: Isotopic variation in the southeast Indian ridge asthenosphere 86°E-118°E. *J. Petrol.* **43**(7), 1155-1176.
- Manhès G., Allègre C. J., Dupré B., and Hamelin B. (1980) Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes: speculations about the age of the Earth and primitive mantle characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **47**(3), 370-382.
- Matte P., Mattauer M., Olivet J. M., and Griot D. A. (1997) Continental subduction beneath Tibet and the Himalayan orogeny: a review. *Terra Nova* **9**, 264-270.
- Maury R. C., Defant M. J., and Joron J.-L. (1992) Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature* **360**, 661-663.
- McCulloch M. T. and Gamble J. A. (1991) Geochemical and Geodynamical Constraints on Subduction Zone Magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **102**(3-4), 358-374.
- McInnes B. I. A., Gregoire M., Binns R. A., Herzog P. M., and Hannington M. D. (2001) Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.* **188**(1-2), 169-183.

- Mikoshiba M. U., Takahashi Y., Takahashi Y., Kausar A. B., Khan T., Kubo K., and Shirahase T. (1999) Rb-Sr isotopic study of the Chilas igneous complex, Kohistan, northern Pakistan. In *Himalaya and Tibet; mountain roots to mountain tops.*, Vol. 328 (ed. A. Macfarlane, R. B. Sorkhabi, and J. Quade), pp. 47-57. Geological Society of America (GSA).
- Miller D. J., Loucks R. R., and Ashraf M. (1991) Platinum-group element mineralization in the Jijal layered ultramafic-mafic complex, Pakistani Himalayas. *Economic Geology* **86**(5), 1093-1102.
- Miller D. J. and Christensen N. I. (1994) Seismic signature and geochemistry of an island arc: a multidisciplinary study of the Kohistan accreted terrane, northern Pakistan. *J. Geophys. Res.* **99**, 11623-11642.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* **274**, 321-355.
- Molnar P. and Tapponnier P. (1975) Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science* **189**(4201), 419-426.
- Moriguti T. and Nakamura E. (1998) Across-arc variation of Li isotopes in lavas and implications for crust/mantle recycling at subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* **163**, 167-174.
- Moriguti T. and Nakamura E. (1998) Across-arc variation of Li isotopes in lavas and implications for crust/mantle recycling at subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* **163**, 167-174.
- Münker C. (2000) The isotope and trace element budget of the cambrian devil river arc system, New Zeland: Identification of four source components. *J. Petrol.* **41**(6), 759-788.
- Müntener O., Kelemen P. B., and Grove T. L. (2001) The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **141**(6), 643-658.
- Myers J. D., Marsh, B.D., and Sinha, A.K. (1985) Strontium isotopic and selected trace element variations between two Aleutian volcanic centers (Adak and Atka): implications for the development of arc volcanic plumbing systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **91**, 221-234.
- O'Connor J. T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological survey, Professional Papers 525-B*, 79-84.
- Orberger B., Lorand J. P., Girardeau J., Mercier J. C. C., and Pitragool S. (1995) Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand. *Lithos* **35**, 153-182.
- Ozawa K. (2001) Mass balance equations for open magmatic systems; trace element behavior and its application to open system melting in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* **106**, 13,407-14,434.
- Patchett P. J., White W. M., Feldmann H., Kielinczuk S., and Hofmann A. W. (1984) Hafnium Rare-Earth Element Fractionation in the Sedimentary System and Crustal Recycling into the Earths Mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **69**(2), 365-378.
- Patriat P. and Achahe J. (1984) India-Eurasia collision and chronology as implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature* **311**, 615-621.
- Peacock S. M., Rushmer T., and Thompson A. B. (1994) Partial Melting of Subducting Oceanic-Crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**(1-2), 227-244.
- Peacock S. M. (1996) Thermal and petrologic structure of subduction zones. In *Subduction Zones, Top to Bottom: Geophysical Monograph 96* (ed. J. P. Platt), pp. 119-133. Am. Geophys. Union.

- Pearce J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In Andesites: Orogenic Andesites and related rocks* (ed. R.S. Thorpe) John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 526-547.
- Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S., and Roberts S. (1984) Characteristics and tectonic significance of supra subduction zone ophiolites. In *Marginal Basin Geology* (ed. B. P. H. Kokelaar, M.R.), pp. 77-94. Geological Society, London, Special Publications, 16.
- Pearce J. A. (2003) Supra-Subduction Zone ophiolites: the search for modern analogues. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **373**, 269-293.
- Pearce J. A. and Peate D. W. (1995) Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **23**, 251-285.
- Peate D. W. and Pearce J. A. (1998) Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas: Trace element evidence. *Isl. Arc* **7**(3), 479-495.
- Peate D. W., Pearce J. A., Hawkesworth C. J., Colley H., Edwards C. M. H., and Hirose K. (1997) Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *J. Petrol.* **38**(10), 1331-1358.
- Perfit M. R., Gust D. A., Bence A. E., Arculus R. J., and Taylor S. R. (1980) Chemical Characteristics of Island-Arc Basalts - Implications for Mantle Sources. *Chem. Geol.* **30**(3), 227-256.
- Petterson M. G. and Windley B. F. (1985) Rb-Sr Dating of the Kohistan Arc-Batholith in the Trans-Himalaya of North-Pakistan, and Tectonic Implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* **74**(1), 45-57.
- Petterson M. G. and Windley B. F. (1991) Changing Source Regions of Magmas and Crustal Growth in the Trans-Himalayas - Evidence from the Chalt Volcanics and Kohistan Batholith, Kohistan, Northern Pakistan. *Earth Planet. Sci. Lett.* **102**(3-4), 326-341.
- Petterson M. G., Windley B. F., and Sullivan M. (1991) A petrological, chronological, structural and geochemical review of Kohistan Batholith and its relationship to regional tectonics. *Physics and Chemistry of the Earth* **17, Part II**, 47-70.
- Pin C., Briot D., Bassin C., and Poitrasson F. (1994) Concomitant extraction of Sr and Sm-Nd for isotopic analysis in silicate samples based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* **298**, 209-217.
- Plank T. and Langmuir C. H. (1993) Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* **362**, 739-743.
- Plank T. and Langmuir C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* **145**(3-4), 325-394.
- Powell C. M. (1979) A speculative tectonic history of Pakistan and surroundings: Some constraints from the Indian Ocean. In *Geodynamics of Pakistan* (ed. A. Farah and K. A. DeJong). Geological Survey of Pakistan.
- Pudsey C. J. (1986) The Northern Suture, Pakistan - Margin of a Cretaceous island-arc. *Geol. Mag.* **123**(4), 405-423.
- Ranero C. R. and von Huene R. (2000) Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature* **404**, 748-755.
- Rapp R. P. and Watson E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32-kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* **36**(4), 891-931.
- Rapp R. P., Shimizu N., Norman M. D., and Applegate G. S. (1999) Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.* **160**(4), 335-356.
- Reuber I. (1989) The Dras Arc: Two Successive Volcanic Events on Eroded Oceanic-Crust. *Tectonophysics* **161**(1-2), 93-106.

- Richards J. P., McCulloch M. T., Chappell B. W., and Kerrich R. (1991) Sources of Metals in the Porgera Gold Deposit, Papua-New-Guinea - Evidence from Alteration, Isotope, and Noble-Metal Geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**(2), 565-580.
- Ringuette L., Martignole J., and Windley B. F. (1999) Magmatic crystallization, isobaric cooling, and decompression of the garnet-bearing assemblages of the Jijal Sequence (Kohistan Terrane, western Himalayas). *Geology* **27**(2), 139-142.
- Rolland Y. (2002) From intra-oceanic convergence to post-collisional evolution: example of the India-Asia convergence in NW Himalaya, from Cretaceous to present. *J. of the Virtual Explorer* **8**, 185-208.
- Rolland Y., Picard C., Pecher A., Lapiere H., Bosch D., and Keller F. (2002) The cretaceous Ladakh arc of NW Himalaya - slab melting and melt-mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate. *Chem. Geol.* **182**(2-4), 139-178.
- Rowland A. and Davies J. (1999) Buoyancy rather than rheology controls the thickness of the overriding mechanical lithosphere at subduction zones. *Geophys. Res. Lett.* **26**(19), 3037-3040.
- Royer J.-Y., Müller R. D., Gahagan L. M., L.A. L., Mayes C. L., Nürnberg D., and Sclater J. G. (1992) A global isochron chart. *Univ. of Texas Inst. for Geophysics Tech. Rep.*, 117.
- Rudnick R. L. (1995) Making Continental-Crust. *Nature* **378**(6557), 571-578.
- Rudnick R. L. and Fountain D. M. (1995) Nature and Composition of the Continental-Crust - a Lower Crustal Perspective. *Rev. Geophys.* **33**(3), 267-309.
- Rüpke L. H., Morgan J. P., Hort M., and Connolly J. A. D. (2004) Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **223**, 17-34.
- Ryan J. G. and Langmuir C. H. (1987) The Systematics of Lithium Abundances in Young Volcanic-Rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**(6), 1727-1741.
- Schaltegger U., Zeilinger G., Frank M., and Burg J. P. (2000) Formation of juvenile island arc crust through melting of sub-arc mantle: precise U-Pb ages and Hf isotopes from a fossil crust-mantle transition in the Kohistan complex (Northern Pakistan). *Journal of Conference Abstracts of Goldschmidt Conference*, 5, p 885. *Cambridge Publications*.
- Schaltegger U., Zeilinger G., Frank M., and Burg J.-P. (2002) Multiple mantle sources during island arc magmatism: U-Pb and Hf isotopic evidence from the Kohistan arc complex, Pakistan. *Terra Nova* **14**, 461-468.
- Schärer U., Hamet J., and Allègre C. J. (1984) The Transhimalaya (Gangdese) plutonism in the Ladakh region: a U-Pb and Rb-Sr study. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**(327-339).
- Schiano P., Eiler J. M., Hutcheon I. D., and Stolper E. M. (2000) Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**.
- Schmidt M. and Poli S. (1998) Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **163**, 361-379.
- Scotese C. R. and Golonka J. (1992) Paleomap Paleogeographic Atlas. Paleomap Project. Univ. Texas, Arlington, 33 pp.
- Searle M. P., Rex A. J., Tirrul R., Rex D. C., Barnicoat A., and Windley B. F. (1989) Metamorphic, magmatic and tectonic evolution of the central Karakoram in the Biafo-Baltoro-Hushe regions of northern Pakistan. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **232**, 47-74.
- Seitz H.-M. and Woodland A. (2000) The distribution of lithium in peridotitic and pyroxenitic mantle lithologies - an indicator of magmatic and metasomatic processes. *Chem. Geol.* **166**, 47-64.
- Sengör A. M. C. and Natal'in B. A. (1996) Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **24**, 263-337.

- Shervais J. W. (2001) Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2**.
- Sisson T. W. and Grove T. L. (1993) Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**, 143-166.
- Stalder R., Foley S. F., Brey G. P., and Horn I. (1998) Mineral - aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 - 1200°C and 3.0 - 5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene and rutile and implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 1781-1801.
- Stampfli G. M. and Borel G. D. (2002) A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **196**(1-2), 17-33.
- Stein M. and Goldstein S. L. (1996) From plume head to continental lithosphere in the Arabian–Nubian Shield. *Nature* **382**, 773-778.
- Stern C. R. and Wyllie P. J. (1973) Melting Relations of Basalt-Andesite-Rhyolite-H₂O and a Pelagic Red Clay at 30 Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.* **42**(4), 313-323.
- Stern R. J. and Bloomer S. H. (1992) Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.* **104**, 1621-1636.
- Stern R. J. (2002) Subduction zones. *Rev. Geophys.* **40**(4), art. no.-1012.
- Stern R. J. (2004) Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth Planet. Sci. Lett.* **226**, 275-292.
- Stolper E. and Newman S. (1992) The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 293-325.
- Sun S.-S. and McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*, Vol. 42 (ed. A. D. Saunders and M. J. Norry), pp. 313-345. Geological Society Special Publication.
- Tahirkheli R. A. K. (1979) Geotectonic evolution of Kohistan. In *Geology of Kohistan, Karakoram Himalaya, northern Pakistan, Geological Bulletin*, Vol. 11 (ed. M. Q. e. Jan), pp. 113-130. University of Peshawar.
- Tahirkheli R. A. K. (1982) Geology of the Himalaya, Karakoram, and Hindu Kush in Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar Spec Issue* **11**, 1-189.
- Takahashi E. (1980) Thermal history of lherzolite xenoliths: Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata Crater, Oga Peninsula, Northeast Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 1643-1658.
- Takahashi Y., Mikoshiba M. U., Takahashi Y., Kausar A. B., Khan T., and Kubo K. (2006) Geochemical modelling of the Chilas Complex in the Kohistan Terrane, northern Pakistan. *J. Asian Earth Sci.*, doi:10.1016/j.jseas.2006.04.007.
- Tamura A. and Arai S. (2006) Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos* **90**(1-2), 43-56.
- Taponnier P., Peltzer G., and Armijo R. (1986) On the mechanics of the collision between Asia and India. In *Collision tectonics* (ed. C. M.P. and R. A.C.), pp. 115-157. Geological Society, London, Special Publications, 19.
- Tatsumi Y. and Eggins S. (1995) *Subduction zone magmatism*. Blackwell, 211 p.
- Tatsumi Y. and Kogiso T. (1997) Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust .2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**(1-2), 207-221.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, 312 p.

- Teng F.-Z., McDonough W. F., Rudnick R. L., Dalpe C., Tomascak P. B., Chappel B. W., and Gao S. (2004) Lithium isotopic composition and concentration of the upper continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 4167-4178.
- Tera F., Brown L., Morris J., and Sacks I. S. (1986) Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from ¹⁰Be. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**(4), 535-550.
- Tomascak P. B., Ryan J. G., and al. e. (2000) Lithium isotope evidence for light element decoupling in the Panama subarc mantle. *Geology* **28**, 507-510.
- Tomascak P., Widom E., Benton L., Goldstein S., and Ryan J. (2002) The control of lithium budgets in island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.* **196**, 227-238.
- Treloar P. J., Broughton R. D., Williams M. P., Coward M. P., and Windley B. F. (1989) Deformation, Metamorphism and Imbrication of the Indian Plate, South of the Main Mantle Thrust, North Pakistan. *J. Meta. Geol.* **7**(1), 111-125.
- Treloar P. J., Brodie K. H., Coward M. P., Jan M. Q., Khan M. A., Knipe R. J., Rex D. C., and Williams M. P. (1990) The evolution of the Kamila shear zone, Kohistan, Pakistan. In *Exposed cross-sections of the continental crust* (ed. M. H. Salisbury and D. M. Fountain). Kluwer Academic Press.
- Treloar P. J., Petterson M. G., Jan M. Q., and Sullivan M. A. (1996) A re-evaluation of the stratigraphy and evolution of the Kohistan arc sequence, Pakistan Himalaya: Implications for magmatic and tectonic arc-building processes. *J. Geol. Soc. Lond.* **153**, 681-693.
- Turner S., Hawkesworth C., vanCalsteren P., Heath E., Macdonald R., and Black S. (1996) U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett.* **142**(1-2), 191-207.
- Turner S., Bourdon B., and Gill J. (2003) Insights into magma genesis at convergent margins from U-series isotopes, Chapter 7. In *Uranium Series Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 52* (ed. S. Turner), pp. 255-312. Mineralogical Society of America and Geochemical Society.
- Ulmer P. and Trommsdorff V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science* **268**(5212), 858-861.
- Ulmer P. (2001) Partial melting in the mantle wedge - the role of H₂O in the genesis of mantle-derived 'arc-related' magmas. *Phy. Earth. Planet. Interiors* **127**(1-4), 215-232.
- Van der Voo R., Spakman W., and Bijwaard H. (1999) Tethyan subducted slabs under India. *Earth Planet. Sci. Lett.* **171**, 7-20.
- van Keken P. E., Kiefer B., and Peacock S. M. (2002) High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **3**.
- Varfalvy V., Herbert R., and Bedard 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 boninites and related magmas. *Chem. Geol.* **129**(1-2), 71-90.
- Vervoort J. D., Patchett P. J., Blichert-Toft J., and Albarede F. (1999) Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**(1-2), 79-99.
- von Huene R. and Scholl D. W. (1991) Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev. Geophys.* **29**, 279-316.
- von Huene R. and Scholl D. W. (1993) The return of sialic material to the mantle indicated by terrigenous material subducted at convergent margins. *Tectonophysics* **219**, 163-175.

- Weinberg R. F., Dunlap W., and Whitehouse M. (2000) New field, structural and geochronological data from the Shyok and Nubra valleys, northern Ladakh : linking Kohistan to Tibet. In *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya*, Vol. 170 (ed. M. A. Khan, Treloar, P.J., Searle, M.P., Jan, M.Q.), pp. 253-275. Geological Society London Special Publications.
- Weinberg R. F. and Dunlap W. J. (2000) Growth and deformation of the Ladakh batholith, northwest Himalayas: Implications for timing of continental collision and origin of calc-alkaline batholiths. *J. Geol.* **108**(3), 303-320.
- White W. M., Patchett J., and Ben Othman D. (1986) Hf isotope ratios of marine sediments and Mn nodules: Evidence for a mantle source of Hf in seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.* **79**, 46-54.
- White W. M., Albarede F., and Telouk P. (2000) High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* **167**(3-4), 257-270.
- Yamamoto H. (1993) Contrasting metamorphic P-T-time paths of the Kohistan granulites and tectonics of the western Himalayas. *J. Geol. Soc. Lond.* **150**(Part 5), 843-856.
- Yamamoto H. and Nakamura E. (1996) Sm-Nd dating of garnet granulites from the Kohistan Complex, northern Pakistan. *J. Geol. Soc. Lond.* **153**(6), 965-969.
- Yamamoto H. and Yoshino T. (1998) Superposition of replacements in the mafic granulites of the Jijal complex of the Kohistan arc, northern Pakistan: dehydration and rehydration within deep arc crust. *Lithos* **43**, 219-234.
- Yamamoto H. and Nakamura E. (2000) Timing of magmatic and metamorphic events in the Jijal Complex of the Kohistan Arc deduced from Sm-Nd dating of mafic granulites. In *Tectonics of the Nanga Parbat syntaxis and the western Himalaya*. (ed. M. A. Khan, J. Treloar Peter, P. Searle Michael, and M. Q. Jan). Geological Society of London. London, United Kingdom. 2000.
- Yamamoto H., Nakamura E., Kaneko Y., and Kausar A. B. (2005) U-Pb zircon dating of regional deformation in the lower crust of the Kohistan Arc. *Int. Geol. Rev.* **47**, 1035-1047.
- Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N., Koloskov A. V., and Kay S. M. (1995) Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol. Soc. Am. Bull.* **107**(5), 505-519.
- Yogodzinski G. M. and Kelemen P. B. (1998) Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **158**(1-2), 53-65.
- Yoshino T. and Okudaira T. (2004) Crustal growth by magmatic accretion constrained by metamorphic P-T paths and thermal models of the Kohistan Arc, NW Himalayas. *J. Petrol.* **45**(11), 2287-2302.
- Zack T., Tomascak P., Rudnick R., Dalpé C., and McDonough W. (2003) Extremely light Li in orogenic eclogites: the role of isotope fractionation during deshydration in subducted oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **208**, 279-290.
- Zaman H. and Torii M. (1999) Palaeomagnetic study of Cretaceous red beds from the eastern Hindukush ranges, northern Pakistan; palaeoreconstruction of the Kohistan-Karakoram composite unit before the India-Asia collision. *Geophys. J. Int.* **136**(3), 719-738.
- Zeilinger G. (2002) Structural and Geochronological Study of the Lowest Kohistan Complex, Indus Kohistan Region in Pakistan, NW Himalaya. Ph. D., ETH, 243 p.
- Zeitler P. K., Tahirkheli R. A. K., Naesser C., Johnson N., and Lyons J. (1981) Preliminary fission track ages from the Swat valley, northern Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar* **13**, 63-65.

- Zellmer G. F., Hawkesworth C. J., Sparks R. S. J., Thomas L. E., Harford C. L., Brewer T. S., and Loughlin S. C. (2003) Geochemical Evolution of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles Volcanic Arc. *J. Petrol.* **44**(8), 1349-1374.
- Zhang S.-Q., Mahoney J. J., Mo X. X., Ghazi A. M., Milani L., Crawford A. J., Guo T.-Y., and Zhao Z.-D. (2005) Evidence for a widespread Tethyan upper mantle with Indian-ocean-type isotopic characteristics. *J. Petrol.* **46**(4), 829-858.
- Zindler A., Jagoutz E., and Goldstein S. L. (1982) Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. *Nature* **298**, 519-523.
- Zindler A. and Hart S. R. (1986) Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**, 493-571.

Liste des Figures et

Tableaux :

Liste des Figures et Tableaux

Figure I.1 : Marges convergentes et rides médio-océaniques à l'échelle du globe terrestre.....	10
Figure I.2 : Coupe schématique d'une zone de subduction intra-océanique et principaux mécanismes mis en œuvre.....	10
Figure I.3 : Spectres d'éléments en trace des IAB, N-MORB, OIB et de la croûte continentale.....	12
Figure I.4 : Carte des continents montrant la distribution de la croûte continentale juvénile.....	12
Figure II.1 : Reconstruction paléogéodynamique, entre le Silurien et le Crétacé, des principaux blocs en présence au cours de l'évolution de l'océan Téthys.....	20
Figure II.2 : Modèle d'évolution schématique de la convergence entre l'Inde et l'Asie, entre 130 Ma et 65 Ma.....	22
Figure II.3 : Localisation de l'arc du Kohistan, de l'arc du Ladakh, et du bloc Karakoram + carte géologique simplifiée de l'arc du Kohistan.....	24
Figure II.4 : Carte géologique simplifiée de l'arc du Kohistan, région de la vallée de l'Indus.....	26
Figure II.5 : Photos des principales unités observables le long de la vallée de l'Indus, entre les villages de Jijal et Kamila.....	28-30
Figure II.6 : Compilation des âges radiométriques de la littérature pour la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	32
Figure III.1 : Spectres de terres rares montrant la composition des liquides à l'équilibre avec les wehrlites-pyroxénites de la séquence ultrabasique de Jijal.....	38
Figure III.2 : Diagramme Al_2O_3 vs. $Mg\#$ pour les roches du complexe ultrabasique-basique de Jijal.....	38
Figure III.3 : Spectres d'éléments en trace pour les roches du complexe de Jijal.....	40
Figure III.4 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb pour le complexe de Jijal ($t_0 = 100$ Ma).....	42
Figure III.5 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ vs. $^{207}Pb/^{204}Pb_{(i)}$ pour le complexe de Jijal ($t_0 = 100$ Ma).....	42
Figure III.6 : Diagramme isochrone $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{147}Sm/^{144}Nd$ pour la section ultrabasique de Jijal et la lentille de lherzolite au sommet de la section basique.....	43
Figure III.7 : Stade 1 (≥ 117 Ma) = Initiation de la subduction.....	45
Figure III.8 : Stade 2 (~ 110 Ma) = Naissance de l'arc, début de la « vraie » subduction.....	45
Figure III.9 : Stade 3 ($\sim 110-95$ Ma) = Stade principal de la construction de l'arc.....	46
Figure III.10 : Stade 4 ($\sim 95-85$ Ma) = Maturation de l'arc par différenciation intra-crustale + recyclage des résidus dans le manteau convectif.....	47
Figure IV.1 : Coupe géologique de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila, le long de la vallée de l'Indus.....	112
Figure IV.2 : Localisation des échantillons analysés pour la section crustale de Jijal et la séquence de Patan.....	114
Figure IV.3 : Diagrammes de Harker pour les roches de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	116
Figure IV.4 : Spectres de terres rares et spectres étendus aux éléments incompatibles pour la section crustale du complexe de Jijal.....	117

Figure IV.5 : Diagramme isotopique Nd-Sr ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	118
Figure IV.6 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	118
Figure IV.7 : Spectres de terres rares et spectres étendus aux éléments incompatibles pour les roches de la séquence de Patan.....	120
Figure IV.8 : Spectres d'éléments en trace des gabbros de Sarangar comparés avec les laves d'arc des Mariannes.....	120
Figure IV.9 : Localisation des échantillons analysés pour la séquence de Kiru....	124
Figure IV.10 : Spectres de terres rares et spectres étendus aux éléments incompatibles pour les roches de la séquence de Kiru.....	126
Figure IV.11 : Spectre de terres rares du liquide à l'équilibre avec l'échantillon de gabbro KG-37, comparé avec le spectre de la lave UM01-122.....	126
Figure IV.12 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les minéraux et roches totales des gabbros KG-37 et KG-40 du groupe Kiru-2.....	128
Figure IV.13 : Localisation des échantillons analysés pour la séquence de Kamila.....	130
Figure IV.14 : Spectres de terres rares et spectres étendus aux éléments incompatibles pour les roches de la séquence de Kamila.....	132
Figure IV.15 : Diagramme triangulaire An-Ab-Or (wt %) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	136
Figure IV.16 : Spectres de terres rares et spectres étendus aux éléments incompatibles pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	136
Figure IV.17 : Diagramme isotopique Nd-Sr ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	138
Figure IV.18 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	138
Figure IV.19 : Modèle d'évolution des éléments en trace pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	142
Figure IV.20 : Diagramme Sr/Nd vs. Eu* pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	142
Figure IV.21 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	142
Figure IV.22 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ présentant la nouvelle nomenclature : groupes géochimiques A1 à A5 et B1 à B3.....	142
Figure IV.23 : Diagramme $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ vs. $\epsilon\text{Sr}_{(i)}$ ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	146
Figure IV.24 : Diagrammes Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	146
Figure IV.25 : Spectres d'éléments en trace des amphibolites « type E », « type D » et des roches gabbroïques du complexe de Chilas ; comparés à l'échantillon KG-44 du groupe Kiru-2, aux échantillons du groupe Kiru-3 et aux spectres de Type 3.....	146
Figure IV.26 : Carte simplifiée de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila montrant la localisation des principaux groupes géochimiques identifiés (A1 à A5 et B1 à B3) et les valeurs des âges disponibles pour cette séquence.....	148
Figure IV.27 : Comparaison entre les spectres d'éléments en trace du groupe A1 (Kiru-2) et d'autres formations typiquement associées aux stades initiaux de la subduction au sein de l'océan Néotéthys.....	148

Figure IV.28 : Diagramme Pb/Ce vs. La/Yb pour les domaines d'évolution géochimique A et B.....	154
Figure IV.29 : Diagramme U/Th vs. La/Yb pour les domaines d'évolution géochimique A et B.....	154
Figure IV.30 : Diagramme $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ vs. $\epsilon\text{Sr}_{(i)}$ ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	156
Figure IV.31 : Diagramme $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	156
Figure IV.32 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les roches de la section crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	158
Figure IV.33 : Diagramme Zr/Nb vs. Nb/Ta pour les domaines d'évolution géochimique A et B.....	159
Figure IV.34 : Diagramme isotopique Nd-Sr ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	160
Figure IV.35 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb ($t_0 = 100$ Ma) pour les granites intrusifs dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	160
Figure IV.36 : Modèle d'évolution géodynamique de l'arc du Kohistan entre ~117 Ma et 85 Ma.....	164
Figure V.1 : Comparaison des spectres d'éléments en trace pour les six principales unités (I à VI) distinguées dans la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila.....	178
Figure V.2 : Spectre d'éléments en trace calculé pour l'unité [croûte inférieure granulitique + granites intrusifs], comparé aux résultats obtenus pour le complexe métaplutonique et la croûte totale.....	178
Figure V.3 : Spectre d'éléments en trace de la croûte totale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé à la croûte théorique constituée de 50% de la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila de 50% de la section crustale du complexe de Chilas.....	178
Figure V.4 : Spectre d'éléments en trace de la croûte totale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé aux spectres moyens de sept arcs océaniques modernes....	182
Figure V.5 : Spectre d'éléments en trace de la croûte totale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé aux compositions estimées pour les différents niveaux de la croûte continentale et pour la croûte continentale globale.....	182
Figure V.6 : Spectre d'éléments en trace pour la composition moyenne des granites de la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila comparé aux spectres des compositions estimées pour les différents niveaux de la croûte continentale et pour la croûte continentale globale.....	182
Tableau I.1 : Composition moyenne en éléments majeurs des IAB, N-MORB, OIB et de la croûte continentale.....	14
Tableau IV.1 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la section crustale du complexe ultrabasique-basique de Jijal.....	121
Tableau IV.2 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Patan.....	125
Tableau IV.3 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Kiru.....	129
Tableau IV.4 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes distingués pour la séquence de Kamila.....	135

Tableau IV.5 : Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des principaux groupes de granites.....	140
Tableau V.1 : Compositions chimiques (éléments majeurs et en trace) ayant permis d'établir les différentes comparaisons du bilan de masse présenté en §IV.5.....	176

*A*nnexe A :

Techniques Analytiques

Table des matières

I. PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS	225
I.1. POUDRES DE ROCHES TOTALES	225
I.2. FRACTIONS DE MINÉRAUX.....	225
II. ANALYSE DES ÉLÉMENTS MAJEURS	225
III. ANALYSE DES ÉLÉMENTS EN TRACE.....	226
III.1. MISE EN SOLUTION DES ÉCHANTILLONS	226
III.1.1. <i>Roches totales</i>	226
III.1.2. <i>Minéraux</i>	226
III.2. DILUTION DES ÉCHANTILLONS	227
III.3. RÉGLAGES DE L'ICP-MS VG PQ-2 PLASMA QUAD	227
III.4. ACQUISITION DES DONNÉES	228
III.4.1. <i>Mesures</i>	228
III.4.2. <i>Dosage des éléments</i>	228
III.4.3. <i>Correction des interférences</i> :	229
III.4.4. <i>Validité des résultats</i>	230
IV. ANALYSES DES ISOTOPES DU ND, DU SR ET DU PB.....	232
IV.1. MATÉRIEL UTILISÉ POUR ÉVITER LES PHÉNOMÈNES DE CONTAMINATION	232
IV.2. MISE EN SOLUTION DES ÉCHANTILLONS	234
IV.2.1. <i>Roches totales</i>	234
IV.2.1.1. Préparation	234
IV.2.1.2. Lessivage.....	234
IV.2.1.3. Attaque-Reprise.....	234
IV.2.2. <i>Minéraux séparés</i>	235
IV.2.2.1. Préparation	235
IV.2.2.2. Lessivage.....	235
IV.2.2.3. Attaque-Reprise.....	236
IV.3. SÉPARATION SUR COLONNES.....	236
IV.3.1. <i>Séparation du Pb</i>	236
IV.3.2. <i>Pré-concentration des terres rares et des alcalino-terreux</i>	237
IV.3.3. <i>Séparation du Nd</i>	238
IV.3.4. <i>Séparation du Sr</i>	238
IV.4. MESURE DES RAPPORTS ISOTOPIQUES	239
IV.4.1. <i>Rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$</i>	239
IV.4.2. <i>Rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et isotopes du Pb</i>	240
IV.4.2.1. Rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	240
IV.4.2.2. Rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	241
IV.4.4. <i>Validité des résultats</i>	241
IV.4.5. <i>Calcul des rapports isotopiques initiaux</i>	244

I. Préparation des échantillons

Après avoir enlevées les surfaces altérées, les échantillons sont ensuite découpés en petits cubes (« sucres ») à la scie diamantée. Les cubes de roche sont ensuite rincés dans un bain d'eau distillée placé dans un bac aux ultrasons durant 30 minutes afin d'éliminer les poussières et les restes d'altération argileuse superficielle. Les fragments d'échantillons secs sont ensuite séparés en deux lots : un premier destiné à la préparation des poudres de roche totale et un deuxième lot réservé à l'analyse des minéraux séparés.

I.1. Poudres de roches totales

Les cubes sont concassés manuellement avec un pilon dans un mortier d'Abich en acier afin d'obtenir un granulats grossier (< 5 mm). Pilon et mortier sont lavés soigneusement entre chaque échantillon afin d'éviter toute contamination (plusieurs cycles de lavage à l'alcool, puis à l'eau distillée et séchage à l'air comprimé). Le granulats est ensuite broyé très finement avec une pulvérisette à bol d'agate (l'utilisation de l'agate permet notamment de s'affranchir d'une contamination en Nb-Ta). Le temps de broyage avant d'obtenir une poudre suffisamment fine (< à 2 μm) et homogène varie entre 45min et 2h suivant la nature de l'échantillon. La pulvérisette est lavée soigneusement selon le même procédé que le mortier d'Abich entre chaque échantillon. Les poudres ainsi obtenues sont conservées dans des piluliers hermétiques préalablement rincés et séchés à l'air comprimé.

I.2. Fractions de minéraux

Les cubes sont concassés à l'aide d'un broyeur à anneaux en acier. Les anneaux du broyeur sont brossés avec une brosse en acier puis lavés soigneusement entre chaque échantillon afin d'éviter toute contamination (lavage à l'alcool, puis à l'eau distillée et séchage à l'air comprimé). Le granulats obtenu est tamisé à l'aide d'une colonne de tamis. Les mailles de chacun des tamis sont soigneusement nettoyées à l'aiguille et à l'air comprimé entre le passage de chaque échantillon.

Seulement les fractions granulométriques de 175-100 μm ont été conservées pour séparer les fractions minérales. En effet, dans le cas des échantillons analysés pour cette étude, cette granulométrie permet de minimiser les proportions de grains « mixtes » contenant plusieurs phases minérales et contient des grains de taille raisonnable pour l'étape de purification sous loupe binoculaire.

Ces fractions sont ensuite divisées en fonction de leur magnétisme à l'aide d'un séparateur isodynamique « Frantz ». Cet appareil permet de concentrer des phases minérales spécifiques en fonction de leurs propriétés physiques (granulométrie, densité, magnétisme). Dans le cas de ce travail de thèse, des fractions de clinopyroxènes (Cpx), plagioclases (Pl) et hornblendes (Hbl) ont été concentrées à l'aide de cet appareil. Enfin, chacune des fractions minérales a finalement été purifiée au cours d'un tri méticuleux à l'aiguille sous une loupe binoculaire. Cette dernière procédure permet d'éliminer les derniers minéraux de nature différente, les grains mixtes, les minéraux contenant des inclusions, et enfin les minéraux montrant des traces d'altération.

II. Analyse des éléments majeurs

Les éléments majeurs ont été analysés par méthode XRF (X-ray fluorescence) avec un spectromètre Philips PW1404/10 au CIC de l'Université de Grenade (Espagne), en

collaboration avec C.J. Garrido. La précision des pourcentages d'oxydes déterminés est de l'ordre de 1%.

III. Analyse des éléments en trace

III.1. Mise en solution des échantillons

III.1.1. Roches totales

Un poids de 100 mg de poudre de roches totales a été attaqué pour chaque échantillon étudié ainsi que pour les standards BEN (basalte) et UBN (serpentinite) analysés conjointement. Les attaques s'effectuent dans des béchers en Téflon de 15 ml préalablement lavés à chaud pendant au moins 48h dans 2 bains acides successifs, puis rincés en H₂O purifiée (milliQ) et laissés 24h fermés à chaud à 95°C avec 1 ml d'HNO₃ concentré. Enfin, avant de recevoir les poudres d'échantillons à dissoudre, les béchers subissent une attaque « à blanc » qui consiste à rajouter un mélange de 0,5 ml d'HF + 0,2 ml de HClO₄ dans le bécher vide et de placer celui-ci à 150 °C pendant 48 h.

Ensuite, la procédure classique consistant en différentes étapes d'attaques – reprises se déroule de la manière suivante :

- **1^{ère} attaque : ajout d'1 ml de HF 48% et de 0,5 ml de HClO₄ à l'échantillon, le tout placé sur plaque chauffante à 150°C pendant 48h ;**
- **Evaporation** de la solution à 210 °C jusqu'à obtention d'une pâte visqueuse ;
- **2^e attaque :** ajout de 0,5 ml de HF et 0,25 ml de HClO₄, placé à chaud durant 48h à 150°C ;
- **Evaporation** à 210°C jusqu'à obtention d'une pâte visqueuse ;
- **Reprise** des résidus avec 0,25 ml de HClO₄ et évaporation immédiate à 150°C ;
- **Reprise** des résidus avec 0,15 ml de HClO₄ et évaporation immédiate à 180°C ;
- **Reprise** des résidus avec 0,10 ml de HClO₄ et évaporation immédiate à 210°C jusqu'à obtention d'un résidu totalement sec.

Les trois étapes d'évaporations successives à des températures de plus en plus élevées sur les résidus repris en acide perchlorique visent à éliminer les fluorures formés lors de la dissolution chimique des échantillons. En effet, la présence de fluorures est à la fois néfaste pour la verrerie et est surtout responsable de valeurs erronées par lessivage des HFSE (en particulier Nb et Ta) retenus le long du système d'introduction de l'échantillon et renvoyé vers la torche lors de l'analyse.

III.1.2. Minéraux

Les quantités attaquées varient entre 5 et 10 mg. Les attaques s'effectuent dans des béchers en Téflon® de 7 ml lavés selon la même procédure que celle décrite précédemment dans le cas des roches totales. Une procédure typique d'attaques – reprises se déroule de la manière suivante :

- **1^{ère} attaque :** ajout de 0,2 ml de HF 48% + 0,1 ml de HNO₃ 13N dans le bécher contenant les minéraux et mise à chaud sur plaque chauffante, pendant 48h, à environ 150 °C ;
- **Evaporation** à environ 210°C jusqu'à obtention d'une pâte ;

- **2^e attaque** : ajout de 0,1 ml de HF + 0,05 ml de HNO₃ + 1 goutte (env. 30 µl) de HClO₄, mise à chaud à environ 150 °C durant 24h ;
- **Evaporation** à 210°C pendant environ 1h jusqu'à obtention d'une pâte visqueuse ;
- **Reprise** des résidus avec 0,1 ml de HClO₄, puis évaporation immédiate à 150°C ;
- **Reprise** des résidus avec 0,1 ml de HClO₄, puis évaporation immédiate à 180°C ;
- **Reprise** des résidus avec 0,1 ml de HClO₄, puis évaporation immédiate à 210°C jusqu'à obtention d'un résidu totalement sec.

III.2. Dilution des échantillons

Les échantillons analysés par voie liquide en spectrométrie de masse à source plasma (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ou ICP-MS) se présentent classiquement sous forme d'une solution aqueuse légèrement acidifiée. La mise en solution doit être effectuée dans un laps de temps très court avant l'analyse afin d'assurer la stabilité des solutions préparées. Le meilleur acide qui produit une interférence minimale est l'HNO₃, concentré à 5%. De plus, cette concentration permet de garantir la longévité des cônes de l'ICP-MS. Le jour de l'analyse, les résidus sont repris en HNO₃ concentré (entre 0,125 ml et 0,25 ml en fonction du volume de la solution finale) puis dilués avec de l'eau ultrapure (1-2 ml). L'ensemble est alors placé dans le bac à ultrasons à 50°C jusqu'à obtention d'une solution limpide et homogène. Afin de ne pas saturer le collecteur de l'ICP-MS, les échantillons doivent être dilués selon un facteur variant entre 2000 et 4000 pour les roches totales, en fonction de leur nature (typiquement 2000 fois pour des péridotites « pauvres » et 4000 fois pour des gabbros et diorites plus « riches ») ; entre 1000 et 2000 fois pour les minéraux ; et enfin autour de 3500 et 7000 pour les standards UBN et BEN, respectivement. La solution finale, introduite dans l'ICP-MS, est composée du mélange « solution d'échantillon + H₂O ultrapure » auquel est rajouté une quantité précise des standards internes d'Indium et de Bismuth (permettent d'effectuer les corrections de biais interne) + un volume précis d'acide nitrique concentré représentant 2,5% du volume total. L'étape de dilution doit être faite avec grande précision (pesée des solutions à chaque étape intermédiaire) de façon à calculer avec le plus de justesse possible le facteur de dilution qui sera ensuite réinjecté dans les feuilles de calcul des concentrations.

III.3. Réglages de l'ICP-MS VG PQ-2 Plasma Quad

Les réglages de l'ICP-MS VG PQ-2 Plasma Quad (ISTEEM, Université Montpellier II), utilisé pour l'ensemble des analyses des échantillons de ce travail de thèse, s'effectuent en analysant en continu une solution de réglage appelée « SPEX ». Cette solution est dosée à 50-100 ppb et contient un nombre important d'éléments, depuis les masses les plus légères jusqu'aux masses les plus lourdes (Be, Mg, Co, In, Pb, U...).

Réglage de la torche :

La torche est montée sur un système de rails actionnés par des vis micrométriques. L'alignement de la torche est optimal lorsque la sensibilité atteinte sur la masse 115 de l'Indium est maximale.

Réglage de la résolution :

Ce réglage s'effectue en analysant les isotopes du magnésium (masses « légères » 24, 25, 26) et du plomb (masses « lourdes » 206, 207, 208) en mode comptage d'impulsions. On commence par acquérir les isotopes du Mg, puis on mesure la largeur des pics à 5% de leur hauteur maximale. Le réglage optimal est recherché en ajustant la commande ΔM afin

d'obtenir une largeur d'environ 0,75 amu. On procède ensuite de la même manière avec les isotopes du Pb en ajustant la commande de résolution.

Calibration de l'échelle de masse :

Cette procédure permet à l'ordinateur de calculer la relation entre l'échelle de masse vraie, telle qu'elle est définie par les espèces de masses connues, et l'échelle du convertisseur digital/analogique. Cette relation est exprimée comme un polynôme de 2^e degré, c'est pourquoi 3 points doivent être définis. Pour ce faire on analyse une série d'éléments couvrant un large spectre de masses : ⁹Be, ⁵⁹Co, ¹¹⁵In et ²³⁸U.

III.4. Acquisition des données

III.4.1. Mesures

Les mesures sont effectuées en mode « peak jumping » avec des temps de comptage ajustés en fonction de l'abondance des isotopes et de la concentration des éléments mesurés. Pour chaque échantillon, la mesure retenue est la moyenne de trois « runs » successifs au cours desquels les éléments sont mesurés quasi simultanément. La dérive de l'appareil tout au long de la procédure est corrigée au moyen des standards internes d'In et Bi rajoutés dans chaque solution à analyser. Une procédure d'analyse « type » est constituée par le passage des solutions suivantes :

- 1 blanc machine (donne la contamination provoquée par l'appareil) ;
- 1 blanc de procédure (donne la contamination engendré lors des étapes d'attaque acide + reprise et lors de la dilution des échantillons) ;
- passage des solutions échantillon (souvent la moitié du nombre total d'échantillons à analyser est mesuré à cette étape, soit entre 6 et 10 échantillons maximum) ;
- 5 solutions d'étalonnage (A0, A1, B0, B1 et Pr) nécessaires pour le dosage des éléments analysés et la correction des interférences isobariques ;
- passage du deuxième lot d'échantillons restant ;
- 2 standards naturels internationaux : UBN et BEN en second (BEN étant le plus riche des deux standards analysés).

L'appareil est nettoyé durant 3 minutes avec une solution d'HNO₃ à 5% entre chaque échantillon. Le rinçage est prolongé si l'échantillon qui précède est particulièrement riche. Il est important d'analyser les échantillons supposés être les moins riches en début d'analyse, lorsque les cônes sont les plus « propres » et que l'ICP montre le maximum de sensibilité. Les échantillons les plus riches (notamment en Ca, qui a un effet inhibiteur sur le signal) seront réservés pour la fin d'analyse, juste avant le passage des standards naturels.

III.4.2. Dosage des éléments

Les éléments sont dosés par la méthode de calibration externe. Des solutions de calibration, dont la concentration est connue, permettent de tracer des droites de calibration définies par l'équation :

$$y = a_1x + a_0,$$

où y est l'intensité mesurés en coups par seconde (cps), et x le rapport de la concentration sur le facteur de dilution. Les coefficients a₀ et a₁ sont obtenus par régression linéaire sur 3 points (zéro + 2 points suffisamment espacés).

Le Niobium et le Tantale présentent une exception du fait de la difficulté à mesurer ces éléments avec une grande justesse et définition. Ceci est directement relié à leur forte instabilité en solution et, d'autre part, parce qu'ils sont facilement piégés dans le système d'introduction des échantillons puis lessivés lors du passage des échantillons suivants (en particulier si ces échantillons n'ont pas été suffisamment évaporés pour éliminer l'HF d'attaque). Ce dernier phénomène se traduit par une importante diminution du nombre de coup/seconde mesuré pour ces éléments lors de 3 séries de mesure consécutives. Pour contourner ce problème, le calcul des concentrations en Nb et Ta se fait par la méthode de calibration interne utilisant le Zirconium et l'Hafnium comme standards internes. Les relations utilisées sont les suivantes :

$$[^{93}\text{Nb}] = ((^{93}\text{Nb})_{\text{cps}} / (^{90}\text{Zr})_{\text{cps}}) \cdot (M_{93\text{Nb}} / M_{90\text{Zr}}) \cdot [^{90}\text{Zr}] \cdot (\text{RSF}_{\text{Nb/Zr}})$$

$$[^{181}\text{Ta}] = ((^{181}\text{Ta})_{\text{cps}} / (^{178}\text{Hf})_{\text{cps}}) \cdot (M_{181\text{Ta}} / M_{178\text{Hf}}) \cdot [^{178}\text{Hf}] \cdot (\text{RSF}_{\text{Ta/Hf}})$$

Avec : [] = concentration de l'élément en ppm ou en ppb

()_{cps} = valeurs mesurées pour l'élément en nombre de coup/seconde

M = masse molaire de l'élément

RSF = Relative Sensibility Factor, dépendant des différences d'ionisation, de transmission et de détection entre les ions Nb et Zr, et Ta et Hf.

Le calcul de $\text{RSF}_{\text{Nb/Zr}}$ se fait à partir de la mesure des RSF de Nb et Zr par référence à une courbe de réponse de l'appareil donnant l'intensité mesurée en coups/seconde en fonction de la masse, établie lors de la procédure de calibration de l'échelle de masse. Les RSF représentent donc les rapports entre les valeurs mesurées par référence à cette courbe et les concentrations théoriques des éléments présents dans le plasma.

III.4.3. Correction des interférences :

Les ions moléculaires tels que les oxydes, ainsi que les ions doublement chargés peuvent affecter la réponse analytique de l'instrument. La plupart de ces phénomènes d'interférences sont provoqués par des processus de condensation et de combinaison d'ondes de chocs. Les conditions optimales sont établies pour le Ba, telles que $M^{++}/M^+ < 2\%$ et $MO^+/M^+ < 0,5\%$. Les interférences isobariques sont corrigées en fonction des valeurs obtenues pour cinq solutions de calibration :

- 2 solutions « A » et « A/2 » contenant les éléments suivants : Zr, Hf, Pb, Th, U, Rb, Ba, Sr, les LREE de La à Sm et les HREE de Er à Lu, avec la concentration de $[A/2] = [A]/2$;
- 2 solutions « B » et « B/2 » contenant les MREE de Eu à Ho, avec la concentration de $[B/2] = [B]/2$,
- 1 solution « Pr » contenant les éléments Pr, Sm et Eu.

Les interférences prises en compte dans les corrections pour le calcul des concentrations sont mentionnées dans le **tableau A-1** ci-après :

Masse	Élément interféré	Interférant
146	Nd	¹³⁰ BaO
149	Sm	¹³³ CsO
151	Eu	¹³⁵ BaO
157	Gd	¹⁴¹ PrO ; (¹⁴⁰ CeOH)
159	Tb	¹⁴³ NdO
163	Dy	¹⁴⁷ SmO
165	Ho	¹⁴⁹ SmO
167	Er	¹⁵¹ EuO ; (¹⁴⁹ SmO)
169	Tm	¹⁵³ EuO ; (155GdO)
174	Yb	¹⁵⁸ GdO ; Hf (¹⁵⁶ GdO ; ¹⁵⁸ DyO)
175	Lu	¹⁵⁹ TbO ; (¹⁵⁷ GdO)
178	Hf	¹⁶² DyO ; (¹⁶² ErO)

Tableau A-1 : Liste des interférences prises en compte dans les corrections.

III.4.4. Validité des résultats

La limite de détection de l'appareil (LOD) peut être appréciée par la relation :

$$LOD = 3\sigma$$

où σ est l'écart type, calculé pour dix sept passages d'un « blanc machine ». Les LOD obtenus entre les années 2004 et 2006 sont, dans la plupart des cas, de l'ordre du ppt (**Tableau A-2**) et sont considérablement inférieures aux concentrations les plus faibles des échantillons analysés au cours de ce travail de thèse.

Elément	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
LOD (ppb)	0,010	1,00	0,010	0,012	0,93	0,002	0,031	0,002	0,005	0,001	0,003	0,004	0,003
Elément	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
LOD (ppb)	0,005	0,001	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,004	0,28	0,017	0,003	0,005

Tableau A-2 : Limites de détection de l'ICP-MS de l'ISTEEM (Université Montpellier II) obtenues au cours de ce travail de thèse dans l'intervalle de temps 2004-2006.

Les « blancs chimie » permettent d'estimer l'importance des contaminations apportées par les acides utilisés, l'ensemble du matériel ayant servi lors des diverses manipulations et par l'utilisateur lors des diverses manipulations (**Tableau A-3**). A l'exception du Pb, l'ensemble des valeurs sont inférieures au ppb. Ces valeurs sont considérées comme négligeables par rapport aux concentrations en ces éléments des échantillons analysés durant ce travail.

Element	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Moyenne (ppb)	0,017	0,12	0,012	0,52	0,37	0,050	0,021	0,007	0,012	0,024	0,004	0,018	0,001
Ecart type	0,036	0,24	0,017	0,23	0,45	0,020	0,009	0,009	0,020	0,040	0,010	0,007	<0,001
Element	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Moyenne (ppb)	0,003	0,011	0,003	0,007	0,010	0,007	0,010	0,031	0,010	0,002	2,42	0,02	0,005
Ecart type	0,004	0,028	<0,001	0,003	0,010	0,019	0,010	0,075	0,010	0,002	2,02	0,01	<0,001

Tableau A-3 : Teneurs en éléments en trace dans les blancs de chimie des analyses à l'ICP-MS (moyenne de 13 blancs analysés).

Les résultats obtenus sur les standards BEN et UBN sont comparés aux valeurs de référence publiées dans la littérature (Figures A-1, **Tableau A-4**). Ces résultats montrent une très bonne

reproductibilité dans les mesures. De plus les valeurs obtenues sont tout à fait comparables aux valeurs publiées, et par conséquent valident les résultats obtenus sur nos échantillons.

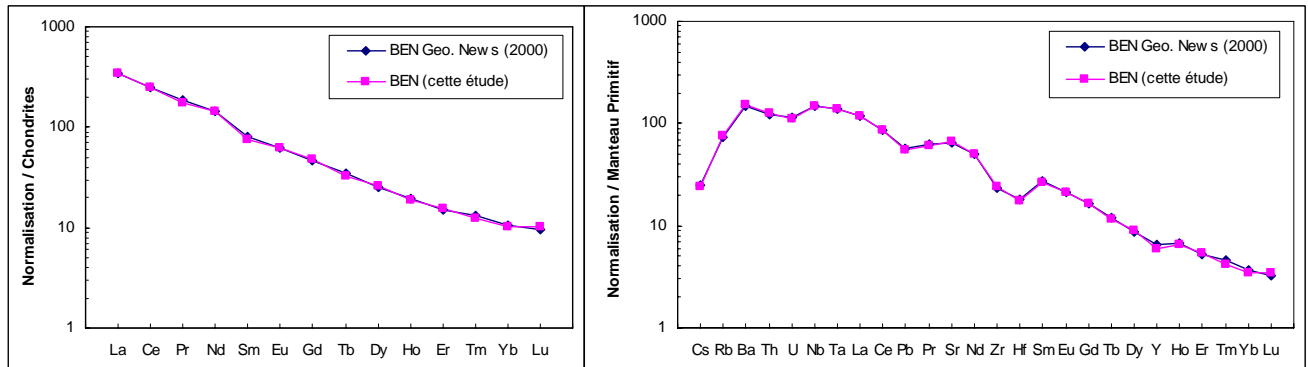


Figure A-1 : Spectres d'éléments en trace pour la moyenne de 13 standards BEN analysés durant ce travail de thèse, comparés aux valeurs de références (Geostandard Newsletter, 2000). Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989).

Element	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Référence*	47,0	1370	30,0	260	105	0,80	1025	82,0	152	17,5	67	12,2	3,60
Moyenne**	48,3	1401	27,2	268	105	0,78	1065	82,2	155	16,7	68	11,7	3,61
Ecart Type**	4,3	57	1,3	19	0	0,04	22	1,8	3	0,3	2	0,3	0,09
Element	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Référence*	9,70	1,30	6,40	1,10	2,50	0,34	1,80	0,24	5,60	5,70	4,00	10,4	2,40
Moyenne**	9,74	1,24	6,56	1,08	2,57	0,31	1,72	0,26	5,37	5,71	3,90	10,7	2,36
Ecart Type**	0,40	0,04	0,23	0,04	0,06	0,01	0,05	0,01	0,42	0,01	0,09	0,3	0,08

Tableau A-4 : Valeurs de concentrations (ppm) utilisées dans la figure A-1. (* : Valeurs de référence de Geostandard Newsletter, 2000 ; ** : cette étude).

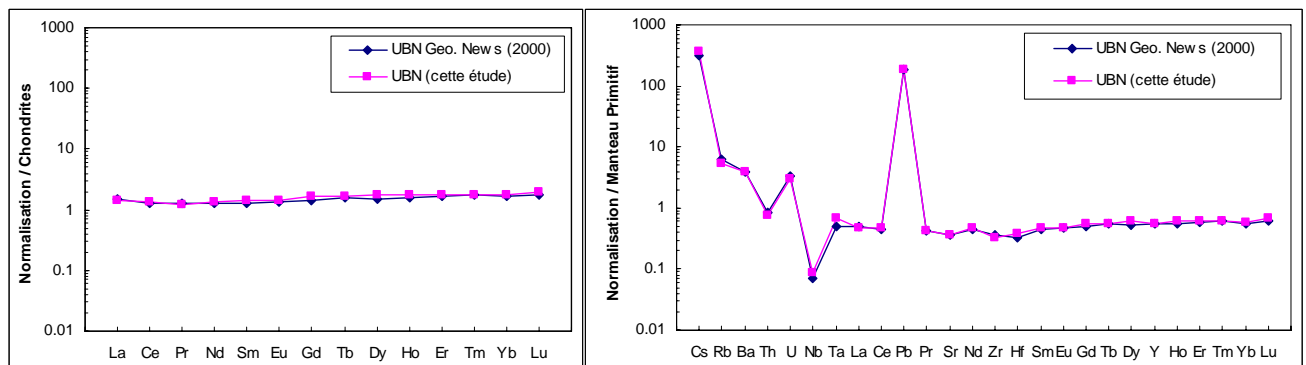


Figure A-2 : Spectres d'éléments en trace pour la moyenne de 13 standards UBN analysés durant ce travail de thèse, comparés aux valeurs de références (Geostandard Newsletter, 2000). Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989).

Elément	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Référence*	4,00	7,49	2,50	4,00	0,05	10,0	27,0	0,35	0,80	0,12	0,60	0,20	0,080
Moyenne**	3,47	7,80	2,46	3,68	0,062	11,9	27,3	0,33	0,82	0,12	0,63	0,21	0,081
Ecart Type**	0,68	0,51	0,08	0,43	0,01	0,2	0,9	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,002
Elément	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Référence*	0,30	0,060	0,38	0,090	0,28	0,045	0,28	0,045	0,10	0,02	13,0	0,070	0,070
Moyenne**	0,34	0,061	0,46	0,100	0,30	0,045	0,29	0,050	0,12	0,03	13,0	0,065	0,064
Ecart Type**	0,01	0,002	0,01	0,003	0,01	0,002	0,01	0,002	0,01	0,01	0,7	0,008	0,021

Tableau A-5 : Valeurs de concentrations (ppm) utilisées dans la figure A-2. (* : Valeurs de référence de Geostandard Newsletter, 2000 ; ** : cette étude).

IV. Analyses des isotopes du Nd, du Sr et du Pb

IV.1. Matériel utilisé pour éviter les phénomènes de contamination

Tous les acides utilisés pour les séparations chimiques sont de qualité suprapur MERCK et subissent trois cycles de distillation par sub-boiling afin d'atteindre un degré de purification maximum. Les valeurs des blancs des acides sont reportées dans le **tableau A-6**.

L'eau est purifiée par un système Millipore MilliQ Element Elix3 dont la résistivité est supérieure à 18,3 M Ω .

Le petit matériel jetable (cônes, tubes à centrifuger, catheter, embouts...) est lavé dans plusieurs bains successifs d'acides dilués selon la procédure suivante:

- un premier bain en HCl 30% durant 24h ;
- plusieurs rinçages à l'eau ultrapure ;
- lavage en HNO₃ 30% durant 24h ;
- plusieurs rinçages à l'eau ultrapure.

Ensuite, ce matériel est disposé individuellement avec une pince sur des égouttoirs placés dans des hottes à flux laminaire à air purifié.

Les béciers d'attaque et de récupération, en Téflon®, subissent un lavage intensif après leur utilisation. Ils sont tout d'abord nettoyés à l'acétone à l'intérieur comme à l'extérieur puis lavés une première fois à chaud pendant une heure, sur plaque chauffante, avec un acide concentré recyclé. Ensuite, ils sont placés dans un bac à ultrasons durant une heure. Après avoir été rincés plusieurs fois à l'eau, ils sont placés dans un bécier d'un litre et immergés dans un premier bain d'eau régale (33% HCl 10N + 33% HNO₃ 13N + 33% H₂O). Le tout est placé sur plaque chauffante à 110°C durant une durée minimale de 24h, ensuite les béciers sont rincés à l'eau purifiée plusieurs fois. Une deuxième étape consiste à une procédure similaire mais en présence d'acide HCl dilué. Enfin, la dernière étape de lavage en bécier de 1 litre est similaire aux précédentes mais en présence d'HNO₃ dilué.

Les béciers individuels de 7ml, 13 ml ou 21 ml sont ensuite remplis individuellement avec de l'HCl 6N distillé trois fois (HCl***) et placés sur plaque chauffante pendant 24h. Ils subissent enfin un dernier rinçage à l'eau purifiée de 24h à chaud avant d'être remis dans le cycle d'utilisation.

Dates	HBr 8N			Dates	H ₂ O			Dates	HF 48%			Dates	HNO ₃ 13N			Dates	HCl 6N		
	Pb	Sr	Nd		Pb	Sr	Nd		Pb	Sr	Nd		Pb	Sr	Nd		Pb	Sr	Nd
09/04/2004 Merck ***	34	70	5	9/04/2004	5	7	1	9/04/2004	27	28	1	09/04/2004	7	10	0.5	09/11/2004	38	113	<1
30/11/2004 Merck***	32	81	3.5	30/11/2004	0	5	1	30/11/2004	32	33	1.5	30/11/2004	13	11	2	30/11/2004	15	19	1
14/09/2005 Merck***	29	54	3	14/09/2005	5	20	1	14/09/2005	19	30	<1	14/09/2005	10	12	2	14/09/2005	26	59	1
11/01/2006 Merck***	24	62	/	11/01/2006	<1	5	<1	11/01/2006	14	17	<1	11/01/2006	11	16	<1	11/01/2006	7	28	<1
11/01/2006 Accros***	2.5	22	/	27/01/2006	<1	<1	<1	11/01/2006	4	13	<1	11/01/2006	5	13	1	11/01/2006	37	62	<1
				27/01/2006	<1	<1	<1	27/01/2006	1	2	<1	27/01/2006	2	2	<1	27/01/2006	<1	6	<1
				27/01/2006				27/01/2006	1	2	<1	27/01/2006	2	2	<1	27/01/2006	<1	1	<1

Tableau A-6 : Blancs d'acide (distillés 3 fois) et blancs d'eau ultrapure (en pg/cc) mesurés entre 2004 et 2006

IV.2. Mise en solution des échantillons

IV.2.1. Roches totales

IV.2.1.1. Préparation

Entre 100 mg et 1 g de poudre de roche est pesé et placé dans un bécher en Téflon® muni d'un couvercle vissant. L'estimation du poids d'échantillon à attaquer est fonction des concentrations de l'élément à analyser, mesurées au préalable à l'ICP-MS. Les quantités d'échantillons attaquées ont été ajustées afin d'obtenir une quantité minimale d'élément à analyser comprise entre 200 ng à 500 ng. Cette quantité requise permet d'assurer un signal de bonne qualité durant les analyses des rapports isotopiques et ainsi une bonne erreur sur les rapports considérés. Toutefois, la quantité maximale de prise d'échantillon ne doit pas être trop importante (< 1 g) afin d'éviter les effets de matrice qui entraînent une mauvaise séparation des éléments sur les colonnes de résine sur lesquelles sont élués successivement les éléments chimiques.

IV.2.1.2. Lessivage

A l'exception d'une série de roches ultrabasiques issues de la séquence mantellique de Jijal, la totalité des roches totales analysées au cours de ce travail de thèse a subi une phase préliminaire de lessivage acide préalable à l'étape de dissolution acide totale. Cette opération de lessivage a principalement été réalisée afin d'éliminer les potentielles traces d'altération présentes au sein de l'échantillon (altération météorique ou de basse température..) et processus secondaire enregistré par l'échantillon.

Par exemple, les échantillons présents à la base de la séquence crustale de Jijal (transition gabbro-norite à hornblende – granulite à grenat + transition hornblendite – grenatite) sont imprégnés d'un « liquide granitique » issu du processus de fusion/déshydratation des roches de la base de la croûte de l'arc du Kohistan (Garrido et al., 2006). Ce « film d'imprégnation », présent en position inter-granulaire au sein de la roche est plus facilement lessivable dans la mesure où il n'est pas contenu dans la « matrice minérale » des échantillons.

Le lessivage s'effectue dans 2 ml d'une solution de HCl*** 6N dans laquelle on a rajouté 5% de HF*** 48%. Les béchers sont placés 5 min aux ultrasons puis sur plaque chauffante (80°C) pendant 30 min. Une fois refroidis, les béchers sont à nouveau placés aux ultrasons. La solution de lessivage, contenue dans les béchers, est alors transférée dans des tubes à centrifuger. Le lessivat (surnageant) est pipeté après centrifugation. Le résidu subit alors plusieurs cycles de rinçage avec de l'H₂O ultrapure, jusqu'à l'obtention d'un surnageant limpide après centrifugation, afin, notamment d'éliminer les dernières traces de chlore. Les précipités contenus dans les tubes sont enfin transférés dans leurs béchers respectifs et mis à sécher sur plaque chauffante.

IV.2.1.3. Attaque-Reprise

L'attaque des échantillons se fait en milieu fluoro-nitrique (2,5 ml de HF*** 48% + 2,5 ml de HNO₃*** 13N) auquel est ajouté 2 gouttes (entre 40 et 60 ml) de HClO₄. L'ajout de HClO₄ favorise notamment la diminution du point d'ébullition de la solution d'attaque et permet d'éviter que l'attaque ne se produise en milieu fortement oxydant (propice à une mauvaise dissolution de la matrice des échantillons et surtout à l'apparition de précipités très difficiles à redissoudre). Les béchers sont scellés à l'aide de ruban Téflon® et disposés sur plaque chauffante (150°C) durant une semaine.

Après attaque, les échantillons sont mis à évaporer jusqu'à obtention d'une poudre sèche. Les résidus sont ensuite repris dans 2 ml de HNO₃*** 13N et les béchers sont à nouveau scellés avec du ruban de Téflon® puis disposés au minimum 48h sur plaque chauffante (150°C) et enfin évaporés à sec.

IV.2.2. Minéraux séparés

IV.2.2.1. Préparation

Une sélection de fractions « test » (~5 mg) des minéraux à analyser, représentative des principaux types de faciès de roches rencontrés, a été analysée à l'ICP-MS pour évaluer les poids de minéraux à mettre en attaque (entre 100 mg et 800 mg) en fonction des teneurs en éléments. Cette opération préliminaire a pour but essentiel d'avoir un signal optimal lors de l'analyse isotopique.

Les minéraux sont placés dans des béchers en Téflon® à bouchon vissant. Les béchers sont remplis à mi-hauteur d'acétone et disposés environ 10 min dans un bac à ultrasons. Les minéraux sont ensuite rincés avec de l'H₂O purifiée jusqu'à obtention d'une solution de rinçage parfaitement limpide.

Les minéraux sont ensuite transférés dans un mortier en agate non contaminant (lavé à l'alcool puis en HCl*** 1,5N entre chaque utilisation), pour être broyés le plus finement possible, puis transférés à nouveau dans leurs béchers en Téflon® respectifs.

IV.2.2.2. Lessivage

Les minéraux sont lessivés, en particulier dans le but d'éliminer les potentielles traces d'altération ainsi que certains minéraux accessoires facilement lessivables. Sur les fractions minérales, ce lessivage a pour but principal de lessiver les phases « interstitielles » secondaires potentiellement présentes dans les défauts cristallins du minéral (cassures, fractures...). Cette étape peut également servir à dissoudre les inclusions d'autres espèces minérales présentes potentiellement au sein de certains échantillons et non détectées lors du tri à la loupe binoculaire (ex : apatites translucides en inclusions dans des plagioclases...). Par exemple, dans le cas des rapports isotopiques du Pb mesurés dans les fractions de plagioclases, certains phosphates (par ex : les apatites) peuvent potentiellement être contenus en inclusion dans certains grains. Leur présence peut, dans le cas où ces phases en inclusions ne sont pas cogénétiques avec les plagioclases, modifier de façon significative les rapports isotopiques « vrais » des plagioclases (du fait de la richesse en U-Th, et donc en Pb radiogénique, de ces phases minérales). Les apatites et/ou monazites (phosphates) sont facilement lessivables en milieu acide chlorhydrique. Ainsi une étape préalable de lessivage des fractions minérales permet de s'approcher au plus près de la composition isotopique réelle des différentes phases minérales « pures ».

Les fractions de poudre de minéraux sont lessivées dans 2 ml de HCl*** à chaud. La normalité de l'acide utilisé est de 2,5 N pour les plagioclases et 6N pour les clinopyroxènes et les amphiboles. La durée et la température de lessivage sont respectivement de 15 minutes et de 60°C pour les plagioclases et de 30 minutes et de 80°C pour les clinopyroxènes et les amphiboles. Les résidus sont ensuite rincés et séchés de la même manière que dans le cas de la procédure décrite pour les roches totales. Une fois secs, une faible fraction des résidus, de l'ordre de 5 à 10 mg, est prélevée pour être analysée à l'ICP-MS. Cette technique permet d'ajuster finement les corrections d'âges pour chacune des fractions analysées.

IV.2.2.3. Attaque-Reprise

La procédure d'attaque des minéraux est similaire à celle des roches totales, simplement le volume d'acide est ajusté au poids d'échantillon à attaquer.

Après attaque, les échantillons sont mis à évaporer jusqu'à obtention d'une poudre sèche. Les résidus sont repris dans 2 ml de HNO₃*** 13N, puis les béchers à nouveau étanchéifiés et sont disposés au minimum 48h sur plaque chauffante (150°C) et enfin évaporés à sec.

IV.3. Séparation sur colonnes

IV.3.1. Séparation du Pb

Après l'évaporation à sec décrite à la fin de la procédure d'attaque-reprise des roches totales et des minéraux (cf. IV.2.1.3 et IV.2.2.3), 2 à 3 gouttes de HBr*** 8N concentré sont ajoutées pour complexer le plomb présent dans les échantillons sous la forme de bromures de Pb. Les béchers sont placés à chaud (~70°C) pendant une vingtaine de minutes et une fois refroidis, les résidus sont évaporés à sec. La procédure de séparation du Pb est adaptée d'après Manhes (1980). La séparation du Pb sur résine échangeuse d'ions avec récupération de la matrice éluée correspondant à la préconcentration des terres rares et du Sr. Pour cela on utilise des colonnes contenant 0,7 ml humide de résine anionique AG1x8. La résine ne s'utilise qu'une seule fois afin de limiter au maximum les phénomènes de contamination qui pourrait survenir lors de lavages insuffisants.

Les colonnes sont tout d'abord lavées à vide avant chaque utilisation en introduisant alternativement 2 ml de HCl 6N puis 2 ml de H₂O purifiée, durant trois cycles successifs. La résine AG1x8, conditionnée en H₂O purifiée, est ensuite introduite dans les colonnes et les colonnes sont à nouveau lavées en introduisant alternativement 2 ml de HCl*** 6N puis 2 ml de H₂O purifiée, durant trois cycles successifs.

Les résidus, contenant l'échantillon, sont repris dans 0,8 ml de HBr 0,5 N (préparé à partir d'un volume HBr*** 8N pour 15 volumes d'eau purifiée), homogénéisés aux ultrasons, puis transférés dans des tubes à centrifuger. Les tubes sont passés aux ultrasons puis centrifugés durant 10 min. Pendant ce temps, les béchers d'attaque (1) qui serviront à la récupération de la solution contenant les terres rares et le Sr sont lavés à chaud, fermés, en HCl*** 6N.

Les colonnes sont conditionnées avec 1 ml de HBr 0,5N. Une fois le volume d'acide écoulé, les béchers d'attaque (1) sont disposés à la base des colonnes afin de récupérer l'élué de la matrice.

Les surnageants contenus dans les tubes à centrifuger sont introduits dans les colonnes et les précipités contenus dans ces tubes sont remobilisés avec 1 à 2 ml de HCl*** 6N puis passés aux ultrasons et enfin centrifugés pendant 10 min. Les surnageants contenus dans ces tubes seront ajoutés aux béchers (1) avant évaporation.

La récupération des terres rares et du Sr est réalisée en introduisant plusieurs volumes successifs de HBr 0,5N (2 fois 0,8 ml puis 2 fois 1 ml). Des béchers de récupération propres (2) sont ensuite disposés à la base des colonnes, et le Pb complexé par les bromures est élué en introduisant 1 ml de HCl*** 6N.

Les béchers (1) et les béchers (2) contenant le Pb sont mis à évaporer. Les béchers (2) contenant le Pb sont prêts pour analyse.

La résine est enfin extraite des colonnes puis les colonnes sont lavées avant d'être stockées. Le lavage s'effectue en introduisant alternativement 2 ml de HCl 6N puis 2 ml de H₂O purifiée, durant trois cycles successifs.

IV.3.2. Pré-concentration des terres rares et des alcalino-terreux

Préalablement à la séparation spécifique du Nd et du Sr, les terres rares sont isolées du reste de la matrice de la roche présent dans la solution par séparation sur résine cationique AG 50Wx8. Un spectre d'élution typique correspondant à ce type de résine est présenté dans la figure A-3.

Après évaporation à sec des solutions contenues dans les béchers (1) (*cf.* ci-dessus), les résidus sont repris, selon leur taille, avec 0,3 ml à 0,5 ml de HNO₃*** 13N. Les béchers sont refermés et disposés sur plaque (80°C) durant 1h. Le but de cette opération est d'éliminer les derniers bromures piégés dans la matrice des résidus. Les béchers sont ensuite mis à évaporer et les résidus sont repris avec 0,5 ml de HCl*** 6N à chaud (80°C) durant 30 min. Les béchers sont à nouveau mis à évaporer et les résidus sont enfin repris avec 2 ml de HCl*** 1,5N. Le but de ces opérations est de complexer les terres rares et le Sr sous forme de chlorures. Les béchers sont disposés quelques minutes sur plaque chauffante puis passés aux ultrasons durant 10 min afin d'obtenir une solution parfaitement homogène. La solution est ensuite transférée dans des tubes à centrifuger puis, centrifugée pendant 10 min. Pendant ce temps, les béchers (1) qui serviront à la récupération de la solution contenant les alcalino-terreux (*cf.* ci-dessous) sont lavés à chaud, fermés, en HCl*** 6N.

Avant chaque séparation, les colonnes sont lavées par introduction alternative de 12 ml de HCl 6N et 12 ml de H₂O purifiée, trois fois de suite. Le conditionnement des colonnes s'effectue en milieu chlorhydrique fortement dilué, en introduisant 3 ml de HCl*** 1,5N. Une fois le volume d'acide de conditionnement écoulé, les surnageants contenus dans les tubes à centrifuger sont introduits dans les colonnes échangeuses d'ions.

Les éléments majeurs sont séparés par passage successif de 6 ml de HCl*** 1,5N et 6 ml de HCl*** 2,5N.

Les béchers (1) sont disposés à la base des colonnes et les alcalino-terreux (notamment le Sr et le Rb) sont récupérés en passant dans les colonnes 6 ml de HCl*** 2,5 N puis 2 ml de HCl*** 4N.

Des béchers de récupération propres sont enfin disposés à la base des colonnes et les terres rares (notamment le Nd et le Sm) sont récupérées après introduction de 8 ml de HCl*** 6N.

Les béchers de récupération sont mis à évaporer et les colonnes sont lavées avant stockage. Les lavages se font en introduisant en alternance 12 ml de HCl 6N et 12 ml de H₂O purifiée, trois fois de suite.

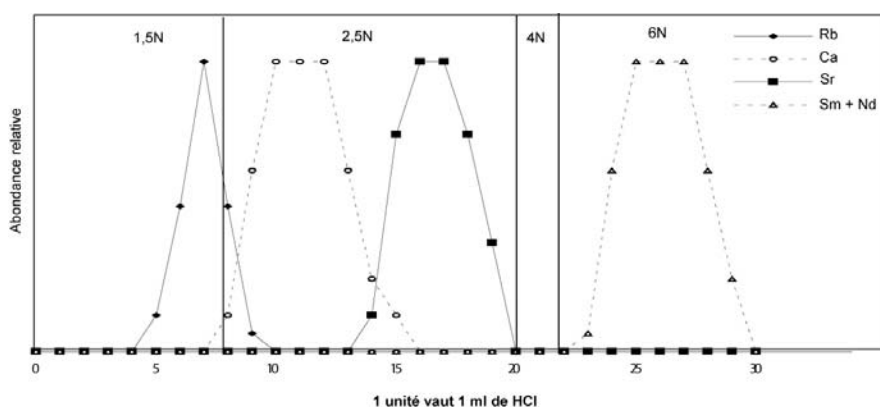


Figure A-3 : Spectre d'élution des colonnes utilisées pour la séparation des terres rares et des alcalino-terreux (résine cationique AG50Wx8).

IV.3.3. Séparation du Nd

Le Nd est extrait des autres terres rares, en particulier du Sm avec lequel il a un isotope en commun sur la masse 144, par chromatographie, en utilisant un support de billes de Téflon® conditionné avec un acide organique (acide HDEHP). Cet acide organique est fixé sur la surface de billes de téflon inertes de très petit diamètre (10° de μm), montées dans des colonnes en silice. L'acide organique HDEHP retient les terres rares en fonction de leur masse. L'élution des différentes terres rares s'effectue en milieu chlorhydrique très dilué (HCl 0,3N). Plus la terre rare à séparer est lourde et plus le volume d'acide nécessaire à son élution est élevé. Ce type d'extraction demande en conséquence une calibration précise des colonnes préalablement à la réalisation des séparations chimiques. Un exemple est donné dans la figure A-4.

La procédure de séparation se déroule de la façon suivante : Les résidus obtenus à la fin de la procédure décrite en IV.3.2., contenant les terres rares, sont repris avec 0,5 ml de HCl*** 0,3N et homogénéisés aux ultrasons. La reprise s'effectue à froid afin d'éviter une évaporation (même très faible) de l'acide, qui modifierait significativement sa normalité.

Les colonnes sont conditionnées avec 3 ml de HCl*** 0,3N. Une fois les colonnes vides, les échantillons sont introduits, puis après 20 min, un volume variable préalablement calibré de HCl*** 0,3N est introduit (par exemple, 3,7 ml pour la colonne présentée dans la figure A-4). Pendant ce temps, les béchers (2) qui contenaient les échantillons sont lavés fermés à chaud en HCl*** 6N.

Une fois le volume d'acide écoulé, les béchers (2) sont disposés à la base des colonnes et le Nd est récupéré après introduction d'un second volume de HCl*** 0,3N (par exemple, 4 ml pour la colonne présentée dans la figure A-4).

Une fois la récupération terminée, les béchers de récupération sont mis à évaporer. Les colonnes sont lavées en introduisant 8 ml de HCl 6N puis conditionnées avec 3 ml de HCl*** 0,3N avant d'être stockées. Une fois évaporés, les échantillons sont prêts pour analyse.

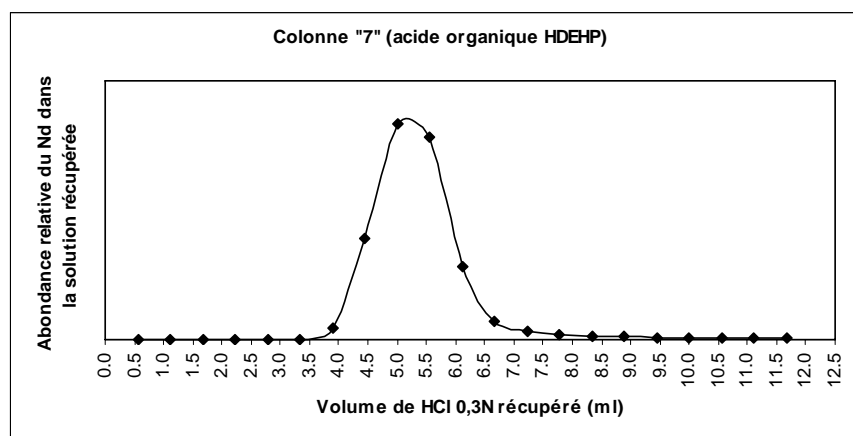


Figure A-4 : Exemple de spectre d'élution d'une colonne utilisée pour la séparation du Nd (acide organique HDEHP).

IV.3.4. Séparation du Sr

Le Rb et le Sr sont séparés sur des colonnes en téflon contenant de la résine Eichrom Sr Spec. La procédure suivie est celle décrite par Pin et al. (1994). Il s'agit d'une chimie par rétention : le strontium reste piégé sur la résine en milieu acide concentré ($> 1\text{N}$) et est libéré en milieu

acide dilué (0,05N). Cette chimie présente l'avantage d'être rapide, consomme relativement peu d'acide et demande un faible volume de résine pour être réalisée. Pin et collaborateurs (1994) ont toutefois mentionné un effet de mémoire pour cette résine. Cependant la procédure de lavage que nous avons employée nous a permis d'avoir des blancs de chimie inférieurs à 60 pg en moyenne, même après une dizaine de séparations réalisées sur le même jeu de colonnes.

Avant d'être introduite dans les colonnes, la résine, conditionnée avec du HNO₃ 0,05N, est rincée avec du HCl 6N. La résine est ensuite séchée à l'air et 165 mg sont pesés et introduits dans les colonnes. Avant de procéder aux séparations des échantillons, chaque nouvelle colonne est calibrée avec une solution normale pour vérifier les pics d'élution des éléments à séparer (Figure A-5).

Les colonnes sont lavées en introduisant alternativement 10 ml de HCl 6N puis 10 ml de HNO₃*** 0,05N, durant trois cycles successifs.

Les résidus obtenus à la fin de la procédure décrite en IV.3.2. sont repris avec 2 gouttes d'HNO₃*** 13N puis les béchers sont disposés fermés environ 10 min sur plaque chauffante (80°C). Les échantillons sont enfin repris avec 1 ml de HNO₃*** 2N à chaud puis transférés dans des tubes et centrifugés 10 min.

Dans le même temps, 4 ml de HNO₃*** 2N sont introduits dans les colonnes afin de les conditionner. Une fois le volume écoulé, les surnageants contenus dans les tubes à centrifuger sont introduits dans les colonnes.

Des volumes successifs de 1 ml de HNO₃*** 2N, 1 ml de HNO₃*** 2N, 3 ml de HNO₃*** 7N et 0,5 ml de HNO₃*** 3N sont ensuite introduits dans les colonnes pour éliminer en particulier le Rb et le Ba. Pendant ce temps, les béchers (1) qui contenaient les échantillons sont lavés à chaud en HCl*** 6N.

Une fois les volumes écoulés, les béchers (1) sont disposés à la base des colonnes et le Sr est récupéré après passage de 6 ml de HNO₃*** 0,05N dans les colonnes.

Les béchers (1) sont enfin mis à évaporer et les échantillons sont alors prêts pour analyse.

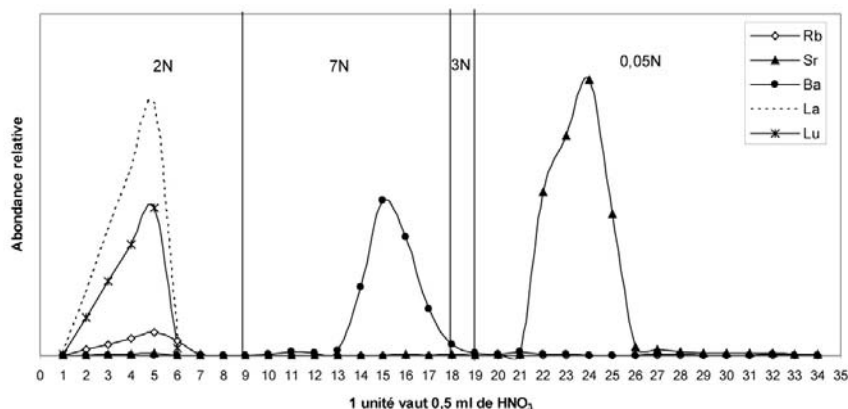


Figure A-5 : Spectre d'élution des colonnes utilisées pour la séparation du Sr (résine Eichrom Sr.Spec).

IV.4. Mesure des rapports isotopiques

IV.4.1. Rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

Les mesures des rapports isotopiques du strontium ont été réalisées sur un spectromètre de masse Finnigan Triton Ti au Laboratoire de Géochimie LABOGIS de Nîmes.

Les résidus secs contenant le Sr sont repris dans une solution de HNO₃*** 0,1 N avant d'être déposés sur un filament de rhénium dégazé.

Le dégazage des filaments s'effectue à l'aide d'un banc de dégazage Finnigan permettant le dégazage rapide (< 2h) d'une série de 30 filaments montés sur support. La procédure de dégazage utilisée pour ce travail se décompose selon trois paliers distincts : (1) une fois la pression optimale atteinte (< 2.10⁻⁶ mbar), chauffe progressive des filaments à une vitesse de 0,15A/min jusqu'à une intensité de 4,5 A ; (2) chauffe pendant 30 min à une intensité de 4,5 A ; (3) diminution progressive de l'intensité à une vitesse de 0,15A/min jusqu'à une intensité de 0 A et enfin coupure du système de pompage de vide.

Le dépôt sur filaments s'effectue sur un banc de dépôt Finnigan, qui permet le dépôt sur cinq filaments en simultané. L'intensité pendant le dépôt est de 0,5 A. La méthode de dépôt utilisée est la méthode dite « en sandwich ». Cette technique consiste à déposer dans un premier temps 2 µl d'une solution au tantale, puis juste avant que le résidu ne devienne sec (c'est-à-dire lorsque le dépôt présente l'aspect d'un gel), 1 µl de la solution contenant l'échantillon est déposée. Lorsque le dépôt présente à nouveau l'aspect d'un gel, 1 µl de la solution au Ta est enfin déposé. Une fois le dépôt sec, l'intensité est montée progressivement jusqu'à ce que le filament rougeoisie (en général I ~2A). Cette intensité est maintenue pendant 10s environ puis abaissée progressivement jusqu'à zéro. Les filaments sont prêts à être introduits dans la source du spectromètre.

Une fois les filaments introduits dans la source, et après obtention d'une valeur de vide optimale dans la source et dans la pompe ionique, les filaments sont chauffés progressivement jusqu'à une température de 1480°C environ.

L'acquisition des résultats se fait via la mesure d'une série de cinq blocs de 15 rapports.

Les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et ⁸⁴Sr/⁸⁶Sr mesurés sont corrigés de la discrimination de masse par normalisation au rapport de référence ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.3752090. Les interférences éventuelles du ⁸⁷Rb sur le ⁸⁷Sr sont corrigées en mesurant le ⁸⁵Rb.

La précision sur les mesures durant cette étude était meilleure que 1,3.10⁻⁵ (2σ) pour l'ensemble des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Pour s'assurer de la validité des résultats, les rapports isotopiques du standard NBS 987 sont mesurés en parallèle aux échantillons, au début de chaque journée d'analyse. La moyenne des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtenus est de 0.710256±10 (n = 22).

IV.4.2. Rapports ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd et isotopes du Pb

Les rapports isotopiques du Nd et du Pb ont été mesurés au service commun National de Lyon (Ecole Normale Supérieure de Lyon, ou ENS) sur les MC-ICP-MS (ICP-MS à multi-collection) VG P54 et sur le Nu 500. L'acquisition des résultats se fait via l'acquisition d'une série de deux blocs de vingt rapports. Le Nu 500, d'une génération plus récente par rapport au P54, est doté d'une sensibilité supérieure permettant l'analyse d'une quantité moindre d'éléments. Cet appareil possède également une plus grande stabilité (dérive plus faible) autorisant l'analyse d'un nombre plus important d'échantillons entre deux standards.

L'analyse des échantillons s'effectue par voie liquide dans une solution faiblement concentrée de HNO₃ (0,05N). Entre chaque passage, le nettoyage de l'appareil s'effectue en passant une solution de HNO₃ à 3% jusqu'à obtention d'un bruit de fond correspondant aux bruits intrinsèques des cages de Faraday.

IV.4.2.1. Rapports ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd

Les résidus secs contenant le Nd sont repris à chaud (80°C) dans 2 ml de HNO₃*** 0,05N et homogénéisés aux ultrasons. Une solution de 2 ml contenant environ 200 ppb d'échantillon

(mesure sur le VG P54) ou bien 50 ppb d'échantillon (mesure sur le Nu 500) est transférée dans un tube afin d'être analysée. Lors de l'analyse des rapports isotopiques, des standards de type JMC « maison » (standard de l'ENS caractérisé par Luais et al., 1997) sont passés tous les deux échantillons (mesure sur le VG P54) ou bien tous les quatre échantillons (mesure sur le Nu 500) afin d'appliquer un facteur de correction aux valeurs mesurées pour les échantillons. Les valeurs des standards fournissent une moyenne de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512134 \pm 23$ ($n = 109$). L'ensemble des échantillons fournit des erreurs définies à 2σ de l'ordre de 1.10^{-5} .

IV.4.2.2. Rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

La mesure des rapports isotopiques du Pb se fait par la méthode de normalisation au Tl (via la mesure des rapports $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$), décrite par White et al. (2000).

Les résidus secs contenant le Pb sont repris à chaud (80°C) dans 2 ml d'une solution de HNO_3 *** 0,05N contenant 30 ppb de Tl, et homogénéisés aux ultrasons. Une solution de 2 ml contenant environ 200 ppb d'échantillon (mesure sur le VG P54) ou bien 50 ppb d'échantillon (mesure sur le Nu 500) est transférée dans un tube afin d'être analysée. Lors de l'analyse des rapports isotopiques, des standards de type NBS 981 sont passés tous les deux échantillons. Les compositions isotopiques du Pb ont été mesurées avec une précision externe de l'ordre de 100-150 ppm pour les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. L'ensemble des échantillons fournit des erreurs définies à 2σ en moyenne inférieures à 2.10^{-4} pour les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et inférieures à 7.10^{-4} pour les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

IV.4.4. Validité des résultats

Afin de garantir l'absence d'un biais au niveau des mesures, lié à un phénomène de contamination, des mesures de blancs d'attaque et de chimie ont été effectuées très régulièrement (en moyenne un blanc d'attaque et/ou de chimie par série de 10 échantillons). La contribution totale des blancs pour une analyse isotopique de 100 g d'échantillon est inférieure à 65 pg, 60 pg et 30 pg pour le Pb, le Sr et le Nd, respectivement. Ces valeurs sont considérées comme négligeables par rapport aux concentrations en ces éléments de l'ensemble des échantillons analysés pour cette étude.

La reproductibilité des analyses est donnée par l'analyse de duplicata. Des duplicata ont ainsi été produits régulièrement, au sein d'une même série d'échantillons analysés, ainsi que pour des échantillons provenant de séries analysées à plusieurs mois d'intervalle. Les échantillons dupliqués sont reportés dans le **tableau A-7**. On observe une très bonne reproductibilité, et dans la plupart des cas, les échantillons dupliqués présentent des valeurs strictement identiques à la marge d'erreur près.

Les rapports isotopiques mesurés des échantillons ont parfois été affectés d'un facteur de correction lorsque les standards analysés entre les groupes d'échantillons s'écartaient des valeurs recommandées. Les rapports isotopiques en Sr, Nd et Pb de l'ensemble des standards analysés durant ce travail de thèse sont reportés dans la figure A-6. La ligne horizontale en trait plein indique la valeur de référence. On remarque que les rapports isotopiques du Sr obtenus en spectrométrie à source solide sont extrêmement stables, et la déviation par rapport à la valeur recommandée est inexistante à très faible. De fait, l'application d'un facteur de correction sur les rapports isotopiques mesurés pour les échantillons s'avère inutile.

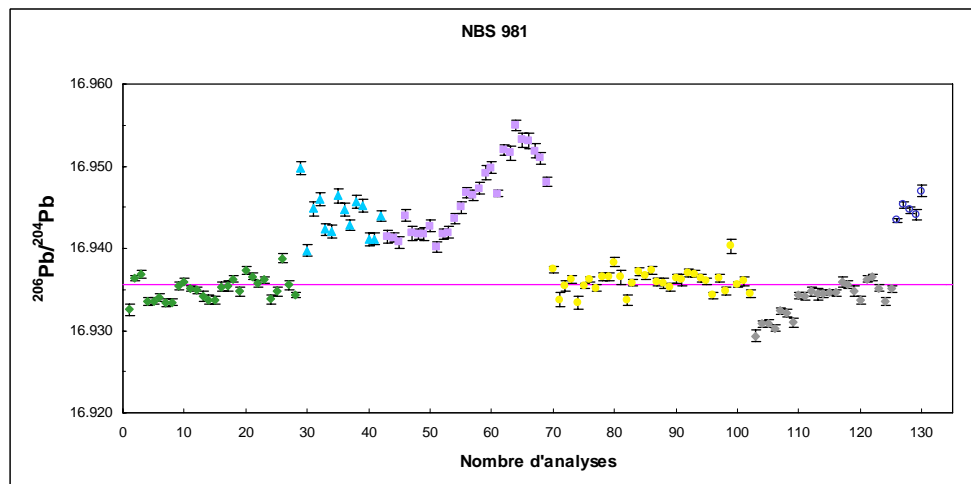
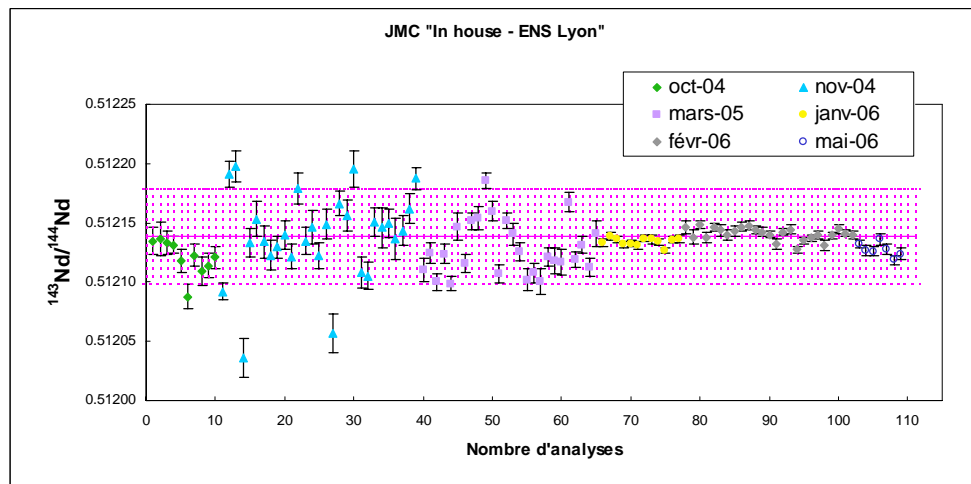
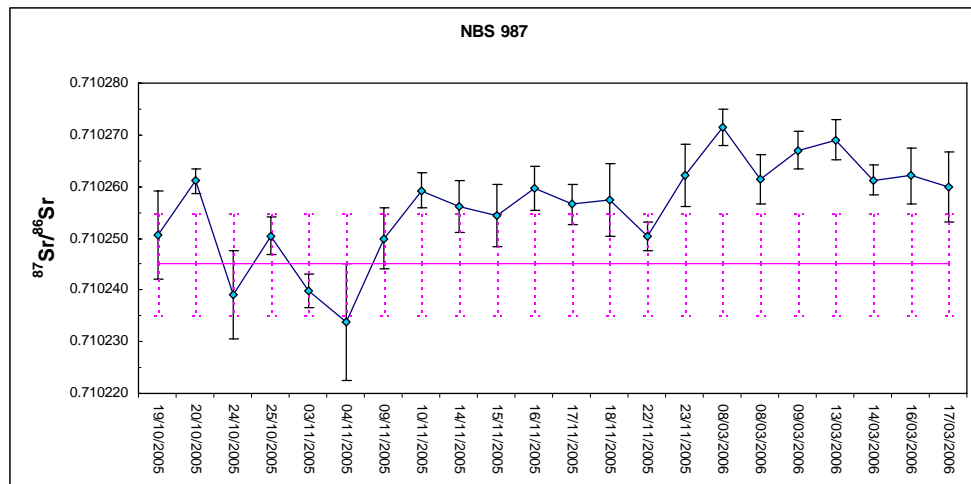
Les compilations de mesures de standards pour le Nd et le Pb montrent une différence remarquable entre les sessions d'Octobre 2004 à Mars 2005, et de Janvier 2006 à Mai 2006.

Echantillon	Minéral	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
UM01-122	WR	0.703211 ± 7	0.512984 ± 4	18.0698 ± 8	15.5185 ± 8	38.1074 ± 18
UM01-122-dup	WR	0.703208 ± 3	0.513031 ± 16	18.0531 ± 21	15.5204 ± 19	38.0889 ± 46
UM01-124	WR	0.704070 ± 7	0.512844 ± 13	18.6553 ± 6	15.5791 ± 8	38.9798 ± 23
UM01-124-dup	WR	0.704062 ± 9	0.512870 ± 13	18.6124 ± 7	15.5730 ± 9	38.8961 ± 22
UM01-125	WR	0.704097 ± 7	0.512844 ± 12			
UM01-125-dup	WR	0.704077 ± 14	0.512809 ± 12			
UM01-128	WR	0.703627 ± 13	0.512973 ± 19	18.2367 ± 6	15.5306 ± 6	38.2788 ± 16
UM01-128-dup	WR	0.703634 ± 12	0.513030 ± 11	18.2189 ± 4	15.5328 ± 6	38.2609 ± 18
UM01-129	WR	0.704369 ± 8	0.512921 ± 18			
UM01-129-dup	WR	0.704367 ± 13	0.512888 ± 16			
KH04-06	WR	0.703668 ± 1	0.513002 ± 9			
KH04-06-dup	WR	0.703664 ± 2	0.512987 ± 6			
KH97-080	WR	0.704061 ± 7				
KH97-080-dup	WR	0.704065 ± 3				
KH97-083	WR	0.703909 ± 3	0.512973 ± 4			
KH97-083-dup	WR	0.703907 ± 2	0.512966 ± 48			
KH97-106	WR	0.703917 ± 2	0.513042 ± 23			
KH97-106-dup	WR	0.703922 ± 7	0.513012 ± 20			
KH97-110	WR	0.703942 ± 2		18.5144 ± 8	15.5761 ± 7	38.6761 ± 18
KH97-110-dup	WR	0.703940 ± 6		18.4649 ± 22	15.5676 ± 18	38.6060 ± 46
KH97-111	WR	0.703925 ± 10		18.5190 ± 11	15.5843 ± 10	38.6967 ± 27
KH97-111-dup	WR	0.703935 ± 10		18.5070 ± 8	15.5820 ± 7	38.6770 ± 21
KH97-112	WR	0.704100 ± 3	0.512937 ± 6	17.2621 ± 9	15.5234 ± 7	37.1054 ± 20
KH97-112-dup	WR	0.704137 ± 5	0.512988 ± 43	17.3449 ± 6	15.5270 ± 4	37.2052 ± 16
KH97-113	WR	0.703969 ± 5	0.512925 ± 8	18.5281 ± 4	15.5763 ± 5	38.6853 ± 14
KH97-113-dup	WR	0.703998 ± 5	0.512894 ± 11	18.4914 ± 5	15.5833 ± 7	38.6461 ± 18
KH97-114	WR	0.703938 ± 4	0.512897 ± 13	18.5299 ± 6	15.5830 ± 8	38.7108 ± 22
KH97-114-dup	WR	0.703949 ± 14	0.512974 ± 24	18.5056 ± 6	15.5789 ± 6	38.6725 ± 18
KH97-118	WR	0.703963 ± 9	0.512862 ± 11	18.5423 ± 6	15.5808 ± 6	38.6916 ± 18
KH97-118-dup	WR	0.703977 ± 8	0.512861 ± 11	18.5097 ± 5	15.5859 ± 5	38.6456 ± 15
BKI-158-A	WR	0.703922 ± 2	0.512924 ± 15	18.5363 ± 5	15.5827 ± 3	38.7026 ± 10
BKI-158-A-dup	WR	0.703920 ± 4	0.512890 ± 7	18.5354 ± 7	15.5792 ± 6	38.6978 ± 16
KG-18	WR	0.703976 ± 3	0.512831 ± 8	18.5529 ± 7	15.6098 ± 6	38.6813 ± 16
KG-18-dup	WR	0.703985 ± 4	0.512802 ± 21	18.5430 ± 9	15.6106 ± 8	38.6598 ± 23
KG-31	WR	0.703617 ± 3	0.512913 ± 5			
KG-31-dup	WR	0.703621 ± 10	0.512898 ± 5			
KG-51	WR	0.703968 ± 3		18.6839 ± 9	15.5717 ± 8	38.8825 ± 21
KG-51-dup	WR	0.704001 ± 4		18.6801 ± 6	15.5712 ± 6	38.9078 ± 20
KH97-047	Cpx	0.703974 ± 3		18.6019 ± 21	15.6218 ± 17	38.8017 ± 41
KH97-047-dup	Cpx	0.703971 ± 2		18.6180 ± 18	15.6249 ± 17	38.8166 ± 44
KH97-060	Cpx	0.704991 ± 4		18.5541 ± 9	15.6080 ± 7	38.7257 ± 25
KH97-060-dup	Cpx	0.704986 ± 2		18.5630 ± 12	15.6049 ± 11	38.7292 ± 35
KH97-077	Cpx	0.704284 ± 6		18.4672 ± 38	15.5915 ± 32	38.5984 ± 77
KH97-077-dup	Cpx	0.704302 ± 3		18.5254 ± 23	15.6085 ± 18	38.6823 ± 47
KH97-080	Cpx	0.704043 ± 4	0.512992 ± 4	18.5297 ± 46	15.5835 ± 36	38.6652 ± 94
KH97-080-dup	Cpx	0.704063 ± 5	0.512877 ± 29	18.5135 ± 32	15.5799 ± 27	38.6483 ± 72
KH97-083	Cpx	0.703862 ± 2	0.512996 ± 16			
KH97-083-dup	Cpx	0.703868 ± 2	0.512965 ± 31			
KH97-099	Cpx	0.703990 ± 2				
KH97-099-dup	Cpx	0.703981 ± 1				
BKI-158-A	Cpx	0.703971 ± 3				
BKI-158-A-dup	Cpx	0.703975 ± 2				
KH97-113	PI	0.703937 ± 4	0.512795 ± 22	18.5312 ± 10	15.5806 ± 8	38.7077 ± 29
KH97-113-dup	PI	0.703922 ± 4	0.512931 ± 28	18.5315 ± 7	15.5787 ± 6	38.6950 ± 14
KH97-114	PI			18.5330 ± 7	15.5819 ± 9	38.7085 ± 24
KH97-114-dup	PI			18.5260 ± 5	15.5772 ± 7	38.6931 ± 20

Tableau A-7 : Résultats obtenus sur les duplicates de minéraux et roches totales.

Dans le deuxième cas, on observe une meilleure stabilité de valeurs de standards. Cette différence traduit en fait le remplacement de l'appareillage MC-ICP-MS, passage du VG P54 au Nu 500.

Dans tous les cas de figures, lorsque deux standards analysés entre une série d'échantillons ne se recouvraient pas à la marge d'erreur, les échantillons ont été analysés à nouveau entre deux nouveaux standards, après un réglage de l'appareillage lorsque cela était nécessaire.



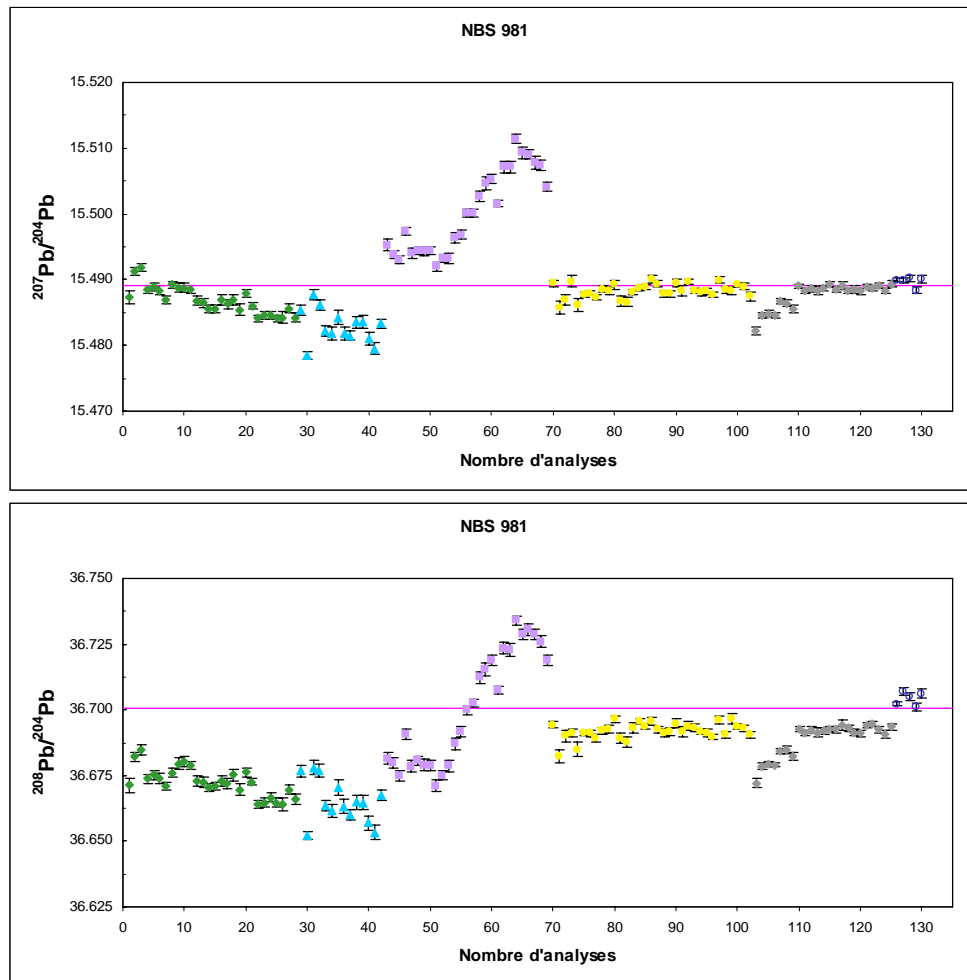


Figure A-6 : Compilations des analyses de standards effectuées au cours des analyses isotopiques en Sr, Nd et Pb réalisées pendant ce travail de thèse, entre 2004 et 2006. La ligne horizontale en trait plein indique la valeur de référence pour les différents standards et rapports isotopiques concernés.

IV.4.5. Calcul des rapports isotopiques initiaux

Le calcul des rapports isotopiques initiaux a été effectué d'après les lois de la désintégration radioactive et les constantes de désintégration des isotopes pères radioactifs données par Faure (1986). Une valeur de 100 Ma a été arbitrairement choisie pour la correction d'âge. Cette valeur correspond globalement à une phase majeure de plutonisme dans la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila, datée avec précision par la méthode U-Pb sur zircons par Schaltegger et al. (2002). Cette étude a permis de démontrer que la séquence de Jijal-Patan-Kiru-Kamila enregistre le fonctionnement de l'arc en domaine intra-océanique sur une durée d'environ 30 Ma, c'est à dire entre ~117 Ma et ~85 Ma. La valeur de référence à 100 Ma, utilisée pour la correction d'âge, représente la moyenne à ± 15 Ma pour l'intervalle de temps total considéré (i.e. 30 Ma).

Il faut souligner qu'une différence de ± 15 Ma sur l'âge utilisé pour la correction d'âge n'entraîne pas de déplacement visible des points analytiques corrigés lors de leur report dans les diagrammes de corrélation. Ainsi, une même valeur de 100 Ma d'âge a été attribuée à l'ensemble des échantillons pour effectuer les corrections d'âge.

*A*nnexe B :

Tableaux des Chapitres III et IV

	KH97-038	KH97-047	KH97-050	KH97-057	KH97-060	KH97-077
Rb	0.065	0.009	0.058	0.066	0.071	0.15
Sr	18.2	15.4	11.7	13.3	25.0	6.55
Y	1.91	4.12	3.07	2.05	1.77	6.20
Zr	0.49	1.20	0.66	0.16	0.19	1.20
Nb	0.058	0.017	0.027	0.036	0.045	0.019
Cs	0.050	0.023	0.050	0.013	0.065	0.31
Ba	1.70	0.34	2.40	0.65	1.34	1.41
La	0.081	0.10	0.055	0.022	0.029	0.054
Ce	0.30	0.38	0.25	0.092	0.13	0.26
Pr	0.060	0.10	0.066	0.022	0.029	0.080
Nd	0.39	0.76	0.46	0.18	0.21	0.65
Sm	0.19	0.40	0.25	0.12	0.11	0.43
Eu	0.087	0.19	0.12	0.060	0.054	0.21
Gd	0.31	0.68	0.45	0.23	0.21	0.83
Tb	0.060	0.13	0.086	0.048	0.041	0.16
Dy	0.45	0.93	0.64	0.38	0.31	1.24
Ho	0.092	0.19	0.14	0.083	0.067	0.26
Er	0.26	0.54	0.37	0.23	0.19	0.72
Tm	0.035	0.076	0.051	0.031	0.026	0.098
Yb	0.22	0.46	0.31	0.19	0.16	0.59
Lu	0.034	0.072	0.047	0.029	0.026	0.090
Hf	0.023	0.090	0.039	0.011	0.012	0.095
Ta	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	0.004
Pb	0.55	0.079	0.57	0.58	0.66	0.72
Th	0.007	0.000	0.012	0.009	0.007	0.007
U	0.011	0.000	0.012	0.013	0.015	0.012

'Tableau B1: Analyses des éléments en traces des fractions de Cpx pour les wehrlites-pyroxénites de la séquence mantellique de Jijal.

Name Unit Lat(N) Long(E) wt %	Dunites						Wehrlites			
	KH97-009	KH97-012	KH97-015	KH97-044	KH97-052	KH97-058	KH97-016	KH97-023	KH97-028	KH97-053
UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ
35°02'22.31"	35°02'22.42"	35°02'23.60"	35°02'47.66"	35°02'29.98"	35°03'13.77"	35°02'23.60"	35°02'36.43"	35°02'42.68"	35°03'06.14"	
72°55'54.60"	72°56'00.64"	72°56'02.93"	72°56'49.68"	72°56'56.33"	72°57'00.17"	72°56'02.93"	72°56'17.46"	72°56'25.66"	72°56'59.89"	
SiO ₂	38.33	39.12	37.99	39.76	40.20	39.79	46.86	46.13	47.34	46.64
TiO ₂	0.02	0.00	0.06	0.01	0.01	0.06	0.06	0.01	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	1.10	0.42	1.14	0.39	0.12	0.13	2.52	0.54	1.01	0.49
FeOT	14.81	10.73	11.60	9.23	8.61	9.52	8.19	8.01	6.38	6.10
MnO	0.18	0.16	0.12	0.13	0.10	0.15	0.17	0.24	0.05	0.06
MgO	42.49	44.54	37.48	40.98	49.21	45.91	26.45	31.17	28.68	33.90
CaO	0.66	0.71	0.96	0.93	0.26	0.25	8.50	6.66	10.65	10.85
Na ₂ O	0.09	0.11	0.05	0.08	0.14	0.11	0.06	0.04	0.04	0.50
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	1.22	2.65	9.21	7.14	0.00	1.48	6.27	8.00	6.17	0.68
SUM	98.90	98.45	98.61	98.66	98.64	97.41	99.08	100.80	100.34	99.27
Mg#	84	88	85	89	91	90	85	87	89	91
ppm										
Sc	6	8	10	9	5	8				20
Ti										
V	56	32	66	22	32	25				58
Ni	1423	1780	1328	1317	1911	1414				997
Cr	5985	4355	6337	2779	4379	2358				3 277
Rb	0.063				0.029	0.026	0.122	0.021	0.063	
Sr	0.807				0.214	0.753	5.07	6.77	6.27	
Y	0.059				0.033	0.037	0.28	0.72	0.49	
Zr	0.044				0.014	0.021	0.123	0.130	0.095	
Nb	0.039				0.017	0.027	0.037	0.027	0.024	
Cs	0.007				0.002	0.004	0.346	0.067	0.015	
Ba	1.57				0.108	0.127	3.06	0.93	0.71	
La	0.002				0.001	0.001	0.027	0.030	0.030	
Ce	0.011				0.006	0.007	0.066	0.085	0.057	
Pr	0.002				0.001	0.001	0.011	0.020	0.011	
Nd	0.011				0.007	0.008	0.056	0.130	0.068	
Sm	0.010				0.006	0.009	0.024	0.063	0.040	
Eu	0.003				0.002	0.002	0.013	0.029	0.017	
Gd	0.010				0.008	0.009	0.034	0.117	0.071	
Tb	0.002				0.001	0.001	0.007	0.021	0.014	
Dy	0.015				0.009	0.011	0.054	0.160	0.109	
Ho	0.004				0.002	0.003	0.013	0.034	0.024	
Er	0.010				0.008	0.010	0.044	0.096	0.066	
Tm	0.002				0.001	0.002	0.007	0.015	0.010	
Yb	0.013				0.010	0.012	0.048	0.087	0.068	
Lu	0.003				0.003	0.003	0.009	0.015	0.011	
Hf	0.005				0.003	0.005	0.009	0.009	0.006	
Ta	0.001				0.001	0.002	0.003	0.001	0.001	
Pb	0.112				0.026	0.076	0.383	0.267	0.085	
Th	0.002				0.001	0.002	0.008	0.002	0.005	
U	0.003				0.001	0.003	0.004	0.002	0.010	
ΣREE	0.098				0.066	0.077	0.413	0.901	0.598	
(Sr/Nd) _{PM}	4.6				2.0	6.4	5.8	3.3	5.9	
(Ba/La) _{PM}	75.7				7.8	12.7	10.9	3.0	2.3	
(Pb/Ce) _{PM}	258.2				105.0	293.6	145.5	79.1	37.6	
(Th/La) _{PM}	7.9				8.1	14.5	2.4	0.4	1.4	
Eu*	1.00				0.92	0.82	1.36	1.01	0.99	
Pb*	253.7				101.1	278.5	150.3	67.9	35.2	
La _N /Yb _N	0.109				0.099	0.060	0.412	0.249	0.322	
La _N /Sm _N	0.136				0.136	0.074	0.754	0.311	0.491	
Gd _N /Yb _N	0.619				0.627	0.620	0.591	1.105	0.868	

Tableau B-2 : Analyses des éléments majeurs et en trace relatives à l'article soumis pour publication à EPSL (Dhuime et al.).

Name	Websterites & Clinopyroxenites							Grt-poor pyroxenites		Grt-rich (\pm Hbl, \pm Pl)-pyroxenites	
	KH97-038	KH97-047	KH97-050	KH97-057	KH97-060	KH97-070	KH97-077	KH97-080	KH97-083	KH97-099*	KH97-106*
Unit	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PEZ	UM-PYZ	UM-PYZ	UM-PYZ	UM-GHZ	UM-GHZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ
Lat(N)	35°02'46.11"	35°02'49.20"	35°02'56.90"	35°03'11.87"	35°03'16.81"	35°03'51.12"	35°04'08.93"	35°04'11.00"	35°04'13.03"	35°04'32.37"	35°04'50.33"
Long(E)	72°56'48.32"	72°56'50.57"	72°56'54.55"	72°57'00.21"	72°56'59.63"	72°56'59.23"	72°57'15.04"	72°57'24.27"	72°57'31.65"	72°57'47.89"	72°58'34.82"
wt %											
SiO ₂	52.76	51.86	51.35	53.71	53.33	52.32	50.21	49.05	50.05	41.14	43.52
TiO ₂	0.07	0.14	0.09	0.03	0.05	0.10	0.28	0.43	0.36	0.61	0.88
Al ₂ O ₃	1.45	3.32	1.95	1.20	1.02	2.20	4.87	8.09	6.66	16.56	18.96
FeOT	4.54	7.11	5.30	5.59	5.57	8.03	6.74	8.54	7.31	15.45	13.49
MnO	0.07	0.13	0.14	0.14	0.13	0.17	0.15	0.14	0.13	0.35	0.29
MgO	18.72	21.12	19.87	22.82	23.97	24.84	14.87	14.30	14.74	9.40	6.70
CaO	19.98	14.65	18.31	16.61	15.94	11.37	21.35	20.59	21.07	12.88	11.40
Na ₂ O	0.11	0.16	0.00	0.08	0.09	0.08	0.04	0.25	0.23	0.42	1.41
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
LOI	0.75	1.61	1.93	0.15	0.22	0.63	0.19	0.32	0.40	0.00	0.00
SUM	98.45	100.10	98.95	100.32	100.32	99.75	98.70	101.72	100.95	96.83	96.68
Mg#	88	84	87	88	88	85	80	75	78	52	47
ppm											
Sc	51	41		57	49	56		73	76	77	51
Ti										4 067	6 454
V	138	222		156	141	208		546	417	436	416
Ni	203	240		201	228	340		114	174	31	24
Cr	4 217	3 325		2 543	3 094	3 150		1 362	1 361	27	22
Rb	0.041	0.077	0.059	0.027	0.051	0.270	0.185	0.062	0.168	0.050	0.055
Sr	12.98	11.67	10.69	9.78	2.92	6.50	7.475	15.61	20.69	26.81	196.8
Y	1.76	2.80	2.60	1.28	0.921	1.79	6.595	5.11	7.16	23.17	28.30
Zr	0.289	0.782	0.527	0.085	0.057	0.176	1.684	1.93	2.74	4.04	13.62
Nb	0.028	0.029	0.020	0.026	0.030	0.026	0.008	0.043	0.017	0.030	0.211
Cs	0.073	0.182	0.122	0.009	0.044	0.417	0.526	0.042	0.248	0.031	0.020
Ba	1.01	2.68	3.84	0.850	1.07	10.25	1.901	4.71	2.35	1.15	8.08
La	0.063	0.090	0.065	0.031	0.004	0.029	0.084	0.183	0.160	0.211	0.477
Ce	0.217	0.265	0.206	0.053	0.031	0.065	0.255	0.554	0.780	0.929	1.47
Pr	0.051	0.072	0.059	0.017	0.010	0.022	0.086	0.155	0.185	0.220	0.322
Nd	0.333	0.510	0.411	0.130	0.072	0.165	0.673	1.10	1.40	1.71	2.50
Sm	0.163	0.264	0.222	0.091	0.059	0.119	0.449	0.570	0.663	1.03	1.51
Eu	0.074	0.129	0.103	0.045	0.031	0.061	0.220	0.312	0.305	0.684	0.825
Gd	0.290	0.447	0.413	0.188	0.130	0.247	0.896	0.999	1.07	2.25	3.21
Tb	0.055	0.085	0.075	0.038	0.026	0.052	0.176	0.181	0.193	0.458	0.625
Dy	0.407	0.637	0.555	0.288	0.214	0.401	1.323	1.27	1.40	3.65	4.81
Ho	0.088	0.139	0.118	0.064	0.048	0.089	0.279	0.255	0.282	0.826	1.061
Er	0.251	0.385	0.341	0.184	0.137	0.260	0.775	0.687	0.790	2.50	3.01
Tm	0.035	0.056	0.048	0.026	0.019	0.037	0.109	0.092	0.108	0.377	0.455
Yb	0.211	0.357	0.286	0.157	0.119	0.235	0.648	0.548	0.646	2.45	3.03
Lu	0.034	0.057	0.045	0.026	0.019	0.038	0.101	0.085	0.098	0.407	0.504
Hf	0.021	0.055	0.034	0.010	0.005	0.016	0.104	0.145	0.176	0.157	0.279
Ta	0.001	0.001	0.026	0.000	0.001	0.009	0.030	0.026	0.001	0.002	0.007
Pb	0.072	0.121	0.218	0.094	0.130	0.182	0.059	0.150	0.081	0.058	0.488
Th	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005	0.001	0.003	0.005	0.002	0.001
U	0.002	0.002	0.007	0.004	0.006	0.005	0.002	0.004	0.008	0.004	0.004
Σ REE	2.27	3.49	2.95	1.34	0.916	1.82	6.08	6.99	8.07	17.70	23.80
(Sr/Nd) _{PM}	2.5	1.5	1.7	4.8	2.6	2.5	0.7	0.9	1.0	1.0	5.1
(Ba/La) _{PM}	1.6	2.9	5.8	2.7	24.6	34.9	2.2	2.5	1.4	0.5	1.7
(Pb/Ce) _{PM}	8.3	11.4	26.4	44.2	106.1	69.6	5.8	6.8	2.6	1.6	8.3
(Th/La) _{PM}	0.4	0.2	0.2	0.5	5.5	1.5	0.1	0.1	0.3	0.1	0.0
Eu*	1.04	1.14	1.02	1.03	1.06	1.06	1.04	1.25	1.11	1.34	1.12
Pb*	7.1	8.9	20.0	31.0	76.0	48.0	4.0	5.2	2.2	1.3	7.4
La _N /Yb _N	0.214	0.181	0.163	0.144	0.026	0.088	0.093	0.240	0.178	0.062	0.113
La _N /Sm _N	0.250	0.220	0.189	0.223	0.047	0.157	0.121	0.207	0.156	0.132	0.204
Gd _N /Yb _N	1.132	1.033	1.192	0.993	0.901	0.867	1.141	1.505	1.362	0.756	0.873

Tableau B-2 : Analyses des éléments majeurs et en trace relatives à l'article soumis pour publication à EPSL (Dhuime et al.).

Name Unit	<i>(Grt, ±Cpx, ±Pl)-hornblendites</i>				<i>(Hbl, ±Cpx)-garnetites</i>		
	KH04-06 UM-GHZ	KH97-104* UM-GGZ	KH97-107* UM-GGZ	KH04-21 UM-GGZ	KH04-04 UM-GHZ	KH04-07 UM-GHZ	KH04-19 UM-GGZ
Lat(N)	35°04'17.84"	35°04'32.32"	35°05'11.89"	35°05'14.96"	35°04'17.84"	35°04'17.84"	35°05'14.96"
Long(E)	72°57'45.00"	72°58'07.40"	72°59'10.06"	72°59'10.91"	72°57'45.00"	72°57'45.00"	72°59'10.91"
wt %							
SiO ₂	40.71	40.69	42.81	40.87	41.59	41.48	41.70
TiO ₂	1.26	1.59	1.59	1.80	0.44	0.41	0.66
Al ₂ O ₃	17.36	14.57	14.06	15.32	16.98	17.83	16.47
FeOT	10.29	13.74	11.51	12.15	15.62	15.09	15.78
MnO	0.08	0.14	0.09	0.10	0.41	0.40	0.43
MgO	12.93	11.61	12.60	12.72	10.02	10.33	9.50
CaO	11.37	11.08	12.14	11.36	12.40	12.69	13.54
Na ₂ O	2.29	2.35	1.82	2.23	0.09	0.12	0.26
K ₂ O	0.15	0.30	0.17	0.24			0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
LOI	1.58	1.85	1.41	1.01	0.00	0.00	0.00
SUM	98.03	97.94	98.21	97.82	97.57	98.37	98.37
Mg#	69	60	66	65	53	55	52
ppm							
Sc		61	55				
Ti							
V	529	512	687			363	378
Ni	152	49	61			26	17
Cr	238	109	205			55	46
Rb	0.746	0.993	0.527	0.612	0.037	0.059	0.061
Sr	156.5	123.9	179.0	204.6	10.87	15.64	35.31
Y	4.31	11.52	5.55	7.80	36.59	23.47	48.13
Zr	2.25	20.42	6.98	4.16	2.73	3.95	4.94
Nb	0.196	0.455	0.280	0.263	0.036	0.017	0.036
Cs	0.099	0.022	0.015	0.006	0.038	0.052	0.012
Ba	16.70	35.66	29.57	29.05	0.434	0.820	3.17
La	0.216	0.537	0.647	0.451	0.232	0.151	0.150
Ce	0.995	2.66	2.38	2.16	0.900	0.686	0.752
Pr	0.239	0.624	0.607	0.514	0.188	0.172	0.198
Nd	1.86	4.51	4.15	3.83	1.38	1.43	1.70
Sm	0.802	1.84	1.58	1.53	0.883	0.937	1.31
Eu	0.437	0.799	0.665	0.671	0.666	0.647	0.820
Gd	1.10	2.53	1.84	1.99	2.63	2.26	3.68
Tb	0.169	0.389	0.253	0.296	0.645	0.501	0.869
Dy	1.09	2.53	1.52	1.88	5.70	4.34	7.53
Ho	0.202	0.489	0.275	0.352	1.37	1.06	1.82
Er	0.495	1.22	0.670	0.874	3.90	3.20	5.50
Tm	0.065	0.161	0.086	0.109	0.584	0.493	0.826
Yb	0.364	0.943	0.491	0.621	3.65	3.21	5.43
Lu	0.055	0.138	0.071	0.089	0.608	0.542	0.916
Hf	0.179	0.566	0.401	0.345	0.162	0.232	0.274
Ta	0.027	0.016	0.011	0.022	0.028	0.022	0.018
Pb	0.278	0.210	0.282	0.190	0.042	0.103	0.068
Th	0.002	0.005	0.005	0.003	0.002	0.002	0.002
U	0.001	0.003	0.003	0.001	0.017	0.002	0.002
ΣREE	8.09	19.36	15.24	15.37	23.34	19.62	31.49
Sr/Nd	84.09	27.50	43.14	53.43	7.89	10.91	20.80
Ba/La	77.15	66.41	45.69	64.41	1.87	5.44	21.05
Pb/Ce	0.28	0.08	0.12	0.09	0.05	0.15	0.09
Th/La	0.009	0.009	0.008	0.007	0.008	0.011	0.011
Eu*	1.42	1.13	1.19	1.18	1.24	1.31	1.07
Pb*	5.9	1.7	2.4	1.9	1.1	3.1	1.8
La _N /Yb _N	0.426	0.408	0.945	0.521	0.046	0.034	0.020
La _N /Sm _N	0.174	0.189	0.264	0.190	0.170	0.104	0.074
Gd _N /Yb _N	2.501	2.214	3.095	2.640	0.593	0.581	0.559

Tableau B-2 : Analyses des éléments majeurs et en trace relatives à l'article soumis pour publication à EPSL (Dhuime et al.).

Name	Garnet Granulites								Hbl-Gabbronorites			Lherzolite lens
	KH97-102*	KH04-23	KH04-17	KH97-110*	KH97-111*	KH97-114*	B-KI-158-B	KG-03-A*	KH97-113*	B-KI-158-A	KG-03-B*	KH97-112
Unit	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ	MAF-GGZ
Lat(N)	35°04'37.71"	35°04'54.84"	35°06'16.63"	35°06'45.31"	35°06'45.31"	35°06'46.25"	35°06'53.51"	35°06'51.30"	35°06'46.25"	35°06'53.51"	35°06'51.30"	35°06'45.28"
Long(E)	72°57'48.23"	72°58'49.11"	72°59'05.21"	72°59'55.62"	72°59'55.62"	73°00'05.81"	73°00'07.03"	72°59'59.21"	73°00'05.81"	73°00'07.03"	72°59'59.21"	72°59'53.29"
wt %												
SiO ₂	44.17	56.10	52.44	47.87	48.95	52.40	52.47	51.32	51.35	50.58	52.06	38.36
TiO ₂	0.93	0.81	0.66	0.65	0.72	0.82	0.73	0.70	0.73	0.68	0.81	0.10
Al ₂ O ₃	19.43	16.88	18.09	19.09	18.73	17.87	18.67	17.46	17.59	18.26	17.51	1.46
FeOT	12.85	9.12	9.44	10.12	10.20	9.90	9.48	9.45	9.52	9.54	8.91	17.29
MnO	0.24	0.18	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.20	0.17	0.27
MgO	6.59	4.30	5.35	6.59	5.99	5.76	5.16	6.08	5.34	5.32	5.22	36.25
CaO	12.41	8.86	9.85	11.28	11.04	9.80	10.12	10.03	9.83	10.13	9.64	1.24
Na ₂ O	1.02	2.14	2.17	1.91	2.08	1.62	1.84	1.85	2.70	2.92	2.57	0.00
K ₂ O	0.05	0.12	0.31	0.08	0.04	0.16	0.20	0.22	0.27	0.20	0.38	0.01
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.07	0.02	0.03	0.10	0.07	0.05	0.08	0.06	0.07	0.01
LOI	0.59	0.00	0.00	0.71	0.00	2.63	0.00	0.58	0.13	0.00	0.00	3.48
SUM	98.39	98.65	98.57	98.52	97.98	101.25	98.93	97.93	97.73	97.89	97.34	98.47
Mg#	48	46	50	54	51	51	49	53	50	50	51	79
ppm												
Sc	43			41	30	33		34	27		34	7
Ti								2 878			4 216	375
V	438			300	247	289		230	271		262	36
Ni	18			28	19	23		37	21		21	527
Cr	75			84	87	81		244	65		82	133
Rb	0.224	0.076	1.09	0.225	0.064	0.617	1.04	0.626	1.42	1.11	1.00	0.131
Sr	295.7	217.6	261.6	298.5	320.2	261.1	247.1	265.0	255.2	248.1	286.9	11.25
Y	15.64	18.68	15.94	8.81	10.25	16.10	13.26	12.30	15.62	13.48	15.12	1.23
Zr	9.81	16.38	15.19	6.41	7.36	22.83	16.28	16.59	19.74	15.69	29.26	0.796
Nb	0.648	1.24	0.769	0.179	0.284	1.09	0.473	0.431	0.857	0.763	1.031	0.045
Cs	0.064	0.024	0.076	0.009	0.014	0.020	0.025	0.041	0.019	0.024	0.025	0.011
Ba	25.32	71.55	99.31	39.18	40.57	97.19	91.10	91.75	105.2	84.40	154.9	8.42
La	2.17	3.20	3.93	1.06	1.06	3.61	2.78	3.16	3.32	2.60	5.05	0.122
Ce	5.50	8.00	9.12	2.39	2.51	8.21	6.27	7.22	7.42	5.98	11.50	0.363
Pr	0.831	1.19	1.21	0.354	0.393	1.11	0.866	1.01	0.990	0.841	1.56	0.062
Nd	4.73	6.47	6.13	2.01	2.30	5.73	4.57	5.20	5.14	4.38	7.69	0.378
Sm	1.53	2.01	1.79	0.718	0.831	1.68	1.42	1.60	1.52	1.38	2.24	0.136
Eu	0.869	0.894	0.799	0.515	0.626	0.836	0.864	0.692	0.737	0.772	0.843	0.056
Gd	2.11	2.77	2.39	1.08	1.25	2.24	2.05	2.14	2.01	1.92	2.88	0.200
Tb	0.367	0.474	0.415	0.194	0.227	0.385	0.357	0.371	0.351	0.334	0.499	0.034
Dy	2.62	3.39	2.98	1.43	1.67	2.81	2.60	2.68	2.54	2.49	3.54	0.250
Ho	0.558	0.709	0.636	0.312	0.365	0.589	0.561	0.576	0.543	0.533	0.746	0.052
Er	1.67	1.95	1.83	0.931	1.09	1.79	1.61	1.70	1.65	1.55	2.25	0.147
Tm	0.247	0.279	0.270	0.143	0.168	0.268	0.246	0.255	0.251	0.237	0.332	0.022
Yb	1.61	1.81	1.77	0.942	1.12	1.76	1.60	1.74	1.65	1.58	2.26	0.148
Lu	0.271	0.303	0.300	0.160	0.190	0.295	0.274	0.284	0.280	0.265	0.363	0.025
Hf	0.404	0.643	0.858	0.258	0.302	0.859	0.579	0.619	0.691	0.546	1.10	0.044
Ta	0.035	0.080	0.065	0.010	0.015	0.061	0.035	0.031	0.043	0.040	0.079	0.003
Pb	0.702	1.25	1.72	0.526	0.550	1.49	1.37	1.55	1.56	1.41	5.16	2.53
Th	0.005	0.002	0.086	0.006	0.002	0.062	0.115	0.056	0.115	0.085	0.098	0.014
U	0.006	0.009	0.032	0.004	0.002	0.026	0.042	0.023	0.044	0.027	0.040	0.005
ΣREE	25.08	33.44	33.57	12.23	13.80	31.31	26.06	28.62	28.40	24.86	41.75	2.00
Sr/Nd	62.53	33.64	42.67	148.7	139.1	45.61	54.11	50.95	49.62	56.67	37.32	29.75
Ba/La	11.67	22.36	25.26	37.03	38.27	26.94	32.78	29.00	31.69	32.44	30.68	69.02
Pb/Ce	0.13	0.16	0.19	0.22	0.22	0.18	0.22	0.21	0.21	0.23	0.45	6.96
Th/La	0.002	0.001	0.022	0.006	0.002	0.017	0.041	0.018	0.035	0.033	0.019	0.115
Eu*	1.48	1.16	1.18	1.79	1.88	1.32	1.55	1.15	1.29	1.45	1.02	1.04
Pb*	3.4	4.2	5.4	6.0	5.8	5.1	6.1	6.0	6.0	6.5	12.7	176.6
La _N /Yb _N	0.967	1.271	1.590	0.806	0.682	1.474	1.248	1.308	1.445	1.179	1.605	0.591
La _N /Sm _N	0.918	1.029	1.414	0.951	0.823	1.386	1.262	1.280	1.409	1.219	1.454	0.579
Gd _N /Yb _N	1.083	1.265	1.111	0.943	0.925	1.055	1.057	1.016	1.006	1.002	1.054	1.115

Tableau B-2 : Analyses des éléments majeurs et en trace relatives à l'article soumis pour publication à EPSL (Dhuime et al.).

Name	Unit	Mineral	Rb (ppm)	Sr	Sm	Nd	U	Th	Pb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(0)	$\epsilon_{\text{Sr}(0)}$	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(0)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb(0)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb(0)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb(0)	$\Delta 7/4$	$\Delta 8/4$	
<i>Websterites & Clinopyroxenites</i>																										
KH97-038	UM-PEZ	Cpx	0.065	18.2	0.163	0.333	0.002	0.003	0.072	0.010	0.704198 ± 8	0.70418	-2.8	0.295	0.513005 ± 19	0.51281	5.9	18.5702 ± 15	15.6139 ± 14	38.7583 ± 40	18.540	15.612	38.746	11	70	
KH97-047	UM-PEZ	WR ^(um)	0.059	11.3	0.280	0.530	0.001	0.001	0.154	0.015	0.704441 ± 8	0.70442	0.5					18.2579 ± 31	15.6092 ± 24	38.3444 ± 66	18.253	15.609	38.341	14	65	
		WR	0.059	11.3	0.280	0.530	0.001	0.001	0.154	0.015	0.704129 ± 5	0.70411	-3.9					18.5586 ± 15	15.6213 ± 16	38.7396 ± 18	18.553	15.621	38.736	12	68	
KH97-050	UM-PEZ	Cpx	0.007	13.9	0.345	0.670	0.000	0.001	0.071	0.001	0.703974 ± 3	0.70397	-5.9	0.310	0.513008 ± 6	0.51281	5.7	18.6019 ± 21	15.6218 ± 17	38.8017 ± 41	18.595	15.622	38.799	11	69	
		WR ^(um)	0.059	10.7	0.222	0.411	0.007	0.002	0.218	0.016	0.704743 ± 5	0.70472	4.8	0.326	0.513012 ± 14	0.51280	5.6	18.4110 ± 15	15.6173 ± 13	38.5688 ± 36	18.381	15.616	38.566	13	72	
		WR	0.059	10.7	0.222	0.411	0.007	0.002	0.218	0.016	0.704560 ± 1	0.70454	2.2	0.326	0.513018 ± 11	0.51280	5.7	18.4850 ± 5	15.6119 ± 6	38.6394 ± 6	18.455	15.610	38.637	12	70	
KH97-057	UM-PEZ	Cpx	0.014	11.5	0.217	0.404	0.001	0.001	0.109	0.003	0.704372 ± 4	0.70437	-0.2	0.324	0.513006 ± 25	0.51279	5.5									
		WR ^(um)	0.066	13.3	0.117	0.177	0.013	0.009	0.582	0.014	0.705024 ± 6	0.70500	8.8	0.398	0.513074 ± 5	0.51281	5.9	18.5845 ± 6	15.6181 ± 8	38.7685 ± 10	18.563	15.617	38.763	11	69	
KH97-060	UM-PYZ	WR ^(um)	0.051	2.92	0.059	0.072	0.006	0.003	0.130	0.050	0.705071 ± 14	0.70500	8.7	0.494	0.513182 ± 32	0.51286	6.8	18.1897 ± 38	15.6102 ± 30	38.2228 ± 78	18.144	15.608	38.216	15	65	
		WR	0.051	2.92	0.059	0.072	0.006	0.003	0.130	0.050	0.704692 ± 7	0.70462	3.4	0.494	0.513159 ± 31	0.51284	6.3	18.4241 ± 8	15.5897 ± 8	38.5022 ± 8	18.378	15.587	38.495	10	65	
KH97-070	UM-PYZ	Cpx	0.013	26.5	0.107	0.194	0.001	0.001	0.165	0.001	0.704991 ± 4	0.70499	8.6	0.334	0.513024 ± 4	0.51281	5.7	18.5541 ± 9	15.6080 ± 7	38.7257 ± 25	18.549	15.608	38.725	11	67	
		WR	0.270	6.50	0.119	0.165	0.005	0.005	0.182	0.120	0.704881 ± 2	0.70471	4.6	0.494	0.513159 ± 31	0.51284	6.3	18.4376 ± 10	15.6001 ± 9	38.4805 ± 27	18.413	15.599	38.471	11	58	
KH97-077	UM-PYZ	Cpx	0.011	9.7	0.157	0.213	0.000	0.000	0.141	0.003	0.704560 ± 3	0.70455	2.4	0.445	0.513110 ± 4	0.51282	6.0	18.4143 ± 10	15.5637 ± 9	38.5334 ± 22	18.414	15.564	38.533	8	64	
		WR ^(um)	0.185	7.5	0.449	0.673	0.002	0.001	0.059	0.072	0.705102 ± 3	0.70500	8.8	0.402	0.513164 ± 23	0.51290	7.6	18.4511 ± 11	15.6208 ± 10	38.4354 ± 25	18.425	15.620	38.428	13	53	
		Cpx	0.015	5.67	0.447	0.694	0.000	0.000	0.046	0.008	0.704284 ± 6	0.70427	-1.6						18.4672 ± 38	15.5915 ± 32	38.5984 ± 77	18.463	15.591	38.595	10	65
<i>Grt-poor Pyroxenites</i>																										
KH97-080	UM-GHZ	WR	0.062	15.6	0.570	1.10	0.004	0.003	0.150	0.011	0.704061 ± 7	0.70405	-4.8	0.313	0.513004 ± 10	0.51280	5.6									
		Cpx	0.004	16.4	0.530	1.10	0.001	0.002	0.039	0.001	0.704043 ± 4	0.70404	-4.9	0.291	0.512992 ± 4	0.51280	5.7	18.5297 ± 46	15.5835 ± 36	38.6652 ± 94	18.513	15.583	38.650	8	64	
KH97-083	UM-GHZ	WR	0.168	20.7	0.663	1.40	0.008	0.005	0.081	0.023	0.703909 ± 3	0.70388	-7.2	0.287	0.512973 ± 4	0.51279	5.3	18.4754 ± 27	15.5902 ± 27	38.5954 ± 31	18.379	15.585	38.575	10	73	
		Cpx	0.008	14.5	0.515	1.10	0.001	0.001	0.09	0.002	0.703862 ± 2	0.70386	-7.4	0.283	0.512996 ± 16	0.51281	5.9	18.5326 ± 49	15.5916 ± 40	38.6931 ± 100	18.525	15.591	38.688	9	66	
<i>Grt-rich (±Hbl, ±Pl) Pyroxenites</i>																										
KH97-099	MAF-GGZ	WR	0.050	26.8	1.03	1.71	0.004	0.002	0.058	0.005	0.704003 ± 5	0.70400	-5.5	0.364	0.513081 ± 55	0.51284	6.5	18.4920 ± 22	15.5836 ± 16	38.6452 ± 40	18.424	15.580	38.634	9	73	
		Cpx	0.012	82.0	1.89	4.84	0.001	0.002	0.084	0.000	0.703990 ± 2	0.70399	-5.6	0.236	0.512946 ± 6	0.51279	5.5	18.5387 ± 15	15.5812 ± 14	38.7257 ± 34	18.538	15.581	38.719	8	68	
KH97-106	MAF-GGZ	WR	0.055	197	1.51	2.50	0.004	0.001	0.488	0.001	0.703917 ± 2	0.70392	-6.7	0.364	0.513042 ± 23	0.51280	5.7	18.5140 ± 9	15.5897 ± 10	38.6833 ± 28	18.506	15.589	38.683	9	68	
		Cpx	0.016	154	2.70	7.94	0.001	0.001	0.222	0.000	0.703913 ± 2	0.70391	-6.7	0.205	0.512969 ± 9	0.51284	6.3	18.5286 ± 16	15.5845 ± 14	38.7034 ± 34	18.526	15.584	38.701	9	68	
		Pl	0.022	903	0.056	0.380	0.000	0.003	0.494	0.000	0.703926 ± 4	0.70393	-6.5	0.089	0.512765 ± 31	0.51271	3.8	18.4792 ± 40	15.5448 ± 34	38.6161 ± 90	18.479	15.545	38.614	5	65	
<i>(Grt, ±Cpx, ±Pl) Hornblendites</i>																										
KH04-06	UM-GHZ	WR	0.746	157	0.802	1.86	0.001	0.002	0.278	0.014	0.703664 ± 2	0.70364	-10.5	0.260	0.512987 ± 6	0.51282	6.0	18.4444 ± 7	15.5861 ± 6	38.5832 ± 17	18.442	15.586	38.581	10	66	
		WR	0.993	124	1.84	4.51	0.003	0.005	0.210	0.023	0.703603 ± 3	0.70357	-11.6	0.246	0.512969 ± 16	0.51281	5.8	18.3327 ± 6	15.5430 ± 6	38.4251 ± 16	18.319	15.542	38.417	7	64	
KH97-104	MAF-GGZ	Hbl	1.04	119	1.78	4.35	0.001	0.003	0.233	0.025	0.703590 ± 3	0.70355	-11.8	0.247	0.512974 ± 9	0.51281	5.9	18.3467 ± 7	15.5410 ± 6	38.4446 ± 16	18.341	15.541	38.441	6	64	
		WR	0.527	179	1.58	4.15	0.003	0.005	0.282	0.009	0.703772 ± 2	0.70376	-8.9	0.230	0.512924 ± 18	0.51277	5.1	18.4126 ± 7	15.5776 ± 7	38.5405 ± 20	18.404	15.577	38.535	9	66	
		Hbl	0.515	127.0	1.26	3.25	0.001	0.002	0.202	0.012	0.703776 ± 2	0.70376	-8.9	0.234	0.512941 ± 15	0.51279	5.4	18.4774 ± 6	15.5811 ± 7	38.6292 ± 16	18.474	15.581	38.626	9	66	
KH04-21	MAF-GGZ	WR	0.612	205	1.53	3.83	0.001	0.003	0.190	0.009	0.703713 ± 2	0.70370	-9.7	0.242	0.512968 ± 6	0.51281	5.8	18.3772 ± 7	15.5638 ± 6	38.4886 ± 23	18.370	15.563	38.483	8	65	
<i>(Hbl, ±Cpx) Garnetites</i>																										
KH04-07	UM-GHZ	WR	0.059	15.6	0.937	1.43	0.002	0.002	0.103	0.011	0.703753 ± 2	0.70374	-9.2	0.394	0.513078 ± 8	0.51282	6.0	18.4664 ± 35	15.5842 ± 31	38.5695 ± 78	18.452	15.584	38.564	9	63	
		WR	0.061	35.3	1.31	1.70	0.002	0.002	0.068	0.005	0.703759 ± 2	0.70375	-9.0	0.466	0.513067 ± 8	0.51276	4.9	18.4321 ± 17	15.5744 ± 16	38.5550 ± 40	18.399	15.573	38.547	9	68	
<i>Garnet Granulites</i>																										
KH97-102	MAF-GGZ	WR	0.224	296	1.53	4.73	0.006	0.005	0.702	0.002	0.704016 ± 3	0.70401	-5.3	0.195	0.512932 ± 15	0.51280	5.7	18.5735 ± 24	15.5870 ± 19	38.7628 ± 53	18.565	15.587	38.760	8	69	
		PI	0.012	3.4	0.015	0.052	0.000	0.000	0.043	0.010	0.704035 ± 2	0.70402	-5.2													
KH04-23	MAF-GGZ	WR	0.076	218	2.01	6.47	0.009	0.002	1.25	0.001	0.703995 ± 4	0.70399	-5.5	0.187	0.512932 ± 3	0.51281	5.8	18.5398 ± 5	15.5839 ± 5	38.7144 ± 15	18.533	15.584	38.714	8	68	
		WR	1.09	262	1.79	6.13	0.032	0.086	1.72	0.012	0.703991 ± 3	0.70397	-5.8	0.177	0.512962 ± 11	0.51285	6.5	18.5349 ± 5	15.5812 ± 6	38.7067 ± 14	18.516	15.580	38.691	8	68	
KH97-110	MAF-GGZ	WR	0.225	299	0.718	2.01	0.004	0.006	0.526	0.002	0.703942 ± 2	0.70394	-6.3	0.216	0.512933 ± 29	0.51279	5.5	18.5144 ± 8	15.5761 ± 7	38.6761 ± 18	18.507	15.576	38.672	8	67	
		WR	0.064	320	0.831	2.30	0.002	0.002	0.550	0.001	0.703925 ± 10	0.70392	-6.5	0.218	0.512929 ± 14	0.51279	5.4	18.5190 ± 11	15.5843 ± 10	38.6967 ± 27	18.515	15.584	38.695	9	68	
KH97-111	MAF-GGZ	Cpx	0.047	36.4	2.00	8.43	0.003	0.004	0.295	0.004	0.703937 ± 3	0.70393	-6.4	0.143	0.512895 ± 5	0.51280	5.7	18.4957 ± 32	15.5746 ± 16							

Sample Unit	KH04-01 Jijal	KH04-02 Jijal	KH04-03 Jijal	KH04-04 Jijal	KH04-05 Jijal	KH04-06 Jijal	KH04-07 Jijal	KH04-08 Jijal	KH04-19 Jijal	KH04-20 Jijal	KH04-21 Jijal	KH04-22 Jijal
Sub-type	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A
Rock type	UB	UB	UB	UB	UB	UB	UB	UB	UB	UB	UB	UB
Classification	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite	Grt-Hbdite
Geoch. Grp	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4	A2-A4
Lat(N)	35°04'17.84"	35°04'17.84"	35°04'17.84"	35°04'17.84"	35°04'17.84"	35°04'17.84"	35°04'17.84"	35°04'19.39"	35°05'14.96"	35°05'14.96"	35°05'14.96"	35°05'14.96"
Long(E)	72°57'45.00"	72°57'45.00"	72°57'45.00"	72°57'45.00"	72°57'45.00"	72°57'45.00"	72°57'45.00"	72°57'46.82"	72°59'10.91"	72°59'10.91"	72°59'10.91"	72°59'10.91"
wt %												
SiO ₂	42.01	42.37	41.85	41.59	41.77	40.71	41.48	40.80	41.70	40.89	40.87	40.86
TiO ₂	0.37	0.38	0.35	0.44	0.61	1.26	0.41	1.02	0.66	1.67	1.80	1.77
Al ₂ O ₃	15.63	17.27	17.82	16.98	17.27	17.36	17.83	18.12	16.47	15.65	15.32	15.41
FeO _T	13.40	15.22	15.68	15.62	14.67	10.29	15.09	10.97	15.78	13.82	12.15	12.30
MnO	0.34	0.44	0.46	0.41	0.33	0.08	0.40	0.13	0.43	0.15	0.10	0.10
MgO	10.12	10.89	10.74	10.02	11.56	12.93	10.33	12.09	9.50	11.29	12.72	12.67
CaO	11.96	12.31	11.75	12.40	11.45	11.37	12.69	11.49	13.54	11.90	11.36	11.42
Na ₂ O	2.48	0.13	0.05	0.09	0.54	2.29	0.12	1.92	0.26	1.97	2.23	2.24
K ₂ O	0.33	0.00	0.00	0.00	0.03	0.15	0.00	0.14	0.01	0.19	0.24	0.24
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
LOI	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	1.58	0.00	1.20	0.00	0.30	1.01	0.96
Total	97.69	99.03	98.72	97.57	98.24	98.03	98.37	97.90	98.37	97.84	97.82	97.98
Anhydrous												
SiO ₂	43.5	42.8	42.4	42.6	42.5	42.2	42.2	42.2	42.4	41.9	42.2	42.1
TiO ₂	0.38	0.38	0.35	0.45	0.62	1.31	0.42	1.05	0.67	1.71	1.86	1.82
Al ₂ O ₃	16.2	17.4	18.1	17.4	17.6	18.0	18.1	18.7	16.7	16.0	15.8	15.9
FeO _T	13.9	15.4	15.9	16.0	14.9	10.7	15.3	11.3	16.0	14.2	12.5	12.7
MnO	0.35	0.44	0.47	0.42	0.34	0.08	0.41	0.13	0.44	0.15	0.10	0.10
MgO	10.5	11.0	10.9	10.3	11.8	13.4	10.5	12.5	9.66	11.6	13.1	13.1
CaO	12.4	12.4	11.9	12.7	11.7	11.8	12.9	11.9	13.8	12.2	11.7	11.8
Na ₂ O	2.57	0.13	0.05	0.09	0.55	2.37	0.12	1.99	0.26	2.02	2.30	2.31
K ₂ O	0.34	0.00	0.00	0.00	0.03	0.16	0.00	0.14	0.01	0.19	0.25	0.25
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	57	56	55	53	58	69	55	66	52	59	65	65
ppm												
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	332	-	-	-	-	529	363	-	378	-	-	-
Ni	21	-	-	-	-	152	26	-	17	-	-	-
Cr	53	-	-	-	-	238	55	-	46	-	-	-
Rb	1.64	0.052	0.031	0.037	0.27	0.75	0.059	0.62	0.061	0.40	0.61	0.80
Sr	55.4	13.0	11.6	10.9	46.8	157	15.6	142	35.3	180	205	192
Y	40.5	40.3	34.8	36.6	19.5	4.31	23.5	6.97	48.1	12.3	7.80	7.55
Zr	2.05	2.45	2.67	2.73	1.62	2.25	3.95	3.29	4.94	3.64	4.16	5.43
Nb	0.022	0.011	0.010	0.036	0.047	0.196	0.017	0.172	0.036	0.27	0.26	0.24
Cs	0.043	0.038	0.050	0.038	0.18	0.099	0.052	0.041	0.012	0.004	0.006	0.009
Ba	52.7	0.91	0.80	0.43	8.39	16.7	0.82	18.4	3.17	26.9	29.1	28.3
La	0.14	0.25	0.20	0.23	0.18	0.22	0.15	0.28	0.15	0.42	0.45	0.43
Ce	0.56	1.05	0.80	0.90	0.74	0.99	0.69	1.00	0.75	2.01	2.16	1.94
Pr	0.13	0.22	0.18	0.19	0.18	0.24	0.17	0.24	0.20	0.48	0.51	0.47
Nd	1.12	1.60	1.26	1.38	1.33	1.86	1.43	1.73	1.70	3.54	3.83	3.53
Sm	0.87	0.93	0.81	0.88	0.78	0.80	0.94	0.81	1.31	1.50	1.53	1.44
Eu	0.65	0.65	0.59	0.67	0.54	0.44	0.65	0.45	0.82	0.70	0.67	0.66
Gd	2.48	2.43	2.26	2.63	1.85	1.10	2.26	1.25	3.68	2.18	1.99	1.87
Tb	0.62	0.59	0.55	0.65	0.40	0.17	0.50	0.21	0.87	0.37	0.30	0.29
Dy	5.89	5.76	5.11	5.70	3.36	1.09	4.34	1.55	7.53	2.65	1.88	1.88
Ho	1.59	1.57	1.37	1.37	0.78	0.20	1.06	0.32	1.82	0.55	0.35	0.36
Er	5.20	5.44	4.94	3.90	2.25	0.49	3.20	0.84	5.50	1.50	0.87	0.87
Tm	0.86	0.94	0.86	0.58	0.34	0.06	0.49	0.12	0.83	0.20	0.11	0.11
Yb	6.02	7.01	6.26	3.65	2.14	0.36	3.21	0.69	5.43	1.22	0.62	0.64
Lu	1.06	1.28	1.17	0.61	0.35	0.05	0.54	0.11	0.92	0.19	0.09	0.09
Hf	0.14	0.16	0.15	0.16	0.12	0.18	0.23	0.17	0.27	0.30	0.35	0.32
Ta	0.037	0.034	0.026	0.028	0.012	0.027	0.022	0.010	0.018	0.023	0.022	0.024
Pb	1.16	0.056	0.053	0.042	0.064	0.28	0.10	0.14	0.068	0.18	0.19	0.16
Th	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002
U	0.002	0.003	0.003	0.017	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003
Zr-XRF	8.9	9.1	8.3	9.1	7.7	9.9	10.6	8.6	13.7	12.8	13.3	13.2
ΣREE (ppm)	27.2	29.7	26.4	23.3	15.2	8.09	19.6	9.58	31.5	17.5	15.4	14.6
Eu*	1.26	1.26	1.26	1.24	1.31	1.42	1.31	1.37	1.07	1.18	1.18	1.23
La _N	0.60	1.06	0.83	0.98	0.75	0.91	0.64	1.18	0.64	1.77	1.90	1.81
Yb _N	35.4	41.3	36.9	21.5	12.6	2.14	18.9	4.04	31.9	7.15	3.65	3.76
Ce _N /Yb _N	0.026	0.041	0.035	0.068	0.096	0.76	0.059	0.40	0.038	0.46	0.97	0.84
La _N /Sm _N	0.11	0.17	0.16	0.17	0.15	0.17	0.10	0.22	0.074	0.18	0.19	0.19
Gd _N /Yb _N	0.34	0.29	0.30	0.59	0.71	2.50	0.58	1.51	0.56	1.48	2.64	2.41
Pb/Ce	2.07	0.053	0.067	0.046	0.088	0.28	0.15	0.14	0.090	0.087	0.088	0.084
U/Th	1.06	1.18	1.86	8.88	0.67	0.39	0.90	0.70	1.43	0.90	0.46	1.02
Zr/Nb	409	848	833	251	162	50.5	630	50.1	381	47.8	50.5	56.1
(Ba/Th)/100	252	3.93	4.96	2.20	38.4	84.1	4.90	104	19.7	135	90.5	115
Th/La	0.015	0.009	0.008	0.008	0.012	0.009	0.011	0.006	0.011	0.005	0.007	0.006
Nb/Ta	0.6	0.3	0.4	1.3	3.9	7.3	0.8	18.0	2.0	11.6	11.9	9.8

Tableau B-4 : Analyses des éléments majeurs (XRF) et des éléments en traces (ICP-MS) pour la séquence crustale de Jijal-Patan-Kiru-Kamila (Vallée de l'Indus, Arc du Kohistan, N Pakistan). Les valeurs de Zr mesurées par la méthode XRF sont dans la majorité des cas supérieures aux valeurs ICP-MS, ceci étant lié à une dissolution incomplète du zircon lors de la procédure de digestion acide. De fait les valeurs de Zr mesurées par XRF ont été utilisées dans les diagrammes. En outre, dans la mesure où les valeurs de Hf obtenues par la méthode ICP-MS sont calculées d'après les valeurs de Zr mesurées au cours de la procédure d'acquisition, les valeurs de Hf ont été écartées des diagrammes de résultats. LOI : perte au feu. Eu* = 2 x EuN/(SmN+GdN), N = valeurs normalisées aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989). Mg = 100 x MgO/(MgO+FeOTotal).

Abréviations : UM : roches ultrabasiques (SiO₂ ≤ 45%) ; GAB : gabbros s.l (i.e. gabbros et gabbro-diorites) (45% ≤ SiO₂ ≤ 55%) ; DRT : diorites (55% ≤ SiO₂ ≤ 63%) ; Qtz-DRT : diorites quartziques (63% ≤ SiO₂ ≤ 70%) ; GR : granites (SiO₂ ≥ 70%) ; TON : tonalite ; GRA : granodiorite ; TRON : trondhémite ; T1 : type 1 ; T2 : type 2 ; UND : autre type non déterminé ; Grt-Hbdite : hornblendites-grenatites ; Grt-Granulite : granulite à grenat ; Hbl-Gabbro : gabbro à hornblende ; Hbl-Gabbro : gabbro à hornblende.

Les noms d'échantillons marqués avec un astérisque (*) correspondent aux échantillons précédemment analysés par Garrido et al. (2006).

Sample Unit	KH04-29 Jijal	KH97-092 Jijal	KH97-104* Jijal	KH97-107* Jijal	KH97-095 Jijal	KH97-101 Jijal	KH97-102* Jijal	KH97-105 Jijal	KH97-108 Jijal	KH97-109 Jijal	KH97-110* Jijal	KH97-111* Jijal
Sub-type	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-A	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B
Rock type	UB	UB	UB	UB	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior
Classification Geoch. Grp	Gr-Hbdite A2-A4	Gr-Hbdite A2-A4	Gr-Hbdite A2-A4	Gr-Hbdite A2-A4	Gr-Granulite B1	Gr-Granulite B1	Gr-Granulite B1	Gr-Granulite B1	Gr-Granulite B1	Gr-Granulite B1	Gr-Granulite B1	Gr-Granulite B1
Lat(N)	35°05'17.62"	35°04'25.50"	35°04'32.32"	35°05'11.89"	35°04'28.16"	35°04'32.37"	35°04'37.71"	35°04'42.61"	35°05'57.69"	35°06'44.15"	35°06'45.31"	35°06'45.31"
Long(E)	72°59'10.38"	72°57'47.13"	72°58'07.40"	72°59'10.06"	72°57'47.07"	72°57'47.89"	72°57'48.23"	72°58'29.44"	72°59'12.18"	72°59'54.72"	72°59'55.62"	72°59'55.62"
wt %												
SiO ₂	40.61	41.21	40.69	42.81	46.48	53.08	44.17	51.40	50.72	50.75	47.87	48.95
TiO ₂	1.68	1.71	1.59	1.59	0.76	0.78	0.93	0.78	0.77	0.71	0.65	0.72
Al ₂ O ₃	15.83	14.20	14.57	14.06	19.32	17.68	19.43	18.21	17.81	17.87	19.09	18.73
FeO _T	11.67	12.64	13.74	11.51	12.02	10.57	12.85	11.37	10.51	9.80	10.12	10.20
MnO	0.09	0.13	0.14	0.09	0.22	0.22	0.24	0.23	0.19	0.20	0.20	0.20
MgO	12.87	12.30	11.61	12.60	6.15	4.76	6.59	5.14	5.75	5.44	6.59	5.99
CaO	11.59	12.30	11.08	12.14	11.49	9.38	12.41	9.56	10.51	10.11	11.28	11.04
Na ₂ O	2.30	1.89	2.35	1.82	1.20	2.10	1.02	1.87	1.96	2.26	1.91	2.08
K ₂ O	0.29	0.16	0.30	0.17	0.04	0.08	0.05	0.10	0.23	0.28	0.08	0.04
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.12	0.11	0.11	0.08	0.06	0.02	0.03
LOI	1.10	0.63	1.85	1.41	0.46	0.04	0.59	0.00	0.02	0.82	0.71	0.00
Total	98.05	97.19	97.94	98.21	98.17	98.81	98.39	98.79	98.55	98.30	98.52	97.98
Anhydrous												
SiO ₂	41.9	42.7	42.3	44.2	47.6	53.7	45.2	52.0	51.5	52.1	48.9	50.0
TiO ₂	1.73	1.77	1.65	1.64	0.78	0.79	0.95	0.79	0.78	0.73	0.66	0.73
Al ₂ O ₃	16.3	14.7	15.2	14.5	19.8	17.9	19.9	18.4	18.1	18.3	19.5	19.1
FeO _T	12.0	13.1	14.3	11.9	12.3	10.7	13.1	11.5	10.7	10.1	10.3	10.4
MnO	0.09	0.13	0.15	0.10	0.22	0.22	0.24	0.24	0.19	0.21	0.20	0.20
MgO	13.3	12.7	12.1	13.0	6.29	4.82	6.74	5.20	5.84	5.58	6.74	6.11
CaO	12.0	12.7	11.5	12.5	11.8	9.49	12.7	9.68	10.7	10.4	11.5	11.3
Na ₂ O	2.37	1.96	2.45	1.88	1.22	2.13	1.04	1.89	1.98	2.32	1.95	2.12
K ₂ O	0.30	0.16	0.31	0.17	0.04	0.08	0.05	0.10	0.23	0.29	0.08	0.04
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.12	0.11	0.11	0.09	0.06	0.02	0.03
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	66	63	60	66	48	44	48	45	49	50	54	51
ppm												
Sc	-	52	61	55	51	32	43	34	32	34	41	30
Ti	-	-	9866	-	-	-	-	-	-	4317	4395	4799
V	-	715	512	687	412	283	438	321	357	263	300	247
Ni	-	90	49	61	12	10	18	13	27	25	28	19
Cr	-	201	109	205	36	38	75	48	103	29	84	87
Rb	1.28	0.53	0.99	0.53	0.60	0.33	0.22	0.18	0.29	0.81	0.23	0.064
Sr	189	175	124	179	243	226	296	226	218	241	299	320
Y	6.76	7.56	11.5	5.55	9.02	12.8	15.6	15.9	19.0	13.0	8.81	10.3
Zr	5.67	6.72	20.4	6.98	7.15	7.84	9.81	11.9	18.4	15.0	6.41	7.36
Nb	0.25	0.31	0.45	0.28	0.29	0.54	0.65	1.25	1.02	0.54	0.18	0.28
Cs	0.009	0.067	0.022	0.015	0.094	0.041	0.064	0.020	0.080	0.036	0.009	0.014
Ba	32.9	27.3	35.7	29.6	32.1	68.8	25.3	75.7	89.9	100	39.2	40.6
La	0.41	0.53	0.54	0.65	1.54	2.62	2.17	3.41	3.30	2.40	1.06	1.06
Ce	2.04	2.14	2.66	2.38	3.62	5.73	5.50	7.56	8.01	5.45	2.39	2.51
Pr	0.50	0.55	0.62	0.61	0.59	0.90	0.83	1.17	1.11	0.76	0.35	0.39
Nd	3.76	3.80	4.51	4.15	3.02	4.52	4.73	5.73	5.83	3.93	2.01	2.30
Sm	1.49	1.56	1.84	1.58	1.03	1.49	1.53	1.86	1.80	1.22	0.72	0.83
Eu	0.66	0.71	0.80	0.66	0.59	0.83	0.87	0.88	0.68	0.75	0.52	0.63
Gd	1.92	2.04	2.53	1.84	1.49	2.22	2.11	2.69	2.47	1.78	1.08	1.25
Tb	0.28	0.31	0.39	0.25	0.26	0.38	0.37	0.46	0.44	0.32	0.19	0.23
Dy	1.77	1.95	2.53	1.52	1.87	2.69	2.62	3.30	3.13	2.34	1.43	1.67
Ho	0.32	0.37	0.49	0.27	0.41	0.57	0.56	0.71	0.66	0.50	0.31	0.37
Er	0.77	0.95	1.22	0.67	1.21	1.68	1.67	2.05	1.97	1.43	0.93	1.09
Tm	0.096	0.12	0.16	0.086	0.18	0.25	0.25	0.30	0.29	0.22	0.14	0.17
Yb	0.53	0.71	0.94	0.49	1.24	1.62	1.61	2.01	1.89	1.47	0.94	1.12
Lu	0.08	0.11	0.14	0.07	0.21	0.27	0.27	0.34	0.31	0.25	0.16	0.19
Hf	0.34	0.38	0.57	0.40	0.29	0.32	0.40	0.45	0.72	0.42	0.26	0.30
Ta	0.022	0.014	0.016	0.011	0.017	0.026	0.035	0.060	0.052	0.030	0.010	0.015
Pb	0.21	0.17	0.21	0.28	0.60	1.00	0.70	1.40	1.67	1.38	0.53	0.55
Th	0.003	0.004	0.005	0.005	0.004	0.028	0.005	0.017	0.019	0.070	0.006	0.002
U	0.002	0.004	0.003	0.003	0.015	0.013	0.006	0.011	0.023	0.028	0.004	0.002
Zr-XRF	13.1	7.5	20.0	9.0	8.4	9.3	9.3	16.9	16.5	22.3	14.0	14.0
ΣREE (ppm)	14.6	15.9	19.4	15.2	17.3	25.8	25.1	32.5	31.9	22.8	12.2	13.8
Eu*	1.20	1.22	1.13	1.19	1.46	1.40	1.48	1.21	0.98	1.56	1.79	1.88
La _N	1.72	2.24	2.27	2.73	6.51	11.1	9.16	14.4	13.9	10.1	4.46	4.47
Yb _N	3.11	4.16	5.55	2.89	7.29	9.54	9.47	11.8	11.1	8.64	5.54	6.56
Ce _N /Yb _N	1.07	0.84	0.78	1.35	0.81	0.98	0.95	1.04	1.18	1.03	0.71	0.63
La _N /Sm _N	0.18	0.22	0.19	0.26	0.96	1.14	0.92	1.18	1.19	1.27	0.95	0.82
Gd _N /Yb _N	2.99	2.38	2.21	3.09	0.99	1.13	1.08	1.10	1.08	1.00	0.94	0.93
Pb/Ce	0.10	0.081	0.079	0.12	0.16	0.17	0.13	0.19	0.21	0.25	0.22	0.22
U/Th	0.63	0.94	0.60	0.52	3.68	0.45	1.20	0.62	1.21	0.40	0.67	1.00
Zr/Nb	53.2	24.1	44.0	31.9	29.0	17.2	14.4	13.5	16.2	41.4	78.0	49.4
(Ba/Th)/100	129	64.3	71.3	60.6	79.9	24.7	50.6	44.1	47.3	14.3	65.3	203
Th/La	0.006	0.008	0.009	0.008	0.003	0.011	0.002	0.005	0.006	0.029	0.006	0.002
Nb/Ta	11.0	21.9	29.1	24.6	17.0	20.4	18.5	20.9	19.7	18.0	18.1	19.6

Tableau B-4 (suite)

Sample Unit Sub-type	KH97-114* Jijal Jijal-B	KH04-14 Jijal Jijal-B	KH04-15 Jijal Jijal-B	KH04-16 Jijal Jijal-B	KH04-17 Jijal Jijal-B	KH04-18 Jijal Jijal-B	KH04-09-B Jijal Jijal-B	KH04-10-B Jijal Jijal-B	B-KI-158-B Jijal Jijal-B	KG-03-A* Jijal Jijal-B	KH04-23 Jijal Jijal-B	KG-01 Jijal Jijal-B
Rock type	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Diorite	Diorite
Classification	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite	Grt-Granulite
Geoch. Grp	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1
Lat(N)	35°06'46.25"	35°06'47.34"	35°06'47.34"	35°06'24.22"	35°06'16.63"	35°05'46.32"	35°06'48.07"	35°06'48.07"	35°06'53.51"	35°06'51.30"	35°04'54.84"	35°05'28.32"
Long(E)	73°00'05.81"	73°00'02.53"	73°00'02.53"	72°59'25.47"	72°59'05.21"	72°59'16.64"	73°00'01.12"	73°00'01.12"	73°00'07.03"	72°59'59.21"	72°58'49.11"	72°59'06.83"
<i>wt %</i>												
SiO ₂	52.40	49.97	52.09	52.90	52.44	53.11	52.01	51.99	52.47	51.32	56.10	53.80
TiO ₂	0.82	0.74	0.78	0.72	0.66	0.66	0.78	0.72	0.73	0.70	0.81	0.81
Al ₂ O ₃	17.87	18.49	17.75	17.99	18.09	18.22	18.72	18.64	18.67	17.46	16.88	17.57
FeO _T	9.90	10.03	9.85	9.14	9.44	9.75	9.76	9.84	9.48	9.45	9.12	9.45
MnO	0.20	0.19	0.19	0.18	0.19	0.20	0.19	0.20	0.19	0.19	0.18	0.19
MgO	5.76	5.66	5.33	4.81	5.35	4.95	5.03	5.10	5.16	6.08	4.30	4.32
CaO	9.80	10.50	10.13	9.20	9.85	9.78	10.07	10.09	10.12	10.03	8.86	8.88
Na ₂ O	1.62	2.22	1.89	2.54	2.17	1.91	1.79	1.88	1.84	1.85	2.14	2.41
K ₂ O	0.16	0.17	0.28	0.32	0.31	0.09	0.17	0.17	0.20	0.22	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.14	0.14
LOI	2.63	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.00	0.45
Total	101.25	98.02	98.36	98.05	98.57	98.73	98.59	98.69	98.93	97.93	98.65	98.14
<i>Anhydrous</i>												
SiO ₂	53.1	51.0	53.0	54.0	53.2	53.8	52.8	52.7	53.0	52.7	56.9	55.1
TiO ₂	0.84	0.75	0.79	0.74	0.67	0.67	0.79	0.73	0.74	0.72	0.82	0.83
Al ₂ O ₃	18.1	18.9	18.0	18.4	18.4	18.5	19.0	18.9	18.9	17.9	17.1	18.0
FeO _T	10.0	10.2	10.0	9.34	9.58	9.87	9.90	9.97	9.59	9.71	9.24	9.67
MnO	0.20	0.19	0.19	0.18	0.19	0.20	0.19	0.20	0.19	0.20	0.18	0.19
MgO	5.84	5.77	5.42	4.91	5.43	5.01	5.10	5.17	5.22	6.25	4.36	4.42
CaO	9.94	10.7	10.3	9.40	9.99	9.91	10.2	10.2	10.2	10.3	8.98	9.09
Na ₂ O	1.64	2.26	1.92	2.59	2.20	1.93	1.82	1.91	1.86	1.90	2.17	2.47
K ₂ O	0.16	0.17	0.28	0.33	0.31	0.09	0.17	0.17	0.20	0.23	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.14	0.14
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	51	50	49	48	50	47	48	48	49	53	46	45
<i>ppm</i>												
Sc	33	-	-	-	-	-	-	-	-	34	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2878	-	-
V	289	-	-	-	-	-	286	-	-	230	-	-
Ni	23	-	-	-	-	-	29	-	-	37	-	-
Cr	81	-	-	-	-	-	36	-	-	244	-	-
Rb	0.62	1.16	1.68	1.75	1.09	0.033	0.54	0.97	1.04	0.63	0.076	0.17
Sr	261	322	274	229	262	227	253	261	247	265	218	266
Y	16.1	11.6	15.2	12.8	15.9	13.8	13.9	11.4	13.3	12.3	18.7	14.0
Zr	22.8	7.76	14.6	12.4	15.2	6.69	18.5	9.01	16.3	16.6	16.4	11.4
Nb	1.09	0.42	1.01	0.71	0.77	0.56	0.56	0.47	0.47	0.43	1.24	0.61
Cs	0.020	0.017	0.025	0.92	0.076	0.006	0.015	0.015	0.025	0.041	0.024	0.020
Ba	97.2	82.6	152	115	99.3	62.3	76.2	80.6	91.1	91.7	71.5	101
La	3.61	2.13	3.88	2.99	3.93	1.99	2.78	2.90	2.78	3.16	3.20	4.47
Ce	8.21	4.87	8.87	7.12	9.12	4.91	6.38	6.72	6.27	7.22	8.00	10.8
Pr	1.11	0.67	1.19	0.97	1.21	0.73	0.88	0.90	0.87	1.01	1.19	1.53
Nd	5.73	3.58	6.09	5.07	6.13	4.04	4.72	4.74	4.57	5.20	6.47	7.86
Sm	1.68	1.18	1.74	1.51	1.79	1.35	1.48	1.37	1.42	1.60	2.01	2.25
Eu	0.84	0.74	0.81	0.80	0.80	0.71	0.83	0.82	0.86	0.69	0.89	0.93
Gd	2.24	1.65	2.28	2.03	2.39	1.96	2.11	1.84	2.05	2.14	2.77	2.96
Tb	0.39	0.30	0.39	0.35	0.42	0.35	0.37	0.32	0.36	0.37	0.47	0.49
Dy	2.81	2.17	2.82	2.46	2.98	2.57	2.66	2.31	2.60	2.68	3.39	3.41
Ho	0.59	0.47	0.61	0.52	0.64	0.55	0.56	0.50	0.56	0.58	0.71	0.71
Er	1.79	1.35	1.76	1.45	1.83	1.62	1.68	1.42	1.61	1.70	1.95	2.09
Tm	0.27	0.20	0.26	0.21	0.27	0.24	0.25	0.21	0.25	0.26	0.28	0.30
Yb	1.76	1.37	1.75	1.38	1.77	1.58	1.61	1.36	1.60	1.74	1.81	1.98
Lu	0.30	0.23	0.30	0.23	0.30	0.27	0.27	0.23	0.27	0.28	0.30	0.33
Hf	0.86	0.46	0.81	0.72	0.86	0.44	0.53	0.51	0.58	0.62	0.64	0.49
Ta	0.061	0.043	0.081	0.058	0.065	0.042	0.058	0.044	0.035	0.031	0.080	0.044
Pb	1.49	1.03	1.56	1.27	1.72	1.02	1.30	1.32	1.37	1.55	1.25	1.94
Th	0.062	0.070	0.11	0.019	0.086	0.001	0.049	0.085	0.11	0.056	0.002	0.025
U	0.026	0.024	0.040	0.012	0.032	0.001	0.018	0.030	0.042	0.023	0.009	0.011
Zr-XRF	25.9	21.0	29.2	24.6	30.3	24.4	20.7	21.0	22.3	25.9	23.1	24.5
ΣREE (ppm)	31.3	20.9	32.7	27.1	33.6	22.9	26.6	25.7	26.1	28.6	33.4	40.1
Eu*	1.32	1.63	1.24	1.40	1.18	1.34	1.45	1.57	1.55	1.15	1.16	1.10
La _N	15.2	8.97	16.4	12.6	16.6	8.40	11.7	12.3	11.7	13.4	13.5	18.9
Yb _N	10.3	8.07	10.3	8.12	10.4	9.29	9.47	8.02	9.39	10.2	10.6	11.7
Ce _N /Yb _N	1.30	0.98	1.41	1.43	1.43	0.86	1.10	1.37	1.09	1.16	1.23	1.51
La _N /Sm _N	1.39	1.17	1.44	1.28	1.41	0.95	1.22	1.37	1.26	1.28	1.03	1.28
Gd _N /Yb _N	1.05	0.99	1.08	1.22	1.11	1.03	1.08	1.11	1.06	1.02	1.26	1.23
Pb/Ce	0.18	0.21	0.18	0.18	0.19	0.21	0.20	0.20	0.22	0.21	0.16	0.18
U/Th	0.42	0.35	0.36	0.62	0.38	1.87	0.36	0.36	0.36	0.41	4.07	0.44
Zr/Nb	23.8	50.0	28.8	34.6	39.4	43.9	37.2	44.6	47.2	60.1	18.6	40.1
(Ba/Th)/100	15.7	11.8	13.5	61.3	11.6	801	15.4	9.46	7.94	16.4	340	40.4
Th/La	0.017	0.033	0.029	0.006	0.022	0.000	0.018	0.029	0.041	0.018	0.001	0.006
Nb/Ta	17.8	9.7	12.6	12.2	11.8	13.2	9.6	10.7	13.6	14.0	15.5	13.9

Tableau B-4 (suite)

Sample Unit	KH04-11-B	KH97-113*	KH04-09-A	KH04-10-A	B-KI-158-A	KH04-11-A	KG-03-B*	KH97-115	KH97-116*	KH97-117*	KH97-118*	KH97-119*
Sub-type	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Jijal-B	Sarangar	Sarangar	Sarangar	Sarangar	Sarangar
Rock type	Diorite	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Diorite	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior
Classification	Grt-Granulite	Hbl-Gabbronorite	Hbl-Gabbronorite	Hbl-Gabbronorite	Hbl-Gabbronorite	Hbl-Gabbronorite	Hbl-Gabbronorite	MetaGabbro	MetaGabbro	MetaGabbro	MetaGabbro	MetaGabbro
Geoch. Grp	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1	B1
Lat(N)	35°06'48.07"	35°06'46.25"	35°06'48.07"	35°06'48.07"	35°06'53.51"	35°06'48.07"	35°06'51.30"	35°06'56.12"	35°07'04.46"	35°07'15.64"	35°07'10.55"	35°07'07.96"
Long(E)	73°00'01.12"	73°00'05.81"	73°00'01.12"	73°00'01.12"	73°00'07.03"	73°00'01.12"	72°59'59.21"	73°00'26.02"	73°00'46.26"	73°01'16.20"	73°01'54.89"	73°02'22.84"
<i>wt %</i>												
SiO ₂	55.05	51.35	50.84	51.03	50.58	53.99	52.06	48.18	51.62	53.66	53.15	51.99
TiO ₂	0.74	0.73	0.78	0.77	0.68	0.69	0.81	0.71	0.88	0.79	1.05	0.69
Al ₂ O ₃	17.88	17.59	18.11	18.36	18.26	17.24	17.51	18.22	16.60	17.08	16.70	18.19
FeO _T	8.95	9.52	9.83	9.58	9.54	8.52	8.91	10.26	9.34	8.96	8.95	9.15
MnO	0.18	0.19	0.19	0.19	0.20	0.17	0.17	0.18	0.18	0.19	0.16	0.18
MgO	4.76	5.34	5.05	5.02	5.32	4.58	5.22	6.18	5.15	4.92	4.81	5.57
CaO	9.08	9.83	9.97	9.78	10.13	8.89	9.64	10.95	9.46	9.32	9.45	10.45
Na ₂ O	1.78	2.70	3.12	2.73	2.92	2.99	2.57	2.14	3.76	2.43	2.41	1.96
K ₂ O	0.27	0.27	0.18	0.26	0.20	0.46	0.38	0.29	0.69	0.38	0.45	0.31
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.08	0.06	0.06	0.09	0.07	0.03	0.18	0.14	0.17	0.08
LOI	0.00	0.13	0.00	0.74	0.00	0.49	0.00	1.12	1.08	0.63	1.12	0.04
Total	98.79	97.73	98.15	98.52	97.89	98.11	97.34	98.26	98.94	98.49	98.42	98.62
<i>Anhydrous</i>												
SiO ₂	55.7	52.6	51.8	52.2	51.7	55.3	53.5	49.6	52.7	54.8	54.6	52.7
TiO ₂	0.75	0.75	0.79	0.79	0.69	0.71	0.83	0.73	0.90	0.81	1.08	0.70
Al ₂ O ₃	18.1	18.0	18.5	18.8	18.7	17.7	18.0	18.8	17.0	17.5	17.2	18.5
FeO _T	9.06	9.75	10.0	9.80	9.74	8.73	9.15	10.56	9.54	9.15	9.19	9.28
MnO	0.18	0.19	0.19	0.19	0.20	0.17	0.17	0.19	0.19	0.19	0.16	0.19
MgO	4.82	5.47	5.15	5.13	5.43	4.69	5.36	6.36	5.26	5.02	4.94	5.65
CaO	9.19	10.1	10.2	10.0	10.3	9.11	9.90	11.27	9.67	9.53	9.71	10.6
Na ₂ O	1.80	2.77	3.18	2.79	2.98	3.06	2.64	2.20	3.84	2.48	2.48	1.99
K ₂ O	0.27	0.27	0.18	0.27	0.20	0.47	0.39	0.30	0.71	0.39	0.46	0.32
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.08	0.06	0.06	0.09	0.07	0.03	0.18	0.14	0.17	0.08
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	49	50	48	48	50	49	51	52	49	49	49	52
<i>ppm</i>												
Sc	-	27	-	-	-	-	34	38	37	34	33	25
Ti	-	-	-	-	-	-	4216	-	-	-	-	-
V	-	271	-	-	-	-	262	245	262	253	221	250
Ni	-	21	-	-	-	-	21	20	23	19	16	19
Cr	-	65	-	-	-	-	82	80	79	73	61	94
Rb	1.19	1.42	0.98	1.73	1.11	1.71	1.00	1.51	3.71	1.61	2.51	2.85
Sr	279	255	320	255	248	260	287	253	235	242	238	232
Y	18.2	15.6	13.9	14.3	13.5	17.8	15.1	12.3	20.8	20.7	18.6	15.7
Zr	19.6	19.7	10.5	5.26	15.7	7.90	29.3	18.9	8.90	6.94	8.02	24.4
Nb	1.14	0.86	0.54	0.44	0.76	1.20	1.03	0.87	2.04	2.16	1.78	1.22
Cs	0.040	0.019	0.012	0.021	0.024	0.028	0.025	0.019	0.24	0.060	0.11	0.088
Ba	130	105	82.4	113	84.4	183	155	108	233	156	139	120
La	5.09	3.32	2.59	2.81	2.60	5.35	5.05	3.68	7.65	8.32	6.65	4.43
Ce	11.6	7.42	5.91	6.54	5.98	12.0	11.5	7.64	16.5	17.9	15.5	10.2
Pr	1.52	0.99	0.82	0.86	0.84	1.52	1.56	1.12	2.39	2.55	2.10	1.34
Nd	7.76	5.14	4.49	4.75	4.38	7.60	7.69	5.21	10.9	11.4	10.3	6.70
Sm	2.17	1.52	1.45	1.44	1.38	2.10	2.24	1.54	2.99	2.99	2.80	1.84
Eu	0.89	0.74	0.82	0.89	0.77	0.88	0.84	0.77	1.08	1.06	1.09	0.73
Gd	2.81	2.01	2.03	2.10	1.92	2.74	2.88	2.09	3.76	3.69	3.66	2.34
Tb	0.48	0.35	0.36	0.37	0.33	0.48	0.50	0.36	0.62	0.61	0.61	0.39
Dy	3.45	2.54	2.67	2.73	2.49	3.40	3.54	2.55	4.32	4.26	4.16	2.79
Ho	0.73	0.54	0.57	0.58	0.53	0.72	0.75	0.55	0.92	0.91	0.87	0.58
Er	2.07	1.65	1.59	1.67	1.55	2.11	2.25	1.62	2.62	2.58	2.51	1.71
Tm	0.31	0.25	0.24	0.26	0.24	0.31	0.33	0.25	0.39	0.39	0.37	0.26
Yb	2.00	1.65	1.58	1.62	1.58	2.01	2.26	1.62	2.53	2.59	2.41	1.65
Lu	0.34	0.28	0.27	0.28	0.27	0.34	0.36	0.28	0.42	0.43	0.39	0.27
Hf	1.03	0.69	0.57	0.38	0.55	0.59	1.10	0.68	0.52	0.44	0.50	0.93
Ta	0.086	0.043	0.054	0.042	0.040	0.093	0.079	0.047	0.11	0.12	0.12	0.071
Pb	1.95	1.56	1.05	1.26	1.41	2.10	5.16	1.47	6.57	3.27	2.88	1.95
Th	0.15	0.12	0.052	0.079	0.085	0.079	0.098	0.12	0.26	0.13	0.42	0.29
U	0.051	0.044	0.021	0.026	0.027	0.030	0.040	0.045	0.083	0.047	0.133	0.078
Zr-XRF	36.8	22.0	22.3	20.1	21.7	37.3	36.3	25.0	48.2	38.9	43.0	31.8
ΣREE (ppm)	41.2	28.4	25.4	26.9	24.9	41.5	41.7	29.3	57.0	59.7	53.4	35.3
Eu*	1.10	1.29	1.46	1.56	1.45	1.12	1.02	1.31	0.99	0.98	1.04	1.08
La _N	21.5	14.0	10.9	11.9	11.0	22.6	21.3	15.5	32.3	35.1	28.1	18.7
Yb _N	11.8	9.69	9.29	9.51	9.31	11.8	13.3	9.55	14.9	15.3	14.2	9.70
Ce _N /Yb _N	1.62	1.25	1.04	1.12	1.05	1.66	1.42	1.31	1.81	1.92	1.78	1.72
La _N /Sm _N	1.52	1.41	1.15	1.26	1.22	1.64	1.45	1.54	1.65	1.80	1.53	1.55
Gd _N /Yb _N	1.16	1.01	1.06	1.07	1.00	1.13	1.05	1.06	1.23	1.17	1.25	1.17
Pb/Ce	0.17	0.21	0.18	0.19	0.23	0.18	0.45	0.19	0.40	0.18	0.19	0.19
U/Th	0.35	0.38	0.40	0.34	0.32	0.38	0.41	0.38	0.31	0.36	0.32	0.27
Zr/Nb	32.3	25.6	41.2	46.0	28.4	31.2	35.2	28.7	23.6	18.0	24.1	26.1
(Ba/Th)/100	8.83	9.15	15.8	14.4	10.0	23.3	15.8	9.28	8.82	11.8	3.35	4.13
Th/La	0.029	0.035	0.020	0.028	0.033	0.015	0.019	0.032	0.035	0.016	0.062	0.065
Nb/Ta	13.2	19.7	10.0	10.4	19.0	12.9	13.1	18.5	18.2	18.3	14.6	17.2

Tableau B-4 (suite)

Sample Unit	KG-07*	KG-08	KG-09*	KG-10	KG-11*	KG-13a	KG-13b	KG-14	KG-15	KG-26	KG-17	KG-18
Sub-type	Patan Sarangar	Patan Sarangar	Patan Sarangar	Patan Sarangar	Patan Sarangar	Patan Patan-1	Patan Patan-1	Patan Patan-1	Patan Patan-1	Patan Patan-2	Patan Patan-2	Patan Patan-2
Rock type	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Diorite	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	UB	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior
Classification	MetaGabbro	MetaGabbro	MetaGabbro	MetaGabbro	MetaGabbro	A3	A3	A3	A3	B2	B2	B2
Geoch. Grp	B1	B1	B1	B1	B1	A3	A3	A3	A3	B2	B2	B2
Lat(N)	35°07'07.28"	35°07'14.23"	35°06'59.54"	35°07'12.54"	35°06'58.90"	35°07'42.78"	35°07'42.78"	35°07'43.18"	35°07'43.86"	35°08'41.21"	35°08'06.94"	35°08'06.90"
Long(E)	73°00'52.38"	73°01'22.73"	73°01'38.78"	73°01'35.58"	73°01'45.16"	73°02'48.88"	73°02'48.88"	73°02'49.24"	73°02'49.31"	73°04'36.44"	73°03'30.92"	73°03'30.53"
<i>wt %</i>												
SiO ₂	52.14	49.80	53.91	52.49	53.49	48.60	46.76	45.33	44.05	41.83	53.08	50.78
TiO ₂	0.82	0.81	0.95	0.80	0.84	1.13	1.03	1.63	1.31	1.07	0.92	1.04
Al ₂ O ₃	17.49	17.65	19.28	17.57	16.62	22.16	18.45	18.83	10.56	20.58	17.44	18.12
FeO _T	9.05	10.30	9.48	8.68	9.12	6.37	9.29	11.04	14.65	12.95	9.21	10.31
MnO	0.17	0.19	0.16	0.16	0.17	0.08	0.13	0.15	0.24	0.18	0.19	0.21
MgO	5.52	5.90	4.68	5.03	4.93	3.06	6.41	5.22	12.30	6.03	4.37	4.93
CaO	9.78	10.47	10.17	9.62	9.10	10.25	10.34	10.48	10.24	12.26	9.15	9.80
Na ₂ O	2.09	1.73	2.26	2.27	2.32	4.02	2.96	2.88	1.23	1.08	2.54	2.59
K ₂ O	0.49	0.44	0.24	0.41	0.34	0.15	0.15	0.18	0.15	0.13	0.28	0.29
P ₂ O ₅	0.11	0.06	0.13	0.21	0.09	0.26	0.15	0.41	0.09	0.27	0.17	0.19
LOI	0.90	0.61	0.63	0.87	1.08	1.50	1.46	0.89	1.42	1.31	0.69	0.15
Total	98.56	97.96	101.89	98.11	98.10	97.58	97.13	97.04	96.24	97.69	98.04	98.41
<i>Anhydrous</i>												
SiO ₂	53.4	51.2	53.2	54.0	55.1	50.6	48.9	47.1	46.5	43.4	54.5	51.7
TiO ₂	0.84	0.83	0.94	0.82	0.87	1.18	1.08	1.70	1.38	1.11	0.94	1.06
Al ₂ O ₃	17.9	18.1	19.0	18.1	17.1	23.1	19.3	19.6	11.1	21.4	17.9	18.4
FeO _T	9.27	10.6	9.37	8.92	9.40	6.63	9.71	11.5	15.5	13.4	9.47	10.5
MnO	0.17	0.20	0.16	0.16	0.18	0.08	0.14	0.16	0.25	0.19	0.20	0.21
MgO	5.65	6.06	4.62	5.17	5.08	3.18	6.70	5.43	12.97	6.26	4.49	5.02
CaO	10.0	10.8	10.0	9.89	9.38	10.7	10.81	10.9	10.8	12.7	9.40	9.97
Na ₂ O	2.14	1.78	2.23	2.33	2.39	4.18	3.09	3.00	1.30	1.12	2.61	2.64
K ₂ O	0.50	0.45	0.24	0.42	0.35	0.16	0.16	0.19	0.16	0.13	0.29	0.30
P ₂ O ₅	0.11	0.06	0.13	0.22	0.09	0.27	0.16	0.43	0.09	0.28	0.17	0.19
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	52	50	47	51	49	46	55	46	60	45	46	46
<i>ppm</i>												
Sc	32	35	27	34	33	23	41	41	73	33	33	36
Ti	4993	4856	4486	3674	4081	6199	5862	8907	7145	6829	5921	6039
V	249	270	266	235	301	232	313	304	418	445	305	276
Ni	30	24	18	22	20	10	32	18	76	7	11	9
Cr	176	88	121	105	94	34	85	35	150	13	28	40
Rb	2.77	3.20	0.97	3.36	1.02	0.87	0.600	0.71	0.63	0.94	0.68	0.65
Sr	293	291	266	272	256	560	427.163	375	34	350	306	291
Y	15.0	15.6	15.5	16.2	14.4	14.5	19.701	23.5	33.7	17.6	26.8	24.8
Zr	19.3	21.0	7.64	5.84	8.15	16.2	12.327	18.6	24.7	17.3	15.7	22.6
Nb	1.24	0.97	1.11	0.76	0.60	0.86	0.838	1.65	1.27	0.87	1.97	2.28
Cs	0.16	0.12	0.063	0.085	0.090	0.068	0.046	0.071	0.027	0.11	0.007	0.011
Ba	138	185	80.5	115	71.7	89.4	50.267	60.0	21.5	30.1	88.5	86.9
La	5.59	5.24	5.49	6.41	4.18	3.21	2.397	5.20	1.37	4.92	9.26	9.38
Ce	13.1	11.9	12.6	15.3	9.77	8.75	7.230	15.7	6.51	13.0	23.6	24.1
Pr	1.73	1.58	1.70	2.06	1.36	1.34	1.195	2.52	1.37	1.83	3.09	3.37
Nd	8.34	7.71	8.40	10.1	6.75	7.55	6.958	14.1	9.00	9.12	14.7	16.3
Sm	2.25	2.18	2.38	2.73	1.99	2.22	2.345	4.23	3.45	2.27	3.72	4.15
Eu	0.81	0.86	0.93	1.06	0.79	0.94	0.946	1.32	0.98	0.85	1.23	1.35
Gd	2.86	2.81	3.06	3.38	2.60	3.01	3.251	5.41	4.99	2.67	4.33	4.95
Tb	0.48	0.48	0.50	0.55	0.45	0.48	0.534	0.86	0.85	0.42	0.70	0.81
Dy	3.33	3.35	3.49	3.80	3.14	3.14	3.619	5.78	5.93	2.87	4.76	5.56
Ho	0.69	0.71	0.73	0.78	0.66	0.62	0.731	1.18	1.24	0.59	0.99	1.15
Er	2.04	2.13	2.14	2.27	1.91	1.62	2.000	3.30	3.46	1.68	2.85	3.31
Tm	0.30	0.31	0.31	0.32	0.28	0.22	0.268	0.46	0.50	0.25	0.42	0.48
Yb	1.99	2.14	1.99	2.16	1.85	1.27	1.580	2.86	3.02	1.54	2.70	3.23
Lu	0.33	0.34	0.33	0.35	0.30	0.19	0.236	0.45	0.47	0.25	0.43	0.52
<i>Hf</i>	0.83	0.84	0.48	0.39	0.45	0.44	0.664	0.78	1.17	0.67	0.85	1.12
Ta	0.094	0.071	0.083	0.057	0.041	0.030	0.026	0.084	0.059	0.039	0.12	0.12
Pb	3.06	2.51	2.30	2.75	1.70	1.88	1.228	1.14	5.29	0.78	2.03	2.03
Th	0.21	0.12	0.29	0.67	0.17	0.12	0.058	0.22	0.013	0.16	0.088	0.063
U	0.063	0.047	0.086	0.185	0.092	0.045	0.035	0.082	0.031	0.066	0.029	0.025
Zr-XRF	44.1	49.0	43.3	42.7	35.8	25.5	28.8	31.5	45.4	21.8	75.9	68.2
ΣREE (ppm)	43.8	41.7	44.1	51.3	36.0	34.5	33.3	63.3	43.1	42.2	72.8	78.7
Eu*	0.98	1.07	1.05	1.07	1.07	1.11	1.05	0.84	0.72	1.05	0.94	0.91
La _N	23.6	22.1	23.2	27.1	17.6	13.5	10.1	21.9	5.8	20.7	39.1	39.6
Yb _N	11.7	12.6	11.7	12.7	10.9	7.44	9.3	16.8	17.8	9.07	15.9	19.0
Ce _N /Yb _N	1.82	1.54	1.77	1.97	1.47	1.92	1.27	1.52	0.60	2.33	2.43	2.08
La _N /Sm _N	1.61	1.55	1.49	1.51	1.36	0.93	0.66	0.79	0.26	1.40	1.61	1.46
Gd _N /Yb _N	1.19	1.08	1.27	1.29	1.16	1.97	1.70	1.56	1.37	1.43	1.32	1.27
Pb/Ce	0.23	0.21	0.18	0.18	0.17	0.22	0.17	0.073	0.81	0.060	0.086	0.084
U/Th	0.30	0.40	0.30	0.28	0.54	0.38	0.37	0.37	2.38	0.40	0.33	0.40
Zr/Nb	35.5	50.7	39.0	55.9	59.9	29.6	19.1	19.1	35.7	25.1	38.5	30.0
(Ba/Th)/100	6.64	15.7	2.78	1.73	4.22	7.51	2.71	2.71	16.6	1.85	10.1	13.8
Th/La	0.037	0.023	0.053	0.10	0.041	0.037	0.024	0.043	0.009	0.033	0.009	0.007
Nb/Ta	13.2	13.7	13.5	13.4	14.4	29.1	32.6	19.7	21.8	22.3	17.0	19.5

Tableau B-4 (suite)

Sample Unit	KG-19a Patan	KG-19b Patan	KG-21 Patan	KG-23 Patan	KG-20 Patan	KG-27 Patan	KG-35 Kiru	KG-30 Kiru	KG-31 Kiru	UM01-122 Kiru	KG-37 Kiru	KG-38 Kiru
Sub-type	Patan-2	Patan-2	Patan-2	Patan-2	Patan-2	Patan-2	Kiru-1	Kiru-1	Kiru-1	Kiru-2	Kiru-2	Kiru-2
Rock type Classification	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Diorite	Diorite	Gab/Gab-Dior	Diorite	Diorite	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior
Geoch. Grp	B2	B2	B2	B2	B2	B2	A3	A3	A3	A1	A1	A1
Lat(N)	35°08'14.02"	35°08'14.02"	35°08'18.82"	35°08'41.03"	35°08'16.01"	35°08'54.64"	35°11'03.41"	35°09'52.20"	35°10'39.47"	35°10'51.25"	35°11'30.01"	35°11'35.81"
Long(E)	73°03'25.70"	73°03'25.70"	73°03'22.28"	73°03'30.85"	73°03'24.08"	73°05'08.52"	73°06'34.70"	73°06'07.81"	73°06'29.05"	73°06'33.26"	73°07'09.62"	73°07'16.72"
<i>wt %</i>												
SiO ₂	48.36	45.76	52.54	53.41	57.74	54.56	52.40	58.48	56.98	49.81	46.23	48.12
TiO ₂	1.09	1.00	0.75	1.11	0.70	0.96	0.40	0.59	0.57	0.70	0.18	0.22
Al ₂ O ₃	18.51	19.33	16.97	18.35	16.64	16.74	17.97	18.19	18.94	15.82	19.37	18.32
FeO _T	11.01	11.42	8.86	8.96	6.78	8.82	7.02	5.17	5.92	7.79	5.67	3.72
MnO	0.24	0.23	0.15	0.27	0.15	0.20	0.15	0.11	0.15	0.16	0.11	0.08
MgO	5.34	5.64	3.29	3.75	4.46	4.51	6.92	2.58	2.70	8.52	9.35	8.59
CaO	10.10	10.97	12.94	8.20	9.06	8.57	10.19	7.17	7.40	12.42	13.86	16.93
Na ₂ O	2.60	2.50	0.40	2.90	2.60	2.37	2.87	4.15	3.84	1.83	1.47	0.88
K ₂ O	0.20	0.33		0.16	0.19	0.20	0.43	0.50	0.43	0.11	0.08	0.02
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.16	0.31	0.15	0.23	0.10	0.22	0.22	0.09	0.01	0.01
LOI	0.18	0.59	2.79	0.83	0.27	1.02	0.96	1.44	1.87	1.53	2.17	1.84
Total	97.83	97.98	98.85	98.25	98.74	98.18	99.41	98.60	99.02	98.78	98.50	98.73
<i>Anhydrous</i>												
SiO ₂	49.5	47.0	54.7	54.8	58.6	56.2	53.2	60.2	58.6	51.2	48.0	49.7
TiO ₂	1.12	1.03	0.78	1.14	0.71	0.99	0.41	0.61	0.59	0.72	0.19	0.23
Al ₂ O ₃	19.0	19.8	17.7	18.8	16.9	17.2	18.3	18.7	19.5	16.3	20.1	18.9
FeO _T	11.3	11.7	9.23	9.20	6.88	9.08	7.13	5.32	6.10	8.01	5.89	3.84
MnO	0.25	0.24	0.16	0.28	0.15	0.21	0.15	0.11	0.15	0.16	0.11	0.08
MgO	5.47	5.79	3.42	3.85	4.53	4.64	7.03	2.66	2.78	8.76	9.71	8.87
CaO	10.3	11.3	13.5	8.42	9.20	8.82	10.4	7.38	7.62	12.8	14.4	17.5
Na ₂ O	2.66	2.57	0.42	2.98	2.64	2.44	2.92	4.27	3.95	1.88	1.53	0.91
K ₂ O	0.20	0.34	0.00	0.16	0.19	0.21	0.44	0.51	0.44	0.11	0.08	0.02
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.17	0.32	0.15	0.24	0.10	0.23	0.23	0.10	0.01	0.01
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	46	47	40	43	54	48	64	47	45	66	75	80
<i>ppm</i>												
Sc	37	31	26	31	27	28	22	11	10	37	26	43
Ti	6183	6051	4510	6714	4062	5970	2745	3360	3175	3212	1341	1629
V	359	357	227	208	222	212	135	137	104	164	128	157
Ni	12	13	17	7	35	21	79	14	17	121	179	175
Cr	30	14	196	18	43	45	64	121	247	263	323	426
Rb	0.23	0.58	0.022	0.91	0.24	1.40	8.81	4.04	3.58	1.70	1.75	0.45
Sr	329	327	667	300	243	285	209	641	426	187	119	120
Y	21.7	22.5	12.3	36.3	24.3	20.5	16.8	12.0	15.6	19.7	5.03	5.97
Zr	26.5	31.4	8.03	11.8	13.3	10.0	11.1	9.32	5.96	10.9	3.66	3.72
Nb	1.76	1.54	1.41	2.01	1.57	1.70	2.90	2.39	2.81	1.52	0.11	0.035
Cs	0.004	0.010	0.015	0.047	0.010	0.009	0.15	0.15	0.14	0.033	0.071	0.018
Ba	63.0	81.2	9.81	45.4	56.3	67.0	73.4	172	130	16.5	13.0	4.80
La	7.34	8.22	6.16	7.48	6.00	6.31	7.88	7.27	8.52	2.40	0.43	0.28
Ce	18.3	21.1	14.2	18.7	15.8	15.1	18.6	18.4	21.2	7.01	1.06	0.86
Pr	2.41	2.80	1.85	2.59	2.18	2.06	2.33	2.56	2.91	1.20	0.17	0.17
Nd	11.5	13.2	8.66	13.0	10.7	10.5	10.1	11.7	13.4	6.94	1.02	1.12
Sm	2.98	3.30	2.13	3.41	2.92	2.73	2.22	2.62	2.95	2.39	0.41	0.48
Eu	1.18	1.38	0.89	1.41	1.02	1.17	0.78	0.90	1.02	0.90	0.31	0.34
Gd	3.54	3.77	2.53	4.39	3.55	3.29	2.51	2.69	3.20	3.37	0.70	0.85
Tb	0.57	0.61	0.41	0.73	0.60	0.51	0.41	0.40	0.49	0.59	0.13	0.15
Dy	3.84	4.07	2.80	5.45	4.09	3.45	2.83	2.52	3.29	4.22	0.93	1.10
Ho	0.80	0.85	0.57	1.22	0.84	0.71	0.59	0.50	0.67	0.88	0.19	0.23
Er	2.30	2.43	1.66	3.77	2.47	1.97	1.72	1.45	1.95	2.53	0.53	0.62
Tm	0.34	0.36	0.24	0.58	0.37	0.27	0.26	0.21	0.29	0.37	0.074	0.087
Yb	2.17	2.29	1.60	3.83	2.33	1.71	1.81	1.38	1.95	2.39	0.46	0.53
Lu	0.36	0.38	0.25	0.65	0.37	0.28	0.30	0.22	0.33	0.37	0.073	0.082
Hf	1.00	1.16	0.45	0.47	0.64	0.52	0.46	0.50	0.44	0.53	0.17	0.18
Ta	0.089	0.074	0.081	0.084	0.095	0.075	0.18	0.13	0.13	0.11	0.008	0.003
Pb	1.60	1.91	3.11	1.13	0.96	1.39	1.40	3.61	2.99	0.46	0.29	0.21
Th	0.12	0.25	0.074	0.067	0.060	0.26	0.70	0.13	0.14	0.039	0.018	0.006
U	0.043	0.083	0.028	0.038	0.026	0.11	0.22	0.093	0.041	0.020	0.017	0.006
Zr-XRF	54.6	44.4	39.1	73.2	87.2	37.3	115	127	94.3	22.0	9.6	9.4
ΣREE (ppm)	57.6	64.7	43.9	67.1	53.2	50.1	52.3	52.9	62.2	35.6	6.49	6.89
Eu*	1.11	1.20	1.17	1.12	0.96	1.19	1.01	1.02	1.01	0.97	1.73	1.62
La _N	31.0	34.7	26.0	31.6	25.3	26.6	33.3	30.7	36.0	10.1	1.82	1.18
Yb _N	12.8	13.5	9.41	22.5	13.7	10.0	10.6	8.13	11.5	14.0	2.69	3.12
Ce _N /Yb _N	2.34	2.56	2.47	1.35	1.88	2.47	2.85	3.70	3.02	0.82	0.64	0.45
La _N /Sm _N	1.59	1.61	1.87	1.42	1.33	1.49	2.29	1.80	1.86	0.65	0.68	0.38
Gd _N /Yb _N	1.35	1.36	1.31	0.95	1.26	1.59	1.15	1.61	1.35	1.17	1.27	1.32
Pb/Ce	0.088	0.090	0.22	0.060	0.061	0.092	0.075	0.20	0.14	0.066	0.27	0.25
U/Th	0.35	0.34	0.38	0.57	0.43	0.44	0.31	0.74	0.29	0.51	0.94	1.00
Zr/Nb	31.0	28.8	27.7	36.4	55.5	22.0	39.5	52.9	33.6	14.5	86.5	269
(Ba/Th)/100	5.12	3.31	1.33	6.78	9.38	2.56	1.05	13.8	9.31	4.24	7.21	7.99
Th/La	0.017	0.030	0.012	0.009	0.010	0.042	0.089	0.017	0.016	0.016	0.042	0.022
Nb/Ta	19.7	20.9	17.5	23.9	16.6	22.6	16.1	18.5	21.2	14.2	13.5	11.6

Tableau B-4 (suite)

Sample Unit Sub-type	KG-39 Kiru-2	KG-40 Kiru-2	KG-41 Kiru-2	KG-44 Kiru-2	KG-45 Kiru-3	KG-47 Kiru-3	KG-51 Kamila-1	KG-53 Kamila-1	KG-54 Kamila-1	KG-52 Kamila-2	KG-55 Kamila-2	KG-56 Kamila-2
Rock type Classification	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Diorite	Diorite	Diorite	Gab/Gab-Dior	Diorite	Diorite	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior
Geoch. Grp	A1	A1	A1	A1	A4	A4	A4	A4	A4	A5	A5	A5
Lat(N)	35°11'40.99"	35°12'06.01"	35°12'21.49"	35°13'31.84"	35°13'37.49"	35°11'49.88"	35°14'38.22"	35°14'40.24"	35°14'43.48"	35°14'19.57"	35°14'30.08"	35°14'47.94"
Long(E)	73°07'20.86"	73°07'35.80"	73°07'52.57"	73°08'59.71"	73°08'47.18"	73°11'42.90"	73°10'45.41"	73°10'54.16"	73°11'07.30"	73°12'00.54"	73°12'11.09"	73°11'50.60"
wt %												
SiO ₂	47.11	46.96	48.35	59.74	54.66	56.99	51.55	61.43	57.65	49.35	47.11	49.45
TiO ₂	0.30	1.40	0.56	1.64	0.44	0.65	0.59	0.51	0.81	0.79	0.94	0.89
Al ₂ O ₃	17.02	15.79	16.72	13.38	20.72	15.18	18.81	14.20	16.58	20.75	19.02	16.73
FeO _T	6.95	11.65	6.94	9.30	5.44	7.04	6.92	5.90	7.30	7.74	9.86	10.58
MnO	0.12	0.20	0.13	0.11	0.13	0.12	0.15	0.14	0.15	0.15	0.19	0.22
MgO	9.82	7.26	8.50	2.93	2.79	5.13	5.35	5.54	3.29	3.18	4.29	5.45
CaO	13.50	12.14	14.34	6.84	8.37	7.85	9.63	6.93	7.21	8.67	9.52	10.64
Na ₂ O	1.54	2.25	1.57	3.44	3.36	2.79	2.54	2.60	2.73	3.08	2.38	1.47
K ₂ O	0.03	0.03	0.06	0.23	0.40	0.31	0.77	1.01	0.83	1.91	1.88	1.05
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.21	0.15	0.12	0.11	0.13	0.18	0.47	0.74	0.18
LOI	2.55	0.96	1.71	0.58	2.41	2.70	2.12	1.46	1.55	2.64	2.53	2.42
Total	98.95	98.66	98.89	98.40	98.87	98.88	98.54	99.85	98.28	98.73	98.46	99.08
<i>Anhydrous</i>												
SiO ₂	48.9	48.1	49.8	61.1	56.7	59.3	53.5	62.4	59.6	51.4	49.1	51.2
TiO ₂	0.31	1.43	0.58	1.68	0.46	0.68	0.61	0.52	0.84	0.82	0.98	0.92
Al ₂ O ₃	17.7	16.2	17.2	13.7	21.5	15.8	19.5	14.4	17.1	21.6	19.8	17.3
FeO _T	7.21	11.9	7.14	9.51	5.64	7.32	7.18	5.99	7.55	8.06	10.3	10.9
MnO	0.12	0.20	0.13	0.11	0.13	0.12	0.16	0.14	0.16	0.16	0.20	0.23
MgO	10.2	7.43	8.75	3.00	2.89	5.33	5.55	5.63	3.40	3.31	4.47	5.64
CaO	14.0	12.4	14.8	6.99	8.68	8.16	9.99	7.04	7.45	9.02	9.92	11.0
Na ₂ O	1.60	2.30	1.62	3.52	3.48	2.90	2.63	2.64	2.82	3.21	2.48	1.52
K ₂ O	0.03	0.03	0.06	0.24	0.41	0.32	0.80	1.03	0.86	1.99	1.96	1.09
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.21	0.16	0.12	0.11	0.13	0.19	0.49	0.77	0.19
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	72	53	69	36	48	56	58	63	44	42	44	48
<i>ppm</i>												
Sc	34	42	46	24	6	29	22	23	25	17	19	34
Ti	1730	8677	4030	10593	2011	4460	4137	3547	5275	5595	5610	5462
V	136	415	242	251	74	220	160	158	216	215	264	401
Ni	179	64	133	13	11	61	29	100	13	6	7	23
Cr	363	175	238	23	87	101	10	444	44	9	16	30
Rb	0.58	0.77	1.11	3.91	10.1	9.01	21.3	28.7	25.4	54.1	50.4	34.5
Sr	103	171	140	170	393	129	217	170	255	865	690	761
Y	5.82	13.28	10.48	66.9	7.05	16.2	13.8	15.4	27.2	23.3	27.4	29.6
Zr	4.04	7.80	10.3	26.2	2.83	12.2	10.7	12.9	16.4	8.56	15.2	31.7
Nb	0.16	0.24	0.064	10.0	2.09	1.19	2.23	3.12	3.15	4.89	5.42	7.42
Cs	0.026	0.017	0.054	0.054	0.24	0.19	0.36	0.28	0.49	0.96	0.93	0.46
Ba	9.33	9.71	11.6	38.8	164	84.1	191	242	150	1445	1014	600
La	0.28	0.48	0.39	10.54	7.51	5.18	6.68	10.8	11.7	63.5	46.2	71.1
Ce	0.88	1.61	1.21	28.9	16.3	12.6	14.9	23.1	26.9	107	89.4	125
Pr	0.19	0.33	0.25	4.29	2.00	1.66	1.80	2.65	3.37	10.7	9.85	12.6
Nd	1.23	2.33	1.70	22.2	9.10	7.95	7.89	11.1	15.3	39.9	39.8	46.1
Sm	0.58	1.07	0.77	6.52	2.10	2.06	1.88	2.36	3.69	6.33	7.02	7.25
Eu	0.41	0.86	0.50	2.02	0.77	0.79	0.81	0.80	1.23	2.21	2.17	2.25
Gd	1.01	1.88	1.38	9.04	2.11	2.59	2.34	2.63	4.37	5.66	6.56	6.43
Tb	0.19	0.34	0.26	1.60	0.29	0.43	0.38	0.42	0.72	0.76	0.92	0.93
Dy	1.37	2.46	1.89	11.3	1.70	3.03	2.54	2.79	4.86	4.60	5.54	5.77
Ho	0.29	0.50	0.39	2.37	0.32	0.63	0.51	0.57	1.01	0.89	1.08	1.15
Er	0.83	1.38	1.03	6.45	0.84	1.73	1.37	1.55	2.89	2.34	2.91	3.25
Tm	0.11	0.19	0.15	0.96	0.12	0.26	0.20	0.24	0.43	0.33	0.41	0.49
Yb	0.72	1.18	0.90	6.09	0.78	1.66	1.34	1.52	2.77	2.02	2.47	3.15
Lu	0.11	0.19	0.14	0.96	0.12	0.27	0.22	0.25	0.46	0.32	0.39	0.51
Hf	0.22	0.35	0.29	0.73	0.26	0.47	0.53	0.39	0.51	0.29	0.51	1.00
Ta	0.015	0.019	0.004	0.59	0.14	0.082	0.17	0.27	0.22	0.20	0.19	0.38
Pb	1.27	0.25	0.48	0.58	4.26	1.41	1.85	1.08	2.07	4.76	3.42	4.76
Th	0.006	0.008	0.008	1.11	0.73	0.80	2.08	3.00	2.50	9.87	7.29	13.00
U	0.002	0.006	0.024	0.38	0.24	0.17	0.54	0.58	0.68	1.13	1.55	1.65
Zr-XRF	9.2	14.0	12.4	22.1	26.1	73.5	40.5	88.0	88.9	107	73.7	108
ΣREE (ppm)	8.20	14.8	11.0	113	44.1	40.8	42.8	60.8	79.6	246	215	286
Eu*	1.60	1.84	1.47	0.81	1.11	1.05	1.17	0.97	0.94	1.10	0.96	0.99
La _N	1.19	2.04	1.63	44.5	31.7	21.8	28.2	45.7	49.2	268	195	300
Yb _N	4.22	6.94	5.28	35.8	4.58	9.76	7.86	8.95	16.3	11.9	14.5	18.5
Ce _N /Yb _N	0.34	0.38	0.37	1.32	5.82	2.11	3.09	4.21	2.69	14.7	10.1	11.1
La _N /Sm _N	0.31	0.29	0.32	1.04	2.31	1.63	2.29	2.97	2.04	6.48	4.24	6.33
Gd _N /Yb _N	1.16	1.31	1.27	1.23	2.24	1.29	1.44	1.43	1.30	2.32	2.19	1.69
Pb/Ce	1.45	0.158	0.40	0.020	0.26	0.11	0.12	0.047	0.077	0.045	0.038	0.038
U/Th	0.33	0.75	3.00	0.34	0.33	0.21	0.26	0.19	0.27	0.11	0.21	0.13
Zr/Nb	58.7	59.0	194	22.1	12.5	61.6	18.2	28.2	28.2	21.8	13.6	14.6
(Ba/Th)/100	15.5	12.1	14.5	0.35	2.24	1.05	0.92	0.81	0.60	1.46	1.39	0.46
Th/La	0.021	0.017	0.021	0.11	0.098	0.16	0.31	0.28	0.21	0.16	0.16	0.18
Nb/Ta	10.8	12.2	16.4	17.0	15.4	14.6	13.0	11.5	14.6	24.8	29.2	19.8

Tableau B-4 (suite)

UM01-126	KG-59	UM01-127	UM01-128	UM01-129	UM01-130	UM01-131	UM01-133	UM01-134	UM01-135
Kamila	Kamila	Kamila	Kamila	Kamila	Kamila	Kamila	Kamila	Kamila	Kamila
Kamila-T3	Kamila-T3	Kamila-T3	Kamila-T3	Kamila-T4	Kamila-T4	Kamila-T4	Kamila-T5	Kamila-T5	Kamila-T5
UB	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Gab/Gab-Dior	Diorite	Gab/Gab-Dior
A2	A2	A2	A2	A4?	A4?	A4?	B3	B3	B3
35°17'09.72"	35°16'55.16"	35°17'15.84"	35°17'21.80"	35°17'42.90"	35°17'55.90"	35°17'55.90"	35°18'55.70"	35°21'00.30"	35°22'24.40"
73°13'24.02"	73°13'27.91"	73°13'25.28"	73°13'25.70"	73°12'43.70"	73°11'49.00"	73°11'49.00"	73°11'31.10"	73°12'13.50"	73°12'15.80"
42.40	44.73	44.73	51.78	49.50	46.13	49.56	52.08	54.66	51.16
1.99	1.29	1.12	1.05	0.64	0.58	0.86	0.72	0.90	0.82
14.35	19.85	21.66	19.65	14.02	11.73	15.82	19.01	16.34	16.16
11.54	10.00	9.61	8.08	8.65	8.45	7.89	7.34	7.70	8.40
0.14	0.14	0.19	0.18	0.18	0.15	0.14	0.15	0.16	0.18
12.87	5.91	3.30	4.13	11.09	17.89	7.93	5.72	5.33	6.99
10.69	10.83	11.06	8.42	10.13	9.76	11.67	10.06	8.10	9.18
2.32	2.78	3.55	4.15	2.73	1.21	2.56	3.07	3.21	2.86
0.24	0.20	0.09	0.24	0.38	0.22	0.20	0.42	0.52	0.36
0.05	0.10	0.58	0.17	0.12	0.12	0.19	0.10	0.18	0.11
1.78	2.63	2.42	0.66	1.26	2.26	1.57	0.00	1.53	2.04
98.37	98.46	98.31	98.51	98.70	98.50	98.39	98.67	98.63	98.26
43.9	46.7	46.6	52.9	50.8	47.9	51.2	52.8	56.3	53.2
2.06	1.35	1.17	1.07	0.66	0.60	0.89	0.73	0.93	0.85
14.9	20.7	22.6	20.1	14.4	12.2	16.3	19.3	16.8	16.8
12.0	10.4	10.0	8.26	8.88	8.78	8.15	7.44	7.93	8.73
0.14	0.15	0.20	0.18	0.19	0.16	0.14	0.15	0.16	0.19
13.3	6.17	3.44	4.22	11.4	18.6	8.19	5.80	5.49	7.26
11.1	11.3	11.5	8.60	10.4	10.1	12.1	10.2	8.34	9.54
2.40	2.90	3.70	4.24	2.80	1.26	2.64	3.11	3.31	2.97
0.25	0.21	0.09	0.25	0.39	0.23	0.21	0.43	0.54	0.37
0.05	0.10	0.60	0.17	0.12	0.12	0.20	0.10	0.19	0.11
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
66	51	38	48	69	79	64	58	55	60
51	21	13	16	40	28	35	21	25	27
10761	7787	6535	5793	3684	3984	5813	3936	5843	4820
395	287	119	139	218	222	289	132	220	206
173	53	3	8	131	705	130	48	75	108
209	82	3	3	323	1022	224	72	257	164
0.93	1.15	0.39	1.14	3.60	2.70	2.10	3.25	1.41	1.26
171	533	573	551	220	29	269	604	288	349
22.3	19.3	25.7	21.5	11.5	13.8	19.9	11.2	16.6	14.6
31.3	25.1	6.56	8.59	17.0	30.4	16.8	19.3	18.5	25.6
1.73	1.41	2.71	4.13	2.70	6.04	8.84	1.41	2.78	2.14
0.019	0.044	0.26	0.051	0.059	0.081	0.068	0.13	0.15	1.24
25.4	32.8	34.1	50.3	41.6	17.7	40.6	118	145	101
2.55	3.34	4.63	7.13	3.82	5.27	6.57	6.46	9.26	6.08
8.92	10.3	15.2	19.2	10.5	11.6	14.9	14.3	20.4	14.1
1.70	1.80	2.69	3.04	1.50	1.49	1.97	1.90	2.56	1.96
10.4	10.7	15.7	16.4	7.23	6.78	9.25	8.78	11.6	9.42
3.46	3.28	4.67	4.87	1.80	1.59	2.33	2.14	2.77	2.47
1.28	1.28	1.71	1.50	0.70	0.61	0.81	0.84	0.95	0.89
4.69	4.10	5.71	5.55	2.21	1.96	2.85	2.46	3.27	2.96
0.77	0.64	0.90	0.82	0.36	0.32	0.46	0.38	0.52	0.48
5.21	4.08	5.95	5.25	2.54	2.27	3.33	2.51	3.44	3.24
1.03	0.81	1.19	0.99	0.53	0.47	0.70	0.50	0.69	0.66
2.82	2.11	3.42	2.76	1.52	1.34	1.95	1.46	1.89	1.87
0.37	0.29	0.49	0.38	0.22	0.19	0.29	0.20	0.28	0.27
2.32	1.79	3.21	2.54	1.44	1.28	1.83	1.34	1.78	1.80
0.35	0.28	0.50	0.39	0.23	0.21	0.30	0.22	0.28	0.28
1.44	0.86	0.39	0.72	0.70	0.84	0.69	0.74	0.53	1.00
0.089	0.066	0.13	0.23	0.15	0.36	0.50	0.10	0.20	0.14
1.17	0.78	10.16	1.98	3.29	0.81	1.59	3.54	4.52	4.38
0.040	0.044	0.070	0.068	0.22	0.89	1.00	0.25	0.055	0.057
0.025	0.032	0.037	0.026	0.073	0.21	0.24	0.061	0.023	0.021
47.0	46.6	120	32.0	31.7	38.6	52.0	31.0	90.0	70.0
45.8	44.8	66.0	70.9	34.6	35.4	47.5	43.5	59.8	46.5
0.97	1.07	1.01	0.88	1.07	1.06	0.96	1.11	0.97	1.01
10.8	14.1	19.5	30.1	16.1	22.2	27.7	27.2	39.1	25.7
13.6	10.5	18.9	14.9	8.47	7.52	10.8	7.88	10.5	10.6
1.07	1.61	1.32	2.10	2.03	2.52	2.27	2.97	3.18	2.17
0.48	0.66	0.64	0.95	1.37	2.14	1.82	1.95	2.16	1.59
1.67	1.90	1.47	1.81	1.27	1.27	1.29	1.51	1.51	1.36
0.13	0.075	0.67	0.10	0.31	0.070	0.11	0.25	0.22	0.31
0.63	0.73	0.53	0.38	0.33	0.24	0.24	0.24	0.42	0.37
27.2	33.0	44.3	7.7	11.8	6.4	5.9	21.9	32.3	32.7
6.36	7.46	4.87	7.39	1.91	0.20	0.41	4.71	26.3	17.7
0.016	0.013	0.015	0.010	0.057	0.17	0.15	0.039	0.006	0.009
19.5	21.5	20.8	17.9	17.9	17.0	17.6	14.2	13.7	14.8

Sample Unit	KG-32 Kiru	KG-33 Kiru	KG-34 Kiru	KG-46 Kiru	KG-48 Kamila	KG-49 Kamila	KG-50* Kamila	KG-58 Kamila	UM01-124* Kiru	UM01-125* Kamila	KH04-12a Patan/Sar	KH04-12b Patan/Sar
Sub-type	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1	TON-T1
Rock type	Qtz-Dior	Qtz-Dior	Qtz-Dior	Qtz-Dior	Granite	Granite	Granite	Granite	Qtz-Dior	Granite	Granite	Granite
Classification												
Geoch. Grp	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite	T1-Granite
Lat(N)	35°10'55.34"	35°11'05.28"	35°11'05.28"	35°13'56.21"	35°14'15.47"	35°14'17.56"	35°14'30.62"	35°14'46.57"	35°13'27.92"	35°14'42.22"	35°07'08.02"	35°07'08.02"
Long(E)	73°06'30.92"	73°06'21.74"	73°06'21.74"	73°10'21.43"	73°10'36.08"	73°10'38.14"	73°10'42.49"	73°12'31.46"	73°09'20.85"	73°12'12.31"	73°00'54.08"	73°00'54.08"
<i>wt %</i>												
SiO ₂	63.27	64.31	64.53	64.45	74.03	68.19	67.88	68.11	64.72	71.20	74.69	71.84
TiO ₂	0.43	0.47	0.53	0.40	0.11	0.22	0.21	0.20	0.38	0.22	0.17	0.26
Al ₂ O ₃	20.02	14.69	14.72	18.83	14.88	16.49	16.56	16.43	17.40	15.37	13.55	14.35
FeO _T	2.36	4.74	4.66	3.87	1.29	2.35	2.35	2.60	3.46	2.35	2.70	3.02
MnO	0.04	0.10	0.11	0.12	0.03	0.06	0.06	0.27	0.10	0.07	0.12	0.10
MgO	1.04	3.50	3.03	1.18	0.54	1.07	0.86	0.81	1.32	0.73	0.75	1.07
CaO	7.08	6.28	6.17	6.59	2.81	5.20	4.52	4.88	5.84	3.38	3.93	4.74
Na ₂ O	4.31	2.81	3.09	3.47	4.35	4.20	3.88	3.42	3.48	3.77	2.94	2.98
K ₂ O	0.15	0.54	1.00	0.07	0.75	0.40	1.15	1.09	0.90	1.28	0.33	0.34
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.10	0.19	0.03	0.08	0.09	0.12	0.13	0.05	0.03	0.04
LOI	0.34	1.23	0.98	0.18	0.89	1.23	1.54	1.17	1.60	1.18	0.42	0.41
Total	99.18	98.76	98.92	99.35	99.71	99.49	99.10	99.10	99.33	99.60	99.63	99.17
<i>Anhydrous</i>												
SiO ₂	64.0	65.9	65.9	65.0	74.9	69.4	69.6	69.6	66.2	72.3	75.3	72.7
TiO ₂	0.44	0.48	0.54	0.40	0.11	0.22	0.22	0.20	0.39	0.22	0.17	0.26
Al ₂ O ₃	20.3	15.1	15.0	19.0	15.1	16.8	17.0	16.8	17.8	15.6	13.7	14.5
FeO _T	2.38	4.86	4.75	3.91	1.31	2.39	2.41	2.65	3.54	2.38	2.72	3.05
MnO	0.04	0.10	0.11	0.12	0.03	0.06	0.06	0.28	0.10	0.07	0.12	0.11
MgO	1.05	3.59	3.09	1.19	0.55	1.09	0.88	0.83	1.35	0.74	0.76	1.09
CaO	7.16	6.44	6.30	6.64	2.84	5.29	4.63	4.98	5.98	3.43	3.96	4.80
Na ₂ O	4.36	2.88	3.16	3.50	4.40	4.27	3.98	3.49	3.56	3.83	2.96	3.02
K ₂ O	0.15	0.55	1.02	0.07	0.76	0.41	1.18	1.11	0.92	1.30	0.33	0.35
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.10	0.19	0.03	0.08	0.09	0.12	0.13	0.05	0.03	0.04
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	44	57	54	35	43	45	39	36	40	36	33	39
<i>ppm</i>												
Sc	3	23	18	4	1	3	2	3	7	1	8	7
Ti	3070	3210	3363	2832	562	1001	1415	1368	-	872	-	-
V	49	160	125	34	12	31	30	22	41	11	24	45
Ni	7	49	35	4	3	5	3	4	2	1	3	4
Cr	15	279	99	6	47	43	39	49	27	1	8	10
Rb	5.06	21.1	22.6	0.77	22.3	12.4	44.0	41.9	33.5	48.7	9.28	4.72
Sr	399	214	188	346	289	409	332	351	386	364	338	309
Y	4.48	12.79	31.1	20.79	1.02	3.52	2.59	25.5	5.75	2.84	7.45	9.68
Zr	13.1	6.34	13.7	21.3	5.45	22.5	14.4	7.41	3.01	3.66	6.23	10.3
Nb	2.22	3.57	4.87	4.64	1.03	1.56	1.82	5.55	2.50	5.55	1.29	0.93
Cs	0.22	0.70	0.36	0.025	0.31	0.18	0.51	0.59	0.43	0.48	0.20	0.13
Ba	120	155	200	140	343	209	516	666	431	889	285	189
La	4.44	17.1	17.8	7.89	2.81	7.07	11.0	14.7	10.5	50.9	8.84	5.11
Ce	10.7	33.9	37.2	19.0	5.15	14.0	20.3	28.1	21.0	93.7	15.1	9.49
Pr	1.36	3.63	4.31	2.57	0.55	1.52	2.02	3.11	2.35	8.29	1.42	0.96
Nd	6.09	13.9	18.2	12.2	2.17	6.18	7.44	12.7	9.64	28.8	5.12	3.89
Sm	1.27	2.60	3.96	3.15	0.38	1.15	1.11	2.61	1.94	3.43	0.94	0.89
Eu	0.50	0.71	0.99	1.10	0.26	0.48	0.58	0.94	0.77	0.82	0.44	0.49
Gd	1.13	2.58	4.26	3.70	0.32	1.04	0.90	3.31	1.80	2.02	1.11	1.24
Tb	0.14	0.39	0.69	0.59	0.04	0.14	0.10	0.60	0.23	0.19	0.20	0.23
Dy	0.77	2.55	4.70	3.85	0.23	0.81	0.54	4.30	1.36	0.78	1.33	1.63
Ho	0.14	0.52	0.96	0.75	0.04	0.15	0.10	0.89	0.25	0.11	0.26	0.33
Er	0.36	1.54	2.79	1.99	0.12	0.42	0.26	2.55	0.69	0.25	0.69	0.87
Tm	0.052	0.23	0.42	0.29	0.020	0.060	0.036	0.40	0.099	0.032	0.098	0.12
Yb	0.33	1.55	2.63	1.88	0.13	0.40	0.24	2.73	0.68	0.22	0.65	0.77
Lu	0.050	0.26	0.42	0.30	0.024	0.061	0.041	0.46	0.11	0.039	0.11	0.12
Hf	0.33	0.31	0.53	0.36	0.20	0.68	0.24	0.19	0.14	0.13	0.26	0.41
Ta	0.18	0.28	0.28	0.29	0.061	0.11	0.091	0.27	0.17	0.21	0.11	0.064
Pb	1.56	3.47	2.72	1.33	2.81	3.21	2.60	5.19	3.25	5.08	2.66	2.31
Th	0.57	5.01	4.35	1.09	0.42	1.35	2.08	3.10	2.21	13.96	0.95	0.45
U	0.136	0.616	0.529	0.217	0.043	0.231	0.315	0.656	0.450	0.774	0.231	0.107
Zr-XRF	122	89.8	121	202	89.7	59.5	73.7	74.0	78.0	70.0	216	192
ΣREE (ppm)	27.3	81.5	99.4	59.3	12.2	33.4	44.6	77.4	51.5	190	36.3	26.1
Eu*	1.24	0.83	0.73	0.99	2.22	1.32	1.73	0.98	1.24	0.87	1.31	1.42
La _N	18.7	72.0	75.2	33.3	11.9	29.8	46.3	61.8	44.4	214.6	37.3	21.6
Yb _N	1.95	9.12	15.5	11.1	0.75	2.34	1.41	16.1	4.02	1.26	3.81	4.55
Ce _N /Yb _N	8.95	6.07	3.93	2.81	11.2	9.78	23.6	2.86	8.56	121	6.46	3.41
La _N /Sm _N	2.26	4.24	2.91	1.62	4.83	3.98	6.39	3.63	3.50	9.58	6.06	3.71
Gd _N /Yb _N	2.82	1.37	1.34	1.62	2.04	2.16	3.10	1.00	2.17	7.75	1.41	1.32
Pb/Ce	0.15	0.10	0.073	0.070	0.55	0.23	0.13	0.18	0.15	0.054	0.18	0.24
U/Th	0.24	0.12	0.12	0.20	0.10	0.17	0.15	0.21	0.20	0.055	0.24	0.24
Zr/Nb	55.0	25.2	24.9	43.5	87.3	38.1	40.6	13.3	31.2	12.6	167.2	206.8
(Ba/Th)/100	2.08	0.31	0.46	1.28	8.21	1.55	2.48	2.15	1.95	0.64	3.02	4.19
Th/La	0.13	0.29	0.24	0.14	0.15	0.19	0.19	0.21	0.21	0.27	0.11	0.088
Nb/Ta	12.3	12.8	17.1	16.1	16.8	14.1	20.1	20.3	14.7	26.5	11.4	14.5

Tableau B-4 (suite)

Sample	KG-42*	KG-43	UM01-123*	KH04-13b	KH04-13c	UM01-121	KH04-24a	KH04-24b
Unit	Kiru	Kiru	Kiru	Patan/Sar	Patan/Sar	Patan	Jijal	Jijal
Sub-type	GRA-T2	GRA-T2	GRA-T2	TON-OTH	TON-OTH	GRA-OTH	TRON-OTH	TRON-OTH
Rock type	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite
Classification								
Geoch. Grp	T2-Granite	T2-Granite	T2-Granite	Undet-Gra	Undet-Gra	Undet-Gra	Undet-Gra	Undet-Gra
Lat(N)	35°13'02.32"	35°13'07.28"	35°13'05.52"	35°07'02.15"	35°07'02.15"	35°07'59.00"	35°04'29.68"	35°04'29.68"
Long(E)	73°08'55.68"	73°09'01.48"	73°09'02.75"	73°00'44.92"	73°00'44.92"	73°03'18.80"	72°58'08.86"	72°58'08.86"
wt %								
SiO ₂	74.35	74.80	74.09	74.23	73.92	74.69	71.72	72.63
TiO ₂	0.05	0.05	0.03	0.05	0.01	0.09	0.09	0.02
Al ₂ O ₃	14.95	14.66	14.87	15.54	15.57	15.23	16.25	16.85
FeO _T	1.09	0.90	0.82	0.32	0.15	0.90	0.97	0.17
MnO	0.18	0.22	0.15	0.02	0.01	0.15	0.02	0.00
MgO	0.27	0.25	0.26	0.14	0.06	0.32	0.45	0.09
CaO	2.20	2.13	1.80	3.69	3.68	1.84	2.81	2.36
Na ₂ O	3.56	3.13	2.90	4.33	4.77	3.07	6.44	7.13
K ₂ O	1.57	1.86	2.28	0.56	0.38	2.27	0.28	0.20
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.04	0.01	0.01	0.05	0.04	0.02
LOI	0.97	0.99	1.22	0.52	0.59	1.17	0.54	0.27
Total	99.26	99.04	98.46	99.41	99.16	99.78	99.62	99.74
Anhydrous								
SiO ₂	75.6	76.3	76.2	75.1	75.0	75.7	72.4	73.0
TiO ₂	0.05	0.05	0.03	0.05	0.01	0.09	0.09	0.02
Al ₂ O ₃	15.2	15.0	15.3	15.7	15.8	15.4	16.4	16.9
FeO _T	1.11	0.92	0.84	0.32	0.15	0.91	0.98	0.18
MnO	0.18	0.22	0.15	0.02	0.01	0.15	0.02	0.00
MgO	0.27	0.25	0.27	0.14	0.06	0.32	0.45	0.09
CaO	2.24	2.17	1.85	3.73	3.73	1.87	2.84	2.37
Na ₂ O	3.62	3.19	2.98	4.38	4.84	3.11	6.50	7.16
K ₂ O	1.60	1.90	2.34	0.57	0.39	2.30	0.29	0.20
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.04	0.01	0.01	0.05	0.04	0.02
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mg#	31	33	36	44	42	39	45	48
ppm								
Sc	1	2	3	1	2	0	-	-
Ti	257	222	-	-	-	37	-	-
V	5	9	21	8	5	3	29	7
Ni	9	6	2	8	7	1	5	5
Cr	209	105	24	6	8	1	6	6
Rb	50.4	53.2	63.6	8.31	5.12	8.32	2.24	-
Sr	206	148	154	365	354	271	330	-
Y	9.79	13.3	8.02	0.81	0.40	1.26	1.34	-
Zr	2.85	5.95	2.60	2.10	0.61	0.44	4.96	-
Nb	5.89	6.88	7.12	0.20	0.077	0.23	0.11	-
Cs	1.12	0.98	1.13	0.16	0.12	1.55	0.78	-
Ba	853	773	841	760	568	544	391	-
La	8.35	6.95	6.38	0.022	0.014	0.23	0.31	-
Ce	17.3	14.6	13.3	0.037	0.026	0.53	0.69	-
Pr	1.94	1.67	1.53	0.005	0.004	0.08	0.09	-
Nd	7.61	6.56	6.17	0.028	0.021	0.46	0.47	-
Sm	1.62	1.69	1.46	0.011	0.009	0.24	0.16	-
Eu	0.35	0.28	0.29	0.014	0.018	0.23	0.07	-
Gd	1.70	1.98	1.67	0.037	0.044	0.55	0.19	-
Tb	0.26	0.35	0.25	0.007	0.004	0.08	0.04	-
Dy	1.79	2.41	1.54	0.086	0.046	0.36	0.23	-
Ho	0.35	0.45	0.27	0.026	0.012	0.036	0.051	-
Er	1.01	1.28	0.74	0.095	0.043	0.045	0.15	-
Tm	0.16	0.20	0.11	0.016	0.007	0.004	0.021	-
Yb	1.11	1.37	0.83	0.12	0.050	0.027	0.14	-
Lu	0.19	0.22	0.14	0.021	0.008	0.002	0.023	-
Hf	0.14	0.37	0.18	0.085	0.026	0.037	0.16	-
Ta	0.65	0.75	0.75	0.014	0.005	0.015	0.031	-
Pb	15.65	8.22	11.90	5.52	6.42	18.35	1.90	-
Th	2.05	1.60	1.61	0.001	0.001	0.010	0.010	-
U	0.559	0.535	0.359	0.001	0.001	0.004	0.005	-
Zr-XRF	42.0	47.5	38.0	33.4	9.4	14.0	8.3	-
ΣREE (ppm)	43.7	40.0	34.7	0.52	0.31	2.86	2.63	-
Eu*	0.65	0.46	0.57	1.86	2.23	1.88	1.19	-
La _N	35.2	29.3	26.9	0.093	0.059	0.97	1.29	-
Yb _N	6.54	8.03	4.88	0.70	0.29	0.16	0.80	-
Ce _N /Yb _N	4.31	2.97	4.45	0.087	0.14	5.44	1.41	-
La _N /Sm _N	3.32	2.66	2.82	1.26	0.97	0.63	1.25	-
Gd _N /Yb _N	1.26	1.20	1.66	0.25	0.72	16.8	1.17	-
Pb/Ce	0.91	0.56	0.89	148	250	34.7	2.75	-
U/Th	0.27	0.33	0.22	1.87	1.54	0.40	0.48	-
Zr/Nb	7.1	6.9	5.3	166	123	62.2	73.7	-
(Ba/Th)/100	4.16	4.83	5.22	11359	8534	544	386	-
Th/La	0.25	0.23	0.25	0.030	0.047	0.043	0.033	-
Nb/Ta	9.1	9.2	9.5	14.4	14.7	14.7	3.7	-

Tableau B-4 (suite)

Name	Classification	Geoch Grp	Mineral	Rb (ppm)	Sr	Sm	Nd	U	Th	Pb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₀₎	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₍₀₎	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	Δ7/4	Δ8/4			
JUAL CRUSTAL SEQUENCE																											
KH04-06	Jijal-A	A2-A4	WR	0.746	156.5	0.802	1.862	0.001	0.002	0.278	0.014	0.703664 ± 2	0.70364	-10.5	0.260	0.512987 ± 6	0.51282	6.0	18.4444 ± 7	15.5861 ± 6	38.5832 ± 17	18.442	15.586	38.581	10	66	
KH04-07	Jijal-A	A2-A4	WR	0.059	15.6	0.937	1.434	0.002	0.002	0.103	0.011	0.703753 ± 2	0.70374	-9.2	0.394	0.513078 ± 8	0.51282	6.0	18.4664 ± 35	15.5842 ± 31	38.5695 ± 78	18.452	15.584	38.564	9	63	
KH04-19	Jijal-A	A2-A4	WR	0.061	35.3	1.309	1.698	0.002	0.002	0.068	0.005	0.703759 ± 2	0.70375	-9.0	0.466	0.513067 ± 8	0.51276	4.9	18.4321 ± 17	15.5744 ± 16	38.5550 ± 40	18.399	15.573	38.547	9	68	
KH04-21	Jijal-A	A2-A4	WR	0.612	204.6	1.535	3.829	0.001	0.003	0.190	0.009	0.703713 ± 2	0.70370	-9.7	0.242	0.512968 ± 6	0.51281	5.8	18.3772 ± 7	15.5638 ± 6	38.4886 ± 23	18.370	15.563	38.483	8	65	
KH97-104	Jijal-A	A2-A4	WR	0.993	123.9	1.836	4.505	0.003	0.005	0.210	0.023	0.703603 ± 3	0.70357	-11.6	0.246	0.512969 ± 16	0.51281	5.8	18.3327 ± 6	15.5430 ± 6	38.4251 ± 16	18.319	15.542	38.417	7	64	
			Hbl	1.039	119.3	1.778	4.353	0.001	0.003	0.233	0.025	0.703590 ± 3	0.70355	-11.8	0.247	0.512974 ± 9	0.51281	5.9	18.3467 ± 7	15.5410 ± 6	38.4446 ± 16	18.341	15.541	38.441	6	64	
KH97-107	Jijal-A	A2-A4	WR	0.527	179.0	1.583	4.150	0.003	0.005	0.282	0.009	0.703772 ± 2	0.70376	-8.9	0.230	0.512924 ± 18	0.51277	5.1	18.4126 ± 7	15.5776 ± 7	38.5405 ± 20	18.404	15.577	38.535	9	66	
			Hbl	0.515	127.0	1.260	3.251	0.001	0.002	0.202	0.012	0.703776 ± 2	0.70376	-8.9	0.234	0.512941 ± 15	0.51279	5.4	18.4774 ± 6	15.5811 ± 7	38.6292 ± 16	18.474	15.581	38.626	9	66	
KH04-17	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	1.089	261.6	1.795	6.131	0.032	0.086	1.717	0.012	0.703997 ± 3	0.70397	-5.8	0.177	0.512962 ± 11	0.51285	6.5	18.5349 ± 5	15.5812 ± 6	38.7067 ± 14	18.516	15.580	38.691	8	68	
KH04-23	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	0.076	217.6	2.007	6.469	0.009	0.002	1.247	0.001	0.703995 ± 4	0.70399	-5.5	0.187	0.512932 ± 3	0.51281	5.8	18.5398 ± 5	15.5839 ± 5	38.7144 ± 15	18.533	15.584	38.714	8	68	
KH97-102	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	0.224	295.7	1.526	4.729	0.006	0.005	0.702	0.002	0.704016 ± 3	0.70401	-5.3	0.195	0.512932 ± 15	0.51280	5.7	18.5735 ± 24	15.5870 ± 19	38.7628 ± 53	18.565	15.587	38.760	8	69	
			Pl	0.012	3.4	0.015	0.052	0.000	0.000	0.043	0.010	0.704035 ± 2	0.70402	-5.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
KH97-110	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	0.225	298.5	0.718	2.008	0.004	0.006	0.526	0.002	0.703942 ± 2	0.70394	-6.3	0.216	0.512933 ± 29	0.51279	5.5	18.5144 ± 8	15.5761 ± 7	38.6761 ± 18	18.507	15.576	38.672	8	67	
KH97-111	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	0.064	320.2	0.831	2.302	0.002	0.002	0.550	0.001	0.703925 ± 10	0.70392	-6.5	0.218	0.512929 ± 14	0.51279	5.4	18.5190 ± 11	15.5843 ± 10	38.6967 ± 27	18.515	15.584	38.695	9	68	
			Cpx	0.047	36.4	1.996	8.427	0.003	0.004	0.295	0.004	0.703937 ± 3	0.70393	-6.4	0.143	0.512895 ± 5	0.51280	5.7	18.4957 ± 32	15.5746 ± 16	38.6604 ± 53	18.487	15.574	38.656	8	68	
			Pl	0.074	685.5	0.050	0.522	0.000	0.000	1.612	0.000	0.703938 ± 3	0.70394	-6.3	0.058	0.512872 ± 9	0.51283	6.3	18.5207 ± 9	15.5802 ± 8	38.6899 ± 25	18.521	15.580	38.690	8	67	
KH97-114	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	0.617	261.1	1.680	5.725	0.026	0.062	1.493	0.007	0.703938 ± 4	0.70393	-6.5	0.177	0.512897 ± 13	0.51278	5.3	18.5299 ± 6	15.5830 ± 8	38.7108 ± 22	18.513	15.582	38.697	8	69	
			Cpx	0.196	27.5	4.036	19.453	0.003	0.075	0.328	0.021	0.703958 ± 6	0.70393	-6.5	0.125	0.512949 ± 14	0.51287	6.9	18.5273 ± 16	15.5781 ± 12	38.7493 ± 33	18.518	15.578	38.675	8	66	
			Pl	0.498	441.2	0.082	1.079	0.001	0.003	2.829	0.003	0.703937 ± 5	0.70393	-6.4	0.046	0.512863 ± 10	0.51283	6.3	18.5330 ± 7	15.5819 ± 9	38.7085 ± 24	18.533	15.582	38.708	8	67	
BKI-158-B	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	1.040	247.1	1.422	4.566	0.042	0.115	1.373	0.012	0.703926 ± 2	0.70391	-6.7	0.188	0.512948 ± 8	0.51282	6.1	18.5446 ± 6	15.5832 ± 6	38.7090 ± 15	18.515	15.582	38.682	8	67	
			Cpx	0.573	23.5	3.145	14.086	0.008	0.097	0.257	0.071	0.703944 ± 7	0.70384	-7.7	0.135	0.512914 ± 4	0.51283	6.1	18.5505 ± 13	15.5752 ± 10	38.8200 ± 30	18.520	15.574	38.697	8	68	
			Pl	0.652	406.1	0.073	0.865	0.000	0.002	2.214	0.005	0.703909 ± 15	0.70390	-6.8	0.051	0.512795 ± 15	0.51276	4.9	18.5259 ± 9	15.5791 ± 7	38.6921 ± 24	18.526	15.579	38.692	8	67	
KG-03-A	Jijal-B (GtGra)	B1	WR	0.626	265.0	1.596	5.202	0.023	0.056	1.545	0.007	0.703953 ± 10	0.70394	-6.3	0.185	0.512962 ± 21	0.51284	6.4	18.5323 ± 9	15.5829 ± 9	38.7036 ± 25	18.518	15.582	38.692	8	68	
KH97-113	Jijal-B (HblGab)	B1	WR	1.415	255.2	1.521	5.143	0.044	0.115	1.564	0.016	0.703969 ± 5	0.70395	-6.2	0.178	0.512925 ± 8	0.51281	5.8	18.5281 ± 4	15.5763 ± 5	38.6853 ± 14	18.501	15.575	38.661	8	67	
			Cpx	0.031	36.5	1.910	8.011	0.005	0.007	0.317	0.002	0.704256 ± 3	0.70425	-1.9	0.144	0.512935 ± 4	0.51284	6.4	18.5800 ± 5	15.5828 ± 4	38.7711 ± 12	18.564	15.582	38.764	8	69	
			Pl	0.152	376.3	0.060	0.535	0.000	0.000	2.495	0.001	0.703937 ± 4	0.70394	-6.4	0.068	0.512795 ± 22	0.51275	4.7	18.5312 ± 10	15.5806 ± 8	38.7077 ± 29	18.531	15.581	38.708	8	68	
			Hbl	1.659	34.0	2.394	7.181	0.020	0.080	0.433	0.141	0.704104 ± 2	0.70390	-6.8	0.201	0.512840 ± 5	0.51281	5.8	18.5731 ± 16	15.5788 ± 11	38.7593 ± 29	18.529	15.577	38.699	8	67	
BKI-158-A	Jijal-B (HblGab)	B1	WR	1.115	248.1	1.378	4.378	0.027	0.085	1.405	0.013	0.703922 ± 2	0.70390	-6.8	0.190	0.512924 ± 15	0.51280	5.6	18.5363 ± 5	15.5827 ± 3	38.7026 ± 10	18.517	15.582	38.683	8	67	
			Cpx	0.515	31.0	3.444	9.560	0.020	0.086	0.268	0.048	0.703971 ± 3	0.70390	-6.8	0.217	0.512925 ± 5	0.51278	5.3	18.6269 ± 8	15.5873 ± 6	38.8318 ± 17	18.553	15.584	38.727	8	67	
			Pl	0.135	364.1	0.110	0.941	0.001	0.003	2.007	0.001	0.703908 ± 5	0.70391	-6.8	0.071	0.512840 ± 9	0.51279	5.5	18.5300 ± 10	15.5776 ± 7	38.6933 ± 24	18.529	15.578	38.693	8	66	
KG-03-B	Jijal-B (HblGab)	B1	WR	1.004	286.9	2.241	7.687	0.040	0.098	5.155	0.010	0.703958 ± 18	0.70394	-6.3	0.176	0.512942 ± 14	0.51283	6.2	18.5236 ± 3	15.5861 ± 5	38.6805 ± 16	18.516	15.586	38.674	9	66	
PATAN SEQUENCE																											
KH97-116	Sarangar	B1	Pl	2.035	451.0	0.076	0.480	0.002	0.008	3.251	0.013	0.703933 ± 5	0.70391	-6.7	0.096	0.512851 ± 10	0.51279	5.4	18.5059 ± 7	15.5845 ± 7	38.6646 ± 23	18.505	15.584	38.664	9	66	
KH97-117	Sarangar	B1	Pl	0.741	552.1	0.158	1.002	0.002	0.007	5.278	0.004	0.703929 ± 2	0.70392	-6.5	0.095	0.512814 ± 11	0.51275	4.7	18.4990 ± 6	15.5848 ± 6	38.6612 ± 18	18.499	15.585	38.661	9	67	
KH97-118	Sarangar	B1	WR	2.511	237.7	2.804	10.273	0.133	0.415	2.876	0.031	0.703963 ± 9	0.70392	-6.6	0.165	0.512862 ± 11	0.51275	4.7	18.5423 ± 6	15.5808 ± 6	38.6916 ± 18	18.497	15.579	38.645	8	66	
KH97-119	Sarangar	B1	Cpx	2.850	232.0	1.844	6.704	0.078	0.290	1.952	0.036	0.703978 ± 5	0.70393	-6.5	0.166	0.512853 ± 22	0.51274	4.5	18.5673 ± 28	15.5709 ± 22	38.7619 ± 67	18.528	15.569	38.714	7	69	
			Pl	2.120	352.6	0.229	1.945	0.002	0.019	2.636	0.017	0.703899 ± 2	0.70387	-7.2	0.071	0.512814 ± 9	0.51277	5.0	18.5212 ± 7	15.5842 ± 8	38.6834 ± 25	18.520	15.584	38.681	9	66	
KG-07	Sarangar	B1	WR	2.773	292.8	2.248	8.340	0.063	0.208	3.063	0.027	0.703939 ± 9	0.70390	-6.9	0.163	0.512868 ± 7	0.51276	4.9	18.5233 ± 4	15.5887 ± 4	38.6998 ± 11	18.503	15.588	38.678	9	68	
KG-11	Sarangar	B1	WR	1.015	256.1	1.985	6.753	0.092	0.170	1.703	0.011	0.703933 ± 3	0.70392	-6.6	0.177	0.512876 ± 5	0.51276	4.9	18.548								

Name	Classification	Geoch Grp	Mineral	Rb (ppm)	Sr	Sm	Nd	U	Th	Pb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₀₎	ε _{Sr(t)}	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₍₀₎	ε _{Nd(t)}	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	Δ7/4	Δ8/4	
KIRU SEQUENCE																											
KG-30	Kiru-1	A3	WR	4.043	640.6	2.616	11.741	0.093	0.125	3.607	0.018	0.703607 ± 6	0.70358	-11.4	0.134	0.512903 ± 8	0.51281	5.9	18.2996 ± 8	15.5510 ± 7	38.3361 ± 24	18.275	15.550	38.325	8	60	
KG-31	Kiru-1	A3	WR	3.575	426.1	2.954	13.437	0.041	0.140	2.992	0.024	0.703617 ± 3	0.70358	-11.4	0.133	0.512913 ± 5	0.51283	6.1	18.2746 ± 5	15.5350 ± 5	38.3433 ± 14	18.261	15.534	38.328	6	62	
			PI	2.636	254.1	0.072	0.428	0.000	0.001	2.113	0.030	0.703606 ± 2	0.70356	-11.6	0.102	0.513023 ± 11	0.51296	8.7	18.2526 ± 10	15.5265 ± 8	38.3083 ± 24	18.252	15.526	38.308	6	61	
UM01-122	Kiru-2	A1	WR	1.703	186.8	2.389	6.937	0.020	0.039	0.464	0.026	0.703211 ± 7	0.70317	-17.2	0.208	0.512984 ± 4	0.51285	6.6	18.0698 ± 8	15.5185 ± 8	38.1074 ± 18	18.028	15.516	38.081	7	66	
KG-37	Kiru-2	A1	WR	1.753	119.2	0.412	1.023	0.017	0.018	0.286	0.043	0.703173 ± 5	0.70311	-18.0	0.243	0.513164 ± 24	0.51301	9.6	18.1982 ± 27	15.5456 ± 24	38.2779 ± 67	18.140	15.543	38.258	9	70	
			Cpx	2.095	13.2	0.430	0.874	0.007	0.007	0.154	0.459	0.703694 ± 3	0.70304	-19.1	0.297	0.513094 ± 30	0.51290	7.6	-	-	-	-	-	-	-	-	
			PI	0.963	263.3	0.038	0.096	0.001	0.001	0.533	0.011	0.703132 ± 5	0.70312	-18.0	0.236	0.512997 ± 42	0.51284	6.5	18.1324 ± 22	15.5127 ± 19	38.1950 ± 49	18.131	15.513	38.194	6	65	
KG-40	Kiru-2	A1	WR	0.769	171.0	1.065	2.325	0.006	0.008	0.254	0.013	0.703140 ± 6	0.70312	-17.9	0.276	0.513092 ± 14	0.51291	7.8	18.1195 ± 17	15.5235 ± 16	38.1849 ± 35	18.097	15.522	38.175	7	67	
			PI	0.105	400.1	0.018	0.019	0.000	0.001	0.459	0.001	0.703117 ± 2	0.70312	-18.0	-	-	-	-	-	18.0866 ± 42	15.4923 ± 36	38.1221 ± 93	18.087	15.492	38.122	4	63
KAMILA SEQUENCE																											
KG-51	Kamila-1	A4	WR	21.258	217.2	1.884	7.890	0.537	2.079	1.852	0.283	0.703968 ± 3	0.70357	-11.6	0.144	0.512923 ± 9	0.51283	6.2	18.6839 ± 9	15.5717 ± 8	38.8825 ± 21	18.398	15.558	38.517	7	65	
			PI	4.549	15.0	0.004	0.011	0.017	0.009	0.147	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18.5005 ± 44	15.5513 ± 36	38.5045 ± 92	18.389	15.546	38.485	6	63
KG-56	Kamila-2	A5	WR	34.524	761.4	7.251	46.108	1.648	12.995	4.755	0.131	0.703954 ± 3	0.70377	-8.8	0.095	0.512805 ± 6	0.51274	4.5	18.9767 ± 5	15.5939 ± 4	39.6994 ± 13	18.630	15.577	38.795	7	64	
KG-59	Kamila-3	A2	WR	1.155	533.3	3.277	10.666	0.032	0.044	0.778	0.006	0.703676 ± 3	0.70367	-10.2	0.185	0.512940 ± 5	0.51282	6.0	18.3130 ± 8	15.5511 ± 7	38.3763 ± 18	18.273	15.549	38.358	8	64	
UM01-128	Kamila-3	A2	WR	1.145	550.7	4.868	16.446	0.026	0.068	1.980	0.006	0.703627 ± 13	0.70362	-10.9	0.179	0.512973 ± 19	0.51286	6.7	18.2367 ± 6	15.5306 ± 6	38.2788 ± 16	18.224	15.530	38.268	6	61	
			PI	0.220	780.7	0.064	0.379	0.000	0.001	2.801	0.001	0.703610 ± 3	0.70361	-11.0	0.102	0.512929 ± 13	0.51286	6.8	18.1923 ± 5	15.5325 ± 5	38.2280 ± 16	18.192	15.532	38.228	7	61	
UM01-129	Kamila-4	A4?	WR	3.602	220.5	1.795	7.232	0.073	0.218	3.285	0.047	0.704369 ± 8	0.70430	-1.2	0.150	0.512921 ± 18	0.51282	6.1	18.3145 ± 8	15.5589 ± 10	38.4208 ± 24	18.293	15.558	38.399	8	66	
			PI	1.498	290.6	0.102	0.515	0.039	0.201	3.775	0.015	0.704342 ± 8	0.70432	-0.9	0.120	0.512885 ± 15	0.51281	5.8	18.3254 ± 12	15.5602 ± 13	38.4269 ± 44	18.315	15.560	38.410	8	64	
UM01-133	Kamila-5	B3	WR	3.246	604.0	2.139	8.777	0.061	0.250	3.535	0.016	0.703806 ± 2	0.70378	-8.5	0.147	0.512789 ± 7	0.51269	3.5	18.5042 ± 7	15.6173 ± 8	38.6839 ± 24	18.487	15.617	38.661	12	68	
			Cpx	2.416	51.5	5.493	19.059	0.024	0.136	0.606	0.136	0.703920 ± 3	0.70373	-9.3	0.174	0.512761 ± 9	0.51265	2.7	18.5280 ± 7	15.6195 ± 5	38.7473 ± 14	18.490	15.618	38.674	12	69	
			PI	0.640	728.8	0.097	0.946	0.000	0.001	5.124	0.003	0.703788 ± 2	0.70378	-8.5	0.062	0.512672 ± 11	0.51263	2.3	18.5054 ± 9	15.6213 ± 11	38.6890 ± 28	18.505	15.621	38.689	12	69	
UM01-134	Kamila-5	B3	WR	1.405	287.6	2.772	11.626	0.023	0.055	4.524	0.014	0.704172 ± 2	0.70415	-3.3	0.144	0.512701 ± 2	0.51261	1.9	18.5329 ± 4	15.6336 ± 4	38.7585 ± 12	18.528	15.633	38.755	13	73	
			PI	0.995	325.9	0.205	1.638	0.000	0.002	7.349	0.009	0.704162 ± 3	0.70415	-3.3	0.075	0.512724 ± 16	0.51267	3.2	18.5348 ± 5	15.6309 ± 5	38.7509 ± 16	18.535	15.631	38.751	13	72	
UM01-135	Kamila-5	B3	WR	1.261	349.3	2.465	9.417	0.021	0.057	4.382	0.010	0.704041 ± 2	0.70403	-5.1	0.158	0.512783 ± 7	0.51268	3.3	18.5023 ± 5	15.6220 ± 5	38.7001 ± 14	18.498	15.622	38.696	13	71	
			PI	0.941	559.6	0.328	2.414	0.000	0.000	6.199	0.005	0.704038 ± 2	0.70403	-5.0	0.082	0.512762 ± 10	0.51271	3.8	18.5095 ± 6	15.6237 ± 6	38.7151 ± 21	18.510	15.624	38.715	13	71	
INTRUSIVE GRANITES																											
KG-50	Type 1		WR	43.994	331.9	1.109	7.443	0.315	2.082	2.595	0.383	0.704045 ± 4	0.70350	-12.6	0.090	0.512851 ± 7	0.51279	5.5	18.4857 ± 8	15.5666 ± 8	38.7705 ± 26	18.366	15.561	38.510	8	68	
			PI	37.728	198.9	0.010	0.040	0.007	0.009	0.857	0.549	0.704117 ± 6	0.70334	-14.9	-	-	-	-	-	18.4207 ± 26	15.5571 ± 24	38.5697 ± 62	18.412	15.557	38.566	7	68
UM01-124	Type 1		WR	33.501	386.2	1.943	9.644	0.450	2.208	3.248	0.251	0.704070 ± 7	0.70371	-9.5	0.122	0.512844 ± 13	0.51276	4.9	18.6553 ± 6	15.5791 ± 8	38.9798 ± 23	18.519	15.572	38.758	7	74	
			PI	17.806	255.9	0.015	0.045	0.007	0.005	1.905	0.201	0.704013 ± 3	0.70373	-9.3	0.202	0.513459 ± 13	0.51333	15.9	18.4901 ± 5	15.5687 ± 6	38.6670 ± 18	18.487	15.569	38.666	7	69	
UM01-125	Type 1		WR	48.676	364.2	3.429	28.803	0.774	13.956	5.080	0.387	0.704097 ± 7	0.70355	-11.9	0.072	0.512844 ± 12	0.51280	5.6	18.7555 ± 5	15.5813 ± 5	39.9073 ± 18	18.603	15.574	38.998	7	88	
			PI	7.427	59.9	0.005	0.022	0.011	0.009	0.663	0.359	0.704025 ± 2	0.70352	-12.3	0.125	0.512860 ± 24	0.51278	5.2	18.5868 ± 18	15.5709 ± 14	38.9269 ± 40	18.571	15.570	38.923	7	84	
KG-32	Type 1		WR	5.060	399.0	1.268	6.086	0.136	0.574	1.558	0.037	0.703467 ± 3	0.70342	-13.8	0.126	0.512973 ± 12	0.51289	7.4	18.3052 ± 7	15.5431 ± 8	38.4528 ± 30	18.220	15.539	38.334	7	68	
			PI	1.795	454.8	0.386	2.233	0.032	0.245	1.769	0.011	0.703440 ± 5	0.70342	-13.6	0.104	0.512971 ± 17	0.51290	7.6	18.2548 ± 12	15.5300 ± 11	38.3494 ± 28	18.237	15.529	38.305	6	63	
KG-42	Type 2		WR	50.362	206.2	1.624	7.611	0.559	2.051	15.647	0.707	0.704806 ± 7	0.70380	-8.3	0.129	0.512948 ± 21	0.51286	6.9	18.3914 ± 5	15.5650 ± 6	38.4811 ± 15	18.356	15.563	38.439	8	62	
UM01-123	Type 2		WR	63.588	153.9	1.459	6.172	0.359	1.610	11.901	1.196	0.705672 ± 9	0.70397	-5.8	0.143	0.512976 ± 6	0.51288	7.3	18.3781 ± 5	15.5545 ± 5	38.5478 ± 15	18.349	15.553	38.504	7	69	
			PI	6.103	66.3	0.139	0.612	0.153	0.157	5.211	0.266	0.704238 ± 3	0.70386	-7.4	0.137	0.512922 ± 6	0.51283	6.3	18.3560 ± 8	15.5544 ± 7	38.4954 ± 24	18.327	15.553	38.486	8	70	
KH04-24a	TRON		WR	2.239	329.7	0.158	0.469	0.005	0.010	1.899	0.020	0.704014 ± 0	0.70399	-5.6	0.203	0.513055 ± 8	0.51292	8.0	18.5597 ± 4	15.5909 ± 3	38.7472 ± 10	18.557	15.591	38.746	9	68	
UM01-121	UNDET		WR	8.319	271.0	0.236	0.458	0.004	0.010	18.351	0.089	0.703999 ± 8	0.70387	-7.3	0.311	0.512919 ± 18	0.51272	4.0	18.4986 ± 15	15.5765 ± 12	38.6298 ± 36	18.498	15.576	38.630	8	64	
			PI	4.298	171.5	0.018	0.037	0.000	0.000	17.082	0.072	0.703920 ± 4	0.70382	-8.1	-	-	-	-	-	18.5121 ± 6	15.5853 ± 5	38.6632 ± 18	18.512	15.585	38.663	9	66</

<i>ppm</i>	KG-37-Cpx
Rb	2.10
Sr	13.2
Y	6.22
Zr	5.27
Nb	0.14
Cs	0.021
Ba	7.81
La	0.19
Ce	0.59
Pr	0.13
Nd	0.87
Sm	0.43
Eu	0.25
Gd	0.79
Tb	0.15
Dy	1.10
Ho	0.24
Er	0.68
Tm	0.096
Yb	0.58
Lu	0.096
Hf	0.20
Ta	0.075
Pb	0.15
Th	0.007
U	0.007

Tableau B-6 : Analyses des éléments en trace pour les Cpx de l'échantillon KG-37 du groupe Kiru-2

*A*nnexe C :

Articles publiés ou sous presse

« An Early-Cambrian U–Pb apatite cooling age for the high-temperature regional metamorphism in the Piencó area, Borborema Province (NE Brazil): initial conclusions »

Par : Bruno Dhuime, Delphine Bosch, Olivier Bruguier, Renaud Caby and Carlos Archanjo
C. R. Geoscience 335 (2003) 1081–1089

Cet article scientifique a été publié en Septembre 2003 et correspond aux principaux résultats obtenus durant mon stage de Master 1.



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 1081–1089



Geochemistry (Isotope Geochemistry)

An Early-Cambrian U–Pb apatite cooling age for the high-temperature regional metamorphism in the Piancó area, Borborema Province (NE Brazil): initial conclusions

Bruno Dhuime^a, Delphine Bosch^a, Olivier Bruguier^b, Renaud Caby^{a,*},
Carlos Archanjo^c

^a Laboratoire de tectonophysique, université Montpellier-2, UMR 5568–CNRS/UMII, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France

^b Service ICP–MS, ISTEEM, cc 056, université de Montpellier-2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France

^c Instituto de Geociências, University of São Paulo, Brazil

Received 28 February 2003; accepted 24 September 2003

Presented by Georges Pédro

Abstract

The Borborema Province (BP) of northeastern Brazil is a complex crustal assemblage, which has undergone a polycyclic evolution during the Proterozoic. In the Piancó–Alto Brígida belt, a metamorphosed leucosome vein inserted in amphibolites has a trace element pattern suggesting a T–MORB protolith. Apatites yield a REE pattern indicating growth in equilibrium with garnet, thus pointing to its metamorphic origin. U–Pb analyses yield an age of 540 ± 5 Ma interpreted as a cooling age following amphibolite facies regional metamorphism associated with granitic emplacement at ca. 580 Ma. The resulting slow cooling rates (ranging from ca. 2.5 to 5°C Ma^{-1}) are consistent with underplating of mafic magmas, or crustal thickening caused by nappe stacking, as possible processes governing the metamorphic evolution of the BP. **To cite this article: B. Dhuime et al., C. R. Geoscience 335 (2003).**

© 2003 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Résumé

Âge de refroidissement U–Pb sur apatite du Cambrien inférieur pour le métamorphisme de haute température de la région de Piancó, province de Borborema (Nord-Est du Brésil) : premières conclusions. La Province Borborema (BP), dans le Nord-Est du Brésil, est un assemblage complexe ayant subi une évolution polycyclique durant le Protérozoïque. Dans la ceinture de Piancó–Alto Brígida, un leucosome métamorphosé, associé à des amphibolites, présente des caractéristiques d'éléments en trace, suggérant un protolithe de type T–MORB. Les apatites présentent un spectre de terres rares indiquant une croissance à l'équilibre avec le grenat, ce qui traduit une origine métamorphique. Les analyses U–Pb fournissent un âge de 540 ± 5 Ma, interprété comme un âge de refroidissement suivant le pic du métamorphisme régional daté à 580 Ma. Les taux de refroidissement faibles, compris entre 2.5 et 5°C Ma^{-1} , sont compatibles avec des processus de sous-placage magmatique

* Corresponding author.

E-mail addresses: dhuime@dstu.univ-montp2.fr (B. Dhuime), caby@dstu.univ-montp2.fr (R. Caby).

ou d'épaississement crustal pour expliquer l'évolution métamorphique de la BP. *Pour citer cet article* : B. Dhuime et al., C. R. Geoscience 335 (2003).

© 2003 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Keywords: Borborema Province; apatite; U–Pb dating; cooling age

Mots-clés : province Borborema ; apatite ; datation U–Pb ; âge de refroidissement

Version française abrégée

1. Introduction

La province Borborema (BP), dans le Nord-Est du Brésil, est constituée par un socle paléoprotérozoïque incluant quelques noyaux archéens et des formations métasédimentaires protérozoïques. Le « domaine transversal », délimité par les deux grands cisaillements dextres de Patos et de Pernambuco, se caractérise par la présence d'assemblages volcaniques et plutoniques d'âge Mésoprotérozoïque et de bassins turbiditiques du Néoprotérozoïque terminal [2, 26]. L'existence de plutons synorogéniques (Itaporanga, Campina Grande, Acari, Caraubas, S. Rafael, Faz Nova...), datés par la méthode U–Pb sur zircons autour de 580 Ma [6,14] indique que l'ensemble des structures et le métamorphisme régional datent de cette époque. Ce travail se propose de dater, au sein du domaine de Piancó-Alto Brígida (PAB), le refroidissement associé au métamorphisme régional de haute température en utilisant le géochronomètre U–Pb sur apatite, combiné avec des analyses d'éléments en trace et de microscopie électronique à balayage. Les résultats obtenus sont comparés avec ceux connus dans d'autres parties de la BP.

2. Cadre géologique

Au sein du domaine transversal, la ceinture PAB (Fig. 1) comprend des métasédiments, des méta-volcanites acides, des orthogneiss à foliation sub-horizontale replissée et des gneiss anatectiques d'âge Paléoprotérozoïque présumé. Le métamorphisme régional a culminé dans le faciès amphibolite, avec anatexie à proximité des plutons granitiques. La plupart de ces plutons se sont mis en place en conditions syncinématiques à 580 Ma [6,22], qui est l'âge du pic du métamorphisme régional. La roche étudiée provient d'une bande leucocrate de 30 cm d'épaisseur, située au sein

d'une séquence métabasique mésocrate à amphibole-clinopyroxène, associée à des niveaux calco-silicatés. Elle est localisée à une dizaine de kilomètres au nord du massif granitique d'Itaporanga, daté à 584 ± 2 Ma [6]. L'échantillon renferme 50% de grenat almandineux, 30% de quartz, 11% de plagioclase calcique, 6% d'amphibole verte et 1% de biotite. Les minéraux accessoires observés sont les sulfures, l'apatite, le zircon et le sphène. Le thermomètre amphibole–plagioclase [3] fournit une température d'équilibre de l'ordre de 640 °C à 4 kbar.

3. Techniques analytiques

Les apatites ont été dissoutes sur plaque chauffante en acide chlorhydrique 6 N. La séparation du plomb et de l'uranium a été effectuée selon la méthode décrite par Krogh [17]. Les blancs de procédure au cours de la période d'analyse ont varié entre 15 et 30 pg pour le Pb et moins de 5 pg pour l'U. La composition isotopique du Pb radiogénique a été déterminée en retirant le blanc, puis en supposant pour le Pb commun restant une composition déterminée d'après le modèle de Stacey et Kramers [24]. Le calcul des points expérimentaux et des âges a été effectué en utilisant le programme de Ludwig [18]. La mesure des éléments en traces a été réalisée par ICP–MS, suivant une méthode de calibration externe en vigueur à Montpellier et décrite en détails par Ionov et al. [15].

4. Résultats et discussion

L'échantillon de roche totale présente un spectre plat (Fig. 2), légèrement appauvri en terres rares légères, comparable au N-MORB. Les teneurs en terres rares sont cependant élevées (environ 50 fois les chondrites), ce qui suggère une affinité de type T-MORB [11]. L'anomalie négative en Eu suggère que le liquide initial a subi un processus de cristallisation fractionnée. L'échantillon est interprété comme

un leucosome issu de la fusion partielle de basaltes altérés, similaire aux veines leucosomiques observées en domaine océanique (par exemple, [13]). Le spectre de terres rares des apatites est marqué par un appauvrissement prononcé en terres rares légères et lourdes. Ceci indique une croissance à l'équilibre avec des phases métamorphiques majeures (telles que le plagioclase et le grenat) qui incorporent ces éléments de façon privilégiée. La structure interne des apatites révèle l'absence de figures magmatiques telles que zonage ou surcroissance (Fig. 3). Ces critères permettent de définir une origine métamorphique pour les apatites analysées. Dans le diagramme Concordia (Fig. 4), les quatre fractions d'apatites définissent un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 540 ± 5 Ma (MSWD = 2,9). La température de fermeture de l'apatite vis-à-vis de la diffusion du Pb est de l'ordre de $450\text{--}550^\circ\text{C}$ pour des vitesses de refroidissement comprises entre $1\text{--}10^\circ\text{C Ma}^{-1}$ [8]. Dans cette partie du domaine PAB, le pic du métamorphisme régional culmine à environ 580 Ma et 640°C . Une baisse de température depuis 640°C à 580 Ma jusqu'à $450\text{--}550^\circ\text{C}$ à 540 Ma, permet de calculer des taux de refroidissement compris entre $2,5$ à 5°C Ma^{-1} . Ces valeurs sont similaires à celles obtenues le long du cisaillement de Patos par Corsini et al. [10] et suggèrent une évolution rétrograde et un refroidissement gouvernés par des processus de remontée isostatique et de faibles taux d'érosion. Les parties les plus métamorphiques et granitisées de la ceinture PAB ont donc subi un refroidissement lent comparable et synchrone de celui observé dans d'autres parties de la BP situées au nord du cisaillement de Patos [20]. Cette évolution est cependant différente de celle connue pour le Sud de la BP, qui a subi des taux de refroidissement comparables mais de façon plus précoce, comme l'indiquent les âges Ar de 580 Ma obtenus sur amphiboles par Neves et al. [21]. Les taux de refroidissement étant identiques sur l'ensemble de la BP (environ 3 à 5°C Ma^{-1}), ceci suggère un diachronisme avec migration de la déformation, du magmatisme et du métamorphisme associé du Sud vers le Nord. Les faibles taux de refroidissement observés ne sont pas compatibles avec des processus de délamination et suggèrent une évolution métamorphique liée, soit à des processus de sous-placage de magmas basiques, qui réduisent l'*uplift* et réchauffent le système, soit à un épaissement crustal causé par l'empilement de nappe. Enfin, de petits bassins de molasse continentale non métamorphique sont présen-

tés le long du cisaillement de Patos. Ces bassins sont contemporains de la mise en place de plutons granitiques de type A, d'âge Cambrien supérieur. La préservation de l'âge U–Pb sur apatite indique que cet événement n'a pas été associé à une anomalie thermique d'ampleur régionale.

5. Conclusions

L'âge de 540 ± 5 Ma, obtenu par la méthode U–Pb sur les apatites métamorphiques d'un leucosome prélevé au sein d'un complexe metabasique, est interprété comme celui du refroidissement lent de la ceinture PAB au début du Cambrien. Cet âge fait le lien avec ceux connus au Nord et au Sud et indique des taux de refroidissement lents (globalement compris entre $2,5$ et 5°C Ma^{-1}) identiques dans l'ensemble de la BP, bien que le refroidissement soit plus précoce au Sud.

1. Introduction

The Borborema Province (BP) of northeastern Brazil is a remote area of about $450\,000\text{ km}^2$, located between the São Francisco Craton to the south and the Amazon Craton to the northwest. It constitutes the continuation in South-America of the Pan-African mobile belts of Western Africa that occupied the northern part of Gondwana [7] (see Fig. 1). This complex domain is made up of several displaced terranes, which include large areas floored by Archean and Proterozoic crustal units and Late Neoproterozoic turbiditic basins [25]. Growing geochronological evidence suggests a polycyclic evolution during the Paleoproterozoic ($2.0\text{--}2.2$ Ga), Mesoproterozoic ($0.95\text{--}1.10$ Ga) and Neoproterozoic ($0.58\text{--}0.64$ Ga) periods [2,26]. The Paleoproterozoic event is probably the most important and corresponds, in the studied area, to a major period of crust formation, associated metamorphism and granite emplacement. U–Pb zircon dating of gneisses from the Transversal Domain gave ages ranging from 1.97 to 2.20 Ga [2,22]. Two major periods of felsic magmatism have been recognized, around 1.5 Ga [22] and during the 1060–930 Ma time span (the so-called Cariris Velhos event) [25]. Syn- to late-kinematic granites (Itaporanga, Campina Grande, Acari, Caraubas, S. Rafael, Faz Nova. . .) were intruded around 580 Ma [6,14], suggesting that all tec-

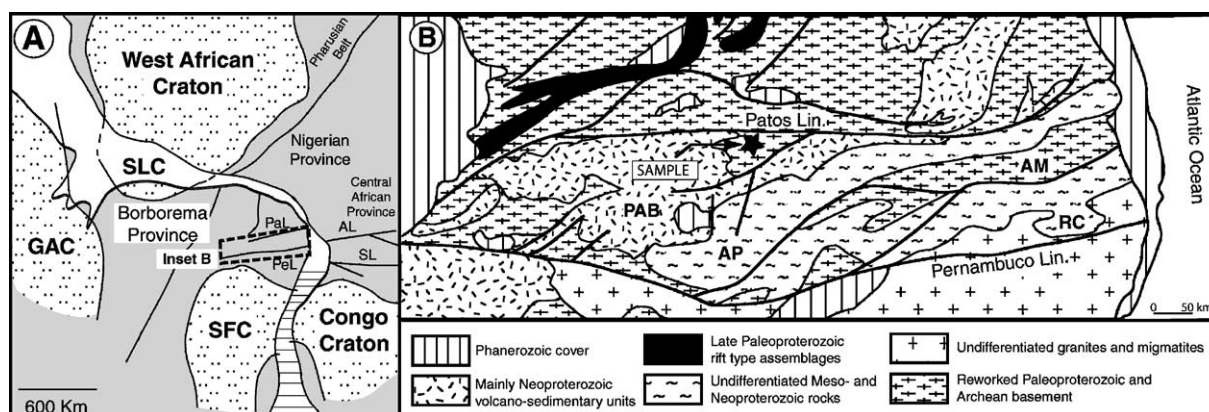


Fig. 1. **A.** Location of the Borborema Province (NE Brazil) in a pre-drift reconstruction. **B.** Geological sketch map of the Transversal zone of the Borborema Province. ★ indicates location of the studied sample. Neoproterozoic granites not represented. Abbreviations as follows: **AM**, Alto Moxoto; **AP**, Alto Pajeú; **GAC**, Guyana–Amazon Craton; **PAB**, Piancó–Alto Brígida; **RC**: Rio Capibaribe; **SFC**: São Francisco Craton; **SLC**: São Luis Craton, **PaL**: Patos Lineament, **PeL**: Pernambuco Lineament.

Fig. 1. **A.** Localisation de la province Borborema (Nord-Est du Brésil) dans une reconstruction ante-ouverture de l'Atlantique. **B.** Carte géologique simplifiée de la Zone transversale de la province Borborema. ★ indique la localisation de l'échantillon étudié. Les granites néoproterozoïques n'ont pas été représentés. Les abréviations correspondent à : **AM**, Alto Moxoto; **AP**, Alto Pajeú, **GAC**, craton Guyano-Amazonien; **PAB**, Piancó-Alto Brígida; **RC**, Rio Capibaribe; **SFC**, craton de São Francisco; **SLC**, craton São Luis; **PaL**, linéament de Patos; **PeL**, linéament de Pernambuco.

tonic features as well as the regional syn-kinematic metamorphism are of Neoproterozoic age [7]. The present study combines SEM images, ICP–MS trace element analyses and U–Pb dating on apatite in order to date cooling down to ca. 500 °C associated with the last high-temperature regional metamorphic event that affected this area. Analyses were performed on apatites from a metamorphosed mafic rock association outcropping in the Piancó–Alto Brígida (PAB) domain (Fig. 1) and the results are compared with data from other parts of the BP.

2. Geological setting

The PAB domain is located in the southern part of the BP, between two major shear zones: the Patos and Pernambuco lineaments [26]. Rocks of the PAB domain mainly consist of undifferentiated Mesoproterozoic and Late Neoproterozoic metasediments, metavolcanics and polymetamorphic gneisses, all affected by a recumbent foliation. Most granitoids (about 30% in outcrop) were intruded during the regional deformation as their thermal aureoles are syn-kinematic and coeval with the regional metamorphism [6]. Regional metamorphism grades from green-schist to amphibolite

facies, low-pressure anatexis being restricted to domains of coalescent Neoproterozoic plutons such as the Itaporanga granite, the root of which includes sillimanite-bearing diatexites free of low temperature retrogression [1]. The selected sample is a 30-cm-thick garnetiferous leucocratic band interlayered within a melanocratic Fe- and Ca-rich amphibole–clinopyroxene rock from the Tito Braz gold prospect located few kilometres north of the 584 ± 2 Ma Itaporanga pluton [6]. The sample is composed of garnet (50%), quartz (30%), labradorite (11%), green amphibole (6%), biotite (1%). Fe sulphides, zircon, titanite and apatite occur as accessory minerals. Electron microprobe analyses and the amphibole–plagioclase thermometer of Blundy and Holland [3] gave an equilibration temperature of about 640 °C for an estimated pressure of 4 kbar, which we interpret as the main stage of regional amphibolite facies metamorphic overprint (data are available upon request from the first author: dhuime@dstu.univ-montp2.fr).

3. Analytical techniques

Apatites were separated by conventional mineral separation methods including high-density liquids and

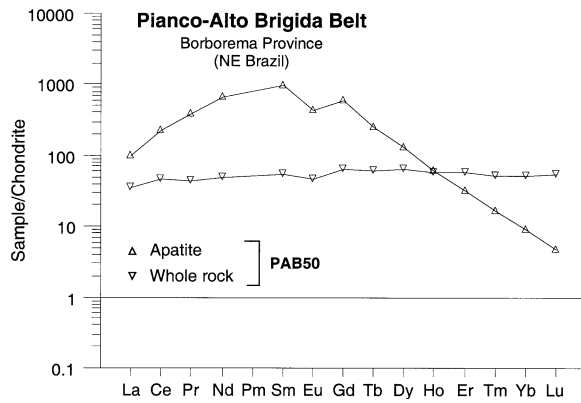


Fig. 2. Chondrite-normalized rare-earth element patterns for whole rock and apatites from the PAB 50 sample. Chondrite values are from McDonough and Sun [19].

Fig. 2. Spectre de terres rares normalisées aux chondrites pour la roche totale et la fraction d'apatite de l'échantillon PAB 50. Les valeurs des chondrites sont de McDonough et Sun [19].

a Frantz magnetic separator (e.g., [4]). Apatites were dissolved overnight in a Savillex teflon beaker on a hot plate with 6 N HCl. For isotopic analyses, lead and uranium were separated following the chemistry described by Krogh [17] and measurements were carried out on a VG Sector mass spectrometer. Total Pb blanks over the period of the analyses ranged from 15 to 30 pg and uranium blanks were less than 5 pg. The isotopic composition of radiogenic Pb was determined by subtracting the blank Pb and then the remainder, assuming a common Pb composition at the time of initial crystallisation [24]. Calculations were made using the program of Ludwig [18]. For trace element determination, after dissolution, samples were diluted in HNO₃ shortly before analyses. Concentrations were determined on a VG Plasmaquad II ICP-MS (precision of 3 to 5%) by external calibration using multi-element solutions prepared from 10 mg ml⁻¹ single elemental solutions [15].

4. Results and discussion

4.1. Trace element analyses

Trace-element analyses of the whole rock sample and of a small apatite fraction (ca. 30 mg) are reported in Table 1 and shown in the chondrite-normalized diagram of Fig. 2. The whole rock sample

Table 1
ICP-MS analytical data for the whole rock sample and the apatite fraction from the PAB 50 sample

Tableau 1
Résultats des analyses par ICP-MS de la roche totale et de la fraction d'apatite de l'échantillon PAB 50

Sample name	PAB 50	
	Whole rock	Apatite
Analysis	50	0.032
Weight (mg)		
Rb	2.0	0.31
Sr	69	196
Y	89	84
Zr	22	4.4
Nb	9.6	–
Cs	0.22	0.05
Ba	31	4.0
La	8.3	23
Ce	28	134
Pr	4.0	35
Nd	22	309
Sm	7.9	140
Eu	2.6	24
Gd	12.5	118
Tb	2.2	9.2
Dy	15.4	32
Ho	3.1	3.3
Er	8.9	5.0
Tm	1.3	0.40
Yb	8.3	1.4
Lu	1.4	0.12
Hf	0.67	–
Ta	0.71	–
Pb	3.2	1.4
Th	0.62	0.13
U	0.66	5.0
Nb/Ta	13.4	
Th/U	0.95	0.03
(La/Sm) _{CN}	0.68	0.11
(La/Yb) _{CN}	0.72	11.4
Eu/Eu*	0.81	0.55

displays a flat to slightly LREE depleted pattern with (La/Sm)_{CN} and (La/Yb)_{CN} ratio close to 0.7, similar to normal MORB derived from a depleted asthenospheric mantle. The rock however is characterized by high REE content of about 50 times the chondrites, which suggests affinity with a T-MORB protolith [11]. In addition, the pattern displays a slight negative Eu anomaly despite the high modal plagioclase content, suggesting the sample has undergone some degree of differentiation and mineral segregation. The Nb/Ta ratio (13.4) is within error of the MORB value (14.4

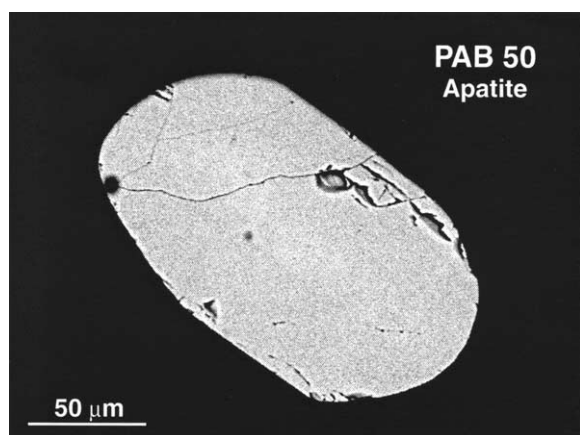


Fig. 3. SEM backscattered image of apatite from the PAB 50 sample.

Fig. 3. Image de microscopie électronique à balayage (électrons rétrodiffusés) d'une apatite de l'échantillon PAB 50.

± 1.7 after [16]) again suggesting a depleted mantle source. The sample is then tentatively regarded as a leucosome vein resulting from hydrous partial melting of altered basalts by similarity to leucocratic melts found within the roof zones of axial magma chamber [13, e.g.]. The apatite REE-normalised pattern shows a pronounced depletion in LREE and HREE with a negative Eu anomaly. The latter is typical of apatites from various geodynamical settings and host rocks [23]. The marked depletion in both LREE and HREE indicates that growth of the apatite occurred after or during crystallisation of LREE- and HREE-rich phases, such as plagioclase and garnet respectively. These phases are major metamorphic components of the rock as they occur with a modal percentage of 11 and 50%, respectively, and can therefore seriously compete with apatite for REE during its growth.

4.2. U–Pb analyses

Apatites occur as a uniform population of small (100–150 μm) colourless translucent grains. The grains have rounded shapes and are generally free of inclusions. SEM images of polished surfaces (Fig. 3) show that they exhibit structureless internal domains. No cores, oscillatory zoning patterns or magmatic overgrowths have been observed which is consistent with a metamorphic origin. The four fractions analysed present low radiogenic Pb and U contents and consequently have low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios (Table 2). Analy-

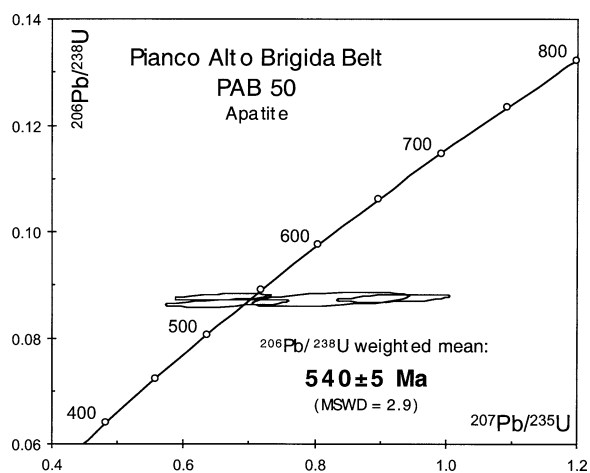


Fig. 4. U–Pb Concordia diagram for apatite fractions of the PAB 50 sample.

Fig. 4. Diagramme Concordia pour les fractions d'apatite de l'échantillon PAB 50.

ses are close to concordant (Fig. 4) and show a spread in the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratios but identical $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios. The four fractions provide a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age of 540 ± 5 Ma (MSWD = 2.9) interpreted as our best estimate for the age of the metamorphic apatite.

4.3. Implication on the post-metamorphic evolution

Although its application is limited by relatively low U and high common Pb contents, apatite is an important accessory phase in U–Pb geochronology as it is common in many igneous and metamorphic rocks. Due to its low ionic porosity, apatite is thought to have a simple U–Pb system. This contrasts with other phosphatic phases such as monazites for example which may contain multiple growth zones within individual crystals [5] and preserve an older age in an inherited core [9]. Thus, important information on the post-peak metamorphic evolution can be obtained from the apatite results. Cherniak et al. [8] proposed a closure temperature for Pb diffusion in apatite in the range 450–550 $^{\circ}\text{C}$ for cooling rates of 1–10 $^{\circ}\text{C Ma}^{-1}$ and crystal sizes of 100–500 μm . Electron microprobe study indicates that the sample underwent a metamorphic overprint of about 640 $^{\circ}\text{C}$, therefore exceeding the nominal closure temperature of apatite for the U–Pb system. The 540 ± 5 Ma apatite age is thus in-

Table 2
U–Pb isotopic analyses for apatite fractions from the PAB 50 sample

Tableau 2
Résultats isotopiques U–Pb des fractions d'apatite de l'échantillon PAB 50

Sample name	Weight (mg)	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm (2σ error)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm (2σ error)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm (2σ error)	Apparent age (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ \pm	
PAB 50													
Ap1	0.88	7.8	2.8	36.2	1.01	0.0873	0.0011	0.825	0.098	0.0686	0.0078	539	7
Ap2	2.43	14.4	4.9	38.0	0.94	0.0877	0.0005	0.661	0.060	0.0547	0.0047	542	3
Ap3	5.95	4.5	1.7	35.2	1.05	0.0875	0.0006	0.920	0.070	0.0763	0.0054	541	4
Ap4	7.04	11.5	4.8	33.6	1.08	0.0866	0.0006	0.667	0.077	0.0567	0.0061	535	4

terpreted as recording a cooling point on the down-side of regional metamorphism and it is suggested that the temperature has dropped from 640 °C at ca. 580 Ma (the age of peak metamorphism) to 450–550 °C at 540 Ma. This indicates that after peak metamorphism, the temperature decreased slowly at a rate of 2.5 to 5 °C Ma⁻¹. Similar values (ranging from 3 to 4 °C Ma⁻¹) were calculated from Ar datings along the Patos shear zone and in the Seridó area [10]. Such slow cooling rates suggest that denudation occurred by processes consistent with isostatic recovery and low erosion rates. This contrasts with tectonically assisted retrograde evolution associated, for example, with late metamorphic thrusting and nappe stacking and with the differential uplift and exhumation of deep crustal units along major shear zones. It is also noteworthy that the 540 Ma apatite age is identical to the 540–550 Ma Ar amphibole ages provided by rocks from the western termination of the Patos lineament and from the Cedro belt, north of this lineament [20]. Since the amphibole closure temperature for Ar is similar to the U–Pb closure temperature of apatite, it is concluded that crustal units on each side of the lineament undergone the same post-metamorphic cooling history. Conversely, rocks from the southern part of the BP (Caruaru area) yielded identical cooling rates (ca. 5 °C Ma⁻¹), but cooling down to 500 °C occurred earlier, at ca. 580 Ma [21]. This suggests a possible diachronous evolution for the tectonometamorphic event in the BP during the Brasiliano/PanAfrican time. This period of tectonism, metamorphism and igneous emplacement represents a major period of plate tectonic activity resulting in the final assembly of the Gondwana supercontinent. The low cooling rates observed in the whole BP, except in the vicinity of major shear zones where cooling had reached values of 20 °C Ma⁻¹ (e.g., [20]), and the possible diachronism are not compatible with delamination phenomena which are typically associated with uplift and high erosion rates. Underplating of mafic magmas, which reduces uplift while adding heat to the system, or crustal thickening caused by nappe stacking and responsible for partial melting and granite emplacement, are more likely processes to explain the Neoproterozoic metamorphic evolution of the BP and the associated long-lived thermal anomaly. Lastly, relics of non-metamorphic continental molassic basins are preserved along the Patos lineament [7]. Molasse depo-

sition was coeval with felsic volcanism and with emplacement of A-type hypo-volcanic granites of Late-Cambrian age in the northern part of the BP [12]. Preservation of the 540-Ma apatite age indicates that this magmatic activity was not associated with a significant thermal anomaly of regional extent.

5. Conclusions

Conventional U–Pb analyses of apatite extracted from a leucosome vein of T-MORB affinity outcropping in the Piancó-Alto Brigida (PAB) domain of the Borborema Province (BP) provide an age of 540 ± 5 Ma. This value is interpreted as a cooling age following regional amphibolite facies metamorphism with cooling rates of about 2.5 to 5 °C Ma⁻¹. These are similar to cooling rates obtained from other parts of the BP although cooling occurred earlier in the south suggesting a possible north–south diachronic evolution.

References

- [1] C.J. Archanjo, E.R. Da Siva, R. Caby, Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeast Brazil), *Tectonophysics* 312 (1999) 331–345.
- [2] P.R. Bastos Leite, J.-M. Bertrand, E.S. Lima, J. Leterrier, Timing of granitic magmatism in the northern Borborema Province, Brazil: a U–Pb study of granitoids from the Alto Pajeú Terrain, *J. South Am. Earth Sci.* 13 (2000) 549–559.
- [3] J.D. Blundy, T.J.B. Holland, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole–plagioclase geothermometer, *Contrib. Mineral. Petrol.* 104 (1990) 208–224.
- [4] D. Bosch, O. Bruguier, R.T. Pidgeon, The evolution of an Archean Metamorphic Belt: a conventional and SHRIMP U–Pb study on accessory minerals from the Jimperding Belt, Yilgarn Craton, West Australia, *J. Geol.* 104 (1996) 695–711.
- [5] D. Bosch, D. Hammor, O. Bruguier, R. Caby, J.M. Luck, Monazite ‘in-situ’ ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb geochronology using a small geometry high-resolution ion probe. Application to Archean and Proterozoic rocks, *Chem. Geol.* 184 (2002) 151–165.
- [6] B.B. Brito Neves, C.R. Passarelli, M.A.S. Basei, E.J. Santos, Idades U–Pb em zirco de alguns granitos classicos da provincia Borborema, *Boletim Geol. USP, serie cientifica*, 3 (in press).
- [7] R. Caby, A. Sial, M. Arthaud, A. Vauchez, Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil, in: R.D. Dallmeyer, J.-P. Lécorché (Eds.), *The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag, 1991, pp. 373–397.

- [8] D.J. Cherniak, W.A. Lanford, F.J. Ryerson, Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques, *Geochim. Cosmochim. Acta* 55 (1991) 1663–1673.
- [9] P. Copeland, R.R. Parrish, T.M. Harrison, Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U–Pb systematics, *Nature* 333 (1988) 760–763.
- [10] M. Corsini, L. Lambert de Figueiredo, R. Caby, G. Féraud, G. Ruffet, A. Vauchez, Thermal history of the Borborema Province deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis, *Tectonophysics* 285 (1998) 103–117.
- [11] J.P. Eissen, T. Juteau, J.L. Joron, B. Dupré, E. Humler, A. Al'Mukhamedov, Petrology and geochemistry of basalts from the Red Sea axial rift at 18° north, *J. Petrol.* 30 (1989) 791–839.
- [12] A.H. Fetter, U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of the Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana, PhD Thesis, University of Kansas, 1999, 145 p.
- [13] K.M. Gillis, L.A. Coogan, Anatectic migmatites from the roof of an ocean ridge magma chamber, *J. Petrol.* 43 (1991) 2075–2095.
- [14] I.P. Guimarães, C.N. Almeida, A.F. Da Silva Filho, J.M. Araújo, Granitoids marking the end of the Brasiliano (Pan-African) orogeny within the Central Tectonic Domain of the Borborema Province, *Rev. Bras. Geociências* 30 (2000) 117–181.
- [15] D.A. Ionov, L. Savoyant, C. Dupuy, Application of the ICP–MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals, *Geostandards Newslett.* 16 (1992) 311–315.
- [16] F. Kalfoun, Géochimie de Nb–Ta: contraintes sur la différenciation terrestre, PhD thesis, University Montpellier-2, France, 2001, 300 p.
- [17] T.E. Krogh, A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37 (1973) 485–494.
- [18] K.R. Ludwig, Users manual for ISOPLOT/EX version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1a (1999) 1–30.
- [19] W.F. McDonough, S.S. Sun, The composition of the Earth, *Chem. Geol.* 120 (1995) 223–253.
- [20] P. Monié, R. Caby, M.H. Arthaud, The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará, *Precambrian Res.* 81 (1997) 241–264.
- [21] S.P. Neves, A. Vauchez, G. Féraud, Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil), *Precambrian Res.* 99 (2000) 1–32.
- [22] J.-M. Sá, J.-M. Bertrand, J. Leterrier, M.H.F. Macedo, Geochemistry and geochronology of the pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil, *J. South Am. Earth Sci.* 14 (2002) 851–866.
- [23] L.K. Sha, B.W. Chappell, Apatite chemical composition determined by electron microprobe and laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry as a probe into granite petrogenesis, *Geochim. Cosmochim. Acta* 63 (1999) 3861–3881.
- [24] J.S. Stacey, J.D. Kramers, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth Planet. Sci. Lett.* 26 (1975) 206–221.
- [25] W.R. Van Schmus, B.B. Brito Neves, P. Hackspacher, M. Babinski, U/Pb and Sm/Nd geochronological studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions, *J. South Am. Earth Sci.* 8 (1995) 267–288.
- [26] A. Vauchez, S. Pacheco Neves, R. Caby, M. Corsini, M. Egydio-Silva, M. Arthaud, V. Amaro, The Borborema shear zone system, *J. South Am. Earth Sci.* 8 (1995) 247–266.

**« Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland) —
A LA-ICP-MS and SIMS study »**

Par : Bruno Dhuime, Delphine Bosch, Olivier Bruguier, Renaud Caby and Simone Pourtalès

Article sous presse, publié à la revue Precambrian Research

Cet article scientifique concerne en partie le travail de recherche effectué durant mon stage de Master 2. La rédaction de cette publication a été finalisée durant ma première année de thèse.



Available online at www.sciencedirect.com



**Precambrian
Research**

Precambrian Research xxx (2007) xxx–xxx

www.elsevier.com/locate/precamres

Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study

Bruno Dhuime^{a,*}, Delphine Bosch^a, Olivier Bruguier^b,
Renaud Caby^a, Simone Pourtales^b

^a *Laboratoire de Tectonophysique, UMR/CNRS 5568, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 05, France*

^b *Service ICP-MS, ISTEEM, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 05, France*

Received 24 July 2006; received in revised form 22 December 2006; accepted 3 January 2007

Abstract

LA-ICP-MS and SIMS U–Pb analyses have been performed on detrital zircon grains from four heavy mineral rich metasediments collected at different levels of the Nathorst Land Group (Eleonore Bay Supergroup, Greenland). Zircons from high-grade samples collected in the sillimanite and migmatite zones exhibit modifications to their structure, which are lacking in grains from a low-grade sample (0.3 GPa and 350–400 °C). In the sillimanite zone (0.5 GPa, 650 °C), thin discontinuous rims (<20 μm) plating detrital zircon grains document a metamorphic overgrowth during the Caledonian event dated at 428 ± 25 Ma (2σ). In the migmatite zone (0.4 GPa, 700 °C), zircons underwent severe recrystallisation processes but no new zircon growth. Ilmenite, which constitutes over 50% of the heavy mineral layers, underwent recrystallisation in both high-grade samples and is likely to represent the main source of Zr available for growth of zircon rims in the sillimanite zone. However, in the migmatite zone sample, the metamorphic conditions allowed titanite overgrowth around ilmenite, which acted as a sink for Zr and inhibited new zircon growth.

²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages for 152 detrital zircons broadly range between 2800 and 990 Ma. The detrital zircon age signature is characterized by the large predominance of late Paleoproterozoic (1.85–1.60 Ga) grains in all analysed samples and by lesser amounts of Archean (2.7–2.8 Ga) and Mesoproterozoic (1.2–1.0 Ga) zircons. The overall age range indicates that detritus can be sourced from the Labradorian and Makkovikian provinces of northeastern Laurentia. The youngest grain analysed (987 ± 18 Ma) indicates that deposition took place during the Neoproterozoic, in a post-Grenvillian sedimentary environment and was likely coeval with the Mid-Neoproterozoic episode of aborted rifting that affected the eastern margin of Laurentia. The lack of detritus originating from Amazonia or Baltica, placed adjacent to Laurentia during the early stages of Rodinia fragmentation, suggests that these two continental landmasses did not constitute a topographic high during the Neoproterozoic or that the Mid-Neoproterozoic rifting opened toward an open ocean to the north of a combined Laurentia/Baltica, thus resulting in a general south to north direction of transport of the sediments.

© 2007 Published by Elsevier B.V.

Keywords: Detrital zircon; Source region; Zircon behaviour; Greenland; Rodinia break-up

1. Introduction

The break-up of the supercontinent Rodinia during the Neoproterozoic (e.g. Dalziel, 1994; Soper, 1994) was preceded by several episodes of major extension

* Corresponding author. Tel.: +33 4 67 14 45 23; fax: +33 4 67 14 47 85.

E-mail address: dhuime@dstu.univ-montp2.fr (B. Dhuime).

5 resulting in crustal thinning and continental rifting. This
6 process was associated with accumulation of extensive
7 siliclastic sedimentary successions. Although the exact
8 timing of deposition of these successions and the strati-
9 graphic correlations between them are still the subject
10 of debate, their study is expected to provide important
11 information on the early stages of continental fragmen-
12 tation that affected the eastern margin of Laurentia and
13 that ultimately led to the opening of the Iapetus Ocean.
14 Among the clastic sequences now cropping out in the
15 North Atlantic region, the Eleonore Bay Supergroup
16 (East Greenland Fold Belt) is probably the most impor-
17 tant (Fig. 1) as it is made up of a huge, >13 km-thick
18 metasedimentary pile (Higgins et al., 2004). These sedi-
19 ments were deposited during the Neoproterozoic and
20 subsequently metamorphosed and thrust over the NE
21 Greenland continental margin during the middle to late
22 Silurian collisional phase of the Caledonian orogeny.
23 The present study reports both SIMS and LA-ICP-MS
24 analyses on detrital zircons from different stratigraphic
25 levels of the Nathorst Land Group constituting the base
26 of the Eleonore Bay Supergroup. The main aims of the
27 study are three-fold: (1) to identify potential source areas
28 responsible for the detritus in the NLG original basin; (2)
29 to compare the age distribution spectra with data avail-
30 able from other clastic sequences cropping out in the
31 Caledonian fold belt, in order to establish stratigraphic
32 relationships and to assess depositional environment
33 with implications to Rodinia paleogeodynamics; (3) to
34 constrain the timing of post-deposition metamorphism
35 and to examine the behaviour of the zircon U–Pb system
36 in a prograde metasedimentary sequence.

37 2. Geological setting

38 The Eleonore Bay Supergroup is a major sedimentary
39 succession exposed in the East Greenland Fold Belt
40 (EGFB) and constitutes the highest part of the
41 Caledonian thrust sheet (Higgins et al., 2004). The
42 Caledonian East Greenland Fold Belt (Fig. 1A) trends
43 N–S over 1300 km between 70°N and 82°N and is
44 some 300 km width (Henriksen, 1985). Following
45 Higgins et al. (2004), the tectonic architecture of this
46 region can be summarized as a sequence of large
47 thrust sheets that have been thrust to the west across the foreland

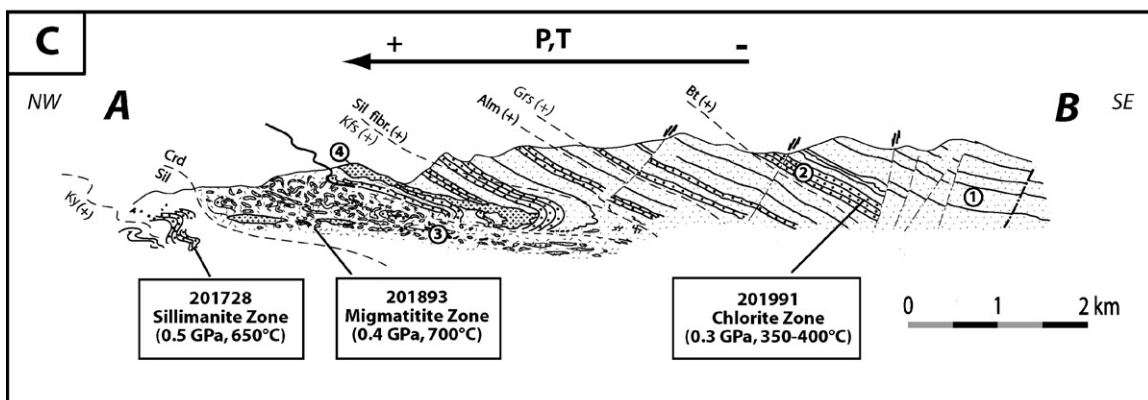
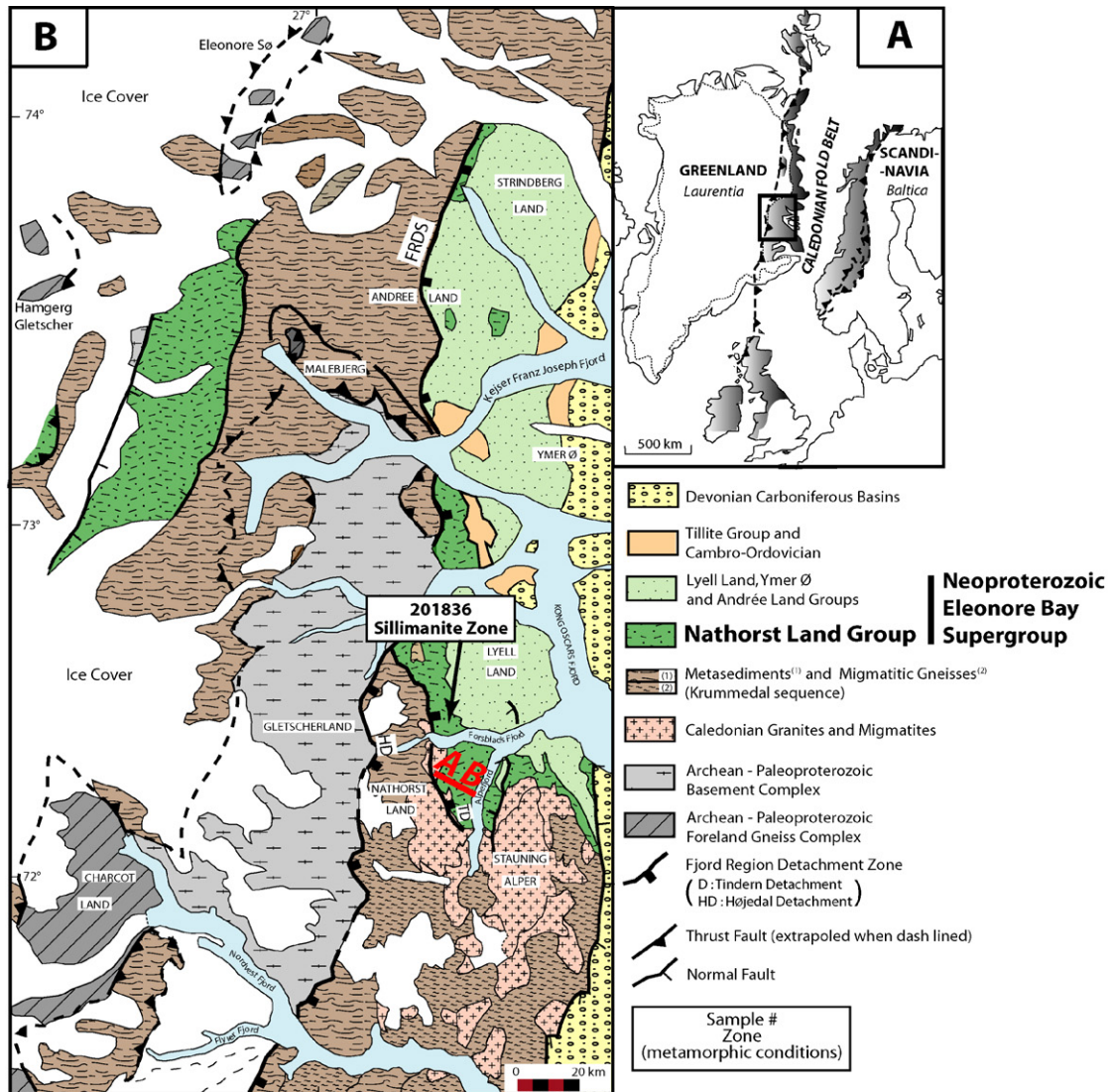
48 now exposed in tectonic windows further to the west
49 (Fig. 1B). A great part of the thrust sheet (Niggli Spids
50 Thrust Sheet and Hagar Bjerg Thrust Sheet of Higgins
51 et al., 2004) structurally overlying the foreland windows
52 includes reworked crystalline basement gneisses and
53 granites. These rocks are Archean (mainly 2.8–2.7 Ga) to
54 Paleoproterozoic (1.95–1.80 Ga) in age (Higgins et al.,
55 1978; Steiger et al., 1979; Hansen et al., 1980; Rex and
56 Gledhill, 1981; Kalsbeek et al., 1993; Thrane, 2002).

57 Overlying the crystalline basement complex is a
58 2–4 km thick package of high-grade metasedimentary
59 rocks of the Krummedal sequence (Higgins, 1988). This
60 sequence of Laurentian–Amazonian affinity has a depo-
61 sition age in the 1.10–0.93 Ga range (Kalsbeek et al.,
62 2000; Watt et al., 2000) and was affected by Caledo-
63 nian metamorphism and anatexis 425 Ma ago (White
64 et al., 2002). The Krummedal metasedimentary rocks host
65 a suite of 0.94–0.91 Ga S-type granites (Strachan et al.,
66 1995; Kalsbeek et al., 2000; Watt et al., 2000), indicat-
67 ing a post-depositional thermal event during the early
68 Neoproterozoic. These granites are widely distributed
69 within the Krummedal sequence preserved in the Hagar
70 Bjerg Thrust Sheet but are absent in the metasediments
71 of the underlying Niggli Spids Thrust Sheet.

72 The highest of the Caledonian allochthons is made
73 of amphibolite facies to unmetamorphosed sedimentary
74 formations of the Eleonore Bay Supergroup (EBS).
75 Located at the base of the EBS, the 11 km-thick
76 Nathorst Land Group (NLG) is characterised by a
77 downward increase of deformation and metamorphism,
78 locally reaching anatectic conditions (Caby and
79 Bertrand-Sarfati, 1988; Higgins et al., 2004). Quartzites,
80 shales and mudstones at the base of the NLG are of
81 continental origin, essentially of fluviatile character.
82 Preserved sedimentary structures (cross bedding, flaser
83 bedding, ripple marks) indicate an eastward transport
84 direction for the sediments (Caby and Bertrand-Sarfati,
85 1988). The NLG is conformably overlain by the
86 Lyell Land Group (2 km thick, clastic sedimentary
87 formations), and by the Ymer Ø and Andrée Land
88 Groups (3 km thick, carbonates and mudstones). The
89 timing of deposition of the EBS is not well constrained,
90 although the occurrence of *Acritarchs* suggested a
91 maximum early Neoproterozoic age (<950 Ma) for
92 the lower part of the EBS (Vidal, 1976; Vidal, 1979).
The upper age limit is given by the

Fig. 1. Composite figure showing: (A) East Greenland in the Caledonian fold belt. (B) Simplified geological map of the Central Fjord Region of the East Greenland Caledonides modified after Peucat et al. (1985), White et al. (2002), Higgins et al. (2004) and reference therein. (C) Geological cross-section showing prograde metamorphic zones in the Nathorst Land Group modified after Peucat et al. (1985) and Caby and Bertrand-Sarfati (1988). *Caption:* (1) Shales, pelites and psammites; (2) orthoquartzites layers (mostly fluviatile); (3) migmatites, migmatitic granites and granite sheet network with abundant roof pendants and schollen of metasediments and sillimanite garnet-bearing pelitic gneisses; (4) intrusive two-mica granite and associated periplutonic veins (alaskite, aplite and pegmatites). Samples selected for this study have been indicated.

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002



Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

4

B. Dhuime et al. / Precambrian Research xxx (2007) xxx–xxx

93 Varanger (c. 610 Ma) age of the overlying Tillite Group
94 and by a 680 ± 65 Ma Pb–Pb age of a Cu ore stratiform
95 deposit within sediments of the Ymer Ø Group (upper
96 EBS) (Jensen, 1993).

97 3. Sample selection

98 Samples selected for this study are metasediments
99 showing heavy mineral bands, which are often associ-
100 ated with orthoquartzite layers. They constitute excellent
101 stratigraphic markers evolving westwards across a
102 regional metamorphic gradient from the greenschist
103 facies (chlorite zone) to anatectic conditions (migmatite
104 zone) (AB cross-section on Fig. 1B and C). Four samples

105 have been selected for this study, three of them (201991,
106 201728 and 201893) have already been analysed by the
107 conventional U–Pb method by Peucat et al. (1985).

3.1. Sample from the chlorite zone (201991)

109 Sample 201991 is from a poorly recrystallised
110 sericite-cemented orthoquartzite layer. Zircons occur
111 in thin, heavy mineral-rich layers together with tour-
112 maline and ilmenite (Fig. 2A). The typical mineral
113 association (chlorite + biotite + albite + calcite) in this
114 area indicates low-grade metamorphism with P – T
115 conditions of 0.3 GPa and 350–400 °C (Peucat et al., 1985).
116 Zircons show rounded terminations typical of sedimen-

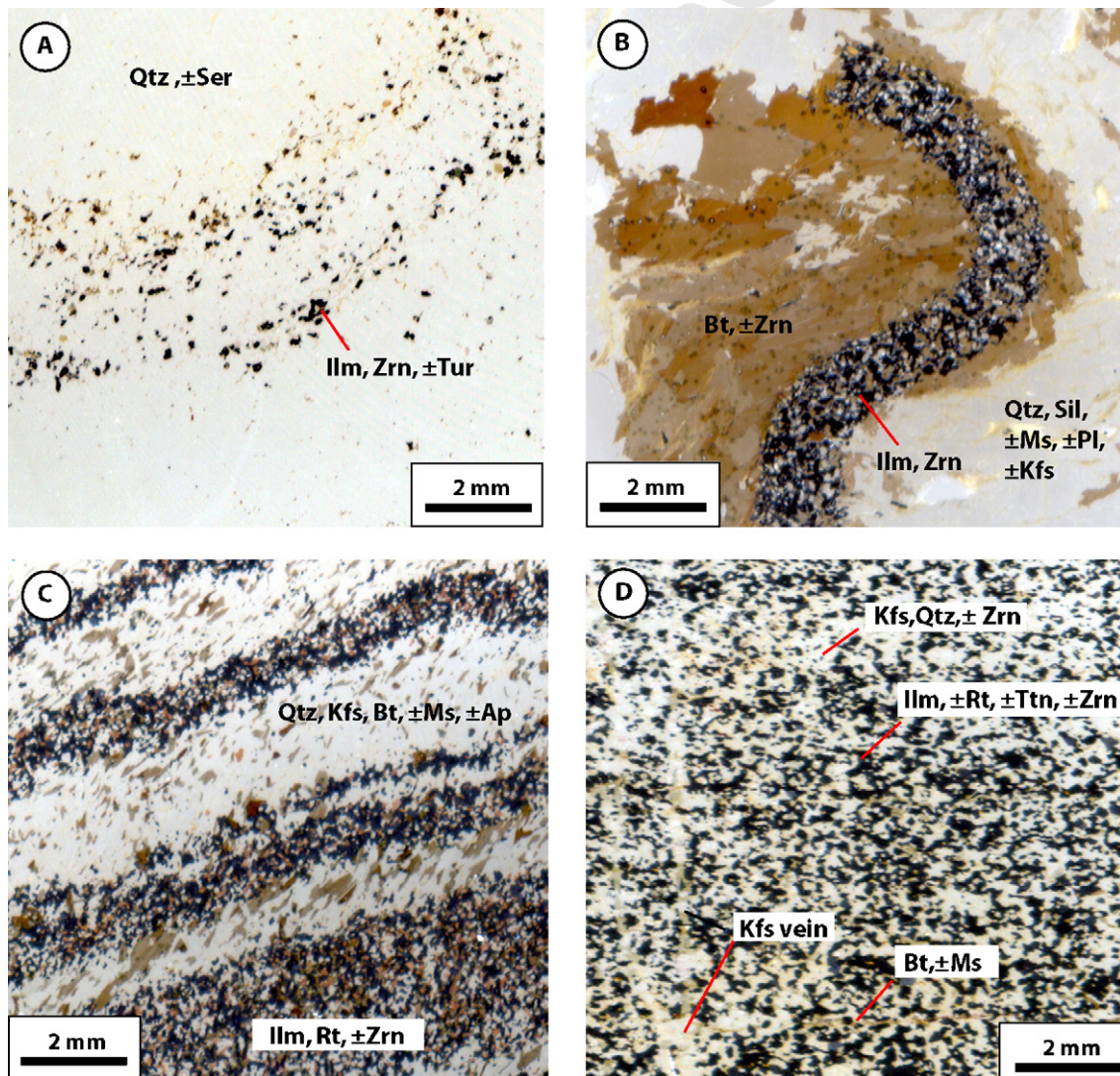


Fig. 2. Thin section microphotographs for (A) 201991 sample (chlorite zone), (B) 201728 sample (sillimanite zone), (C) 201836 sample (sillimanite zone) and (D) 201893 sample (migmatite zone). Abbreviations as follow: Apatite (Ap), Biotite (Bt), K-feldspar (Kfs), Ilmenite (Ilm), Muscovite (Ms), Plagioclase (Pl), Quartz (Qtz), Rutile (Rt), Sericite (Ser), Sillimanite (Sil), Titanite (Ttn), Tourmaline (Tur), Zircon (Zrn).

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

117 tary transport. SEM imaging of the grains displays relicts
118 of magmatic zoning, and no metamorphic rims were
119 observed (Fig. 3). Previous U–Pb analyses of multigrain
120 fractions of detrital zircons yielded a discordia line inter-
121 secting concordia at 2498 ± 75 Ma and 1162 ± 36 Ma
122 (Peucat et al., 1985).

3.2. Samples from the sillimanite zone (201728 and 201836)

123
124
125 Samples 201728 and 201836 are meta-quartzites
126 characterized by 1–5 mm-thick layers of heavy minerals
127 containing 50–70% of opaque recrystallised miner-

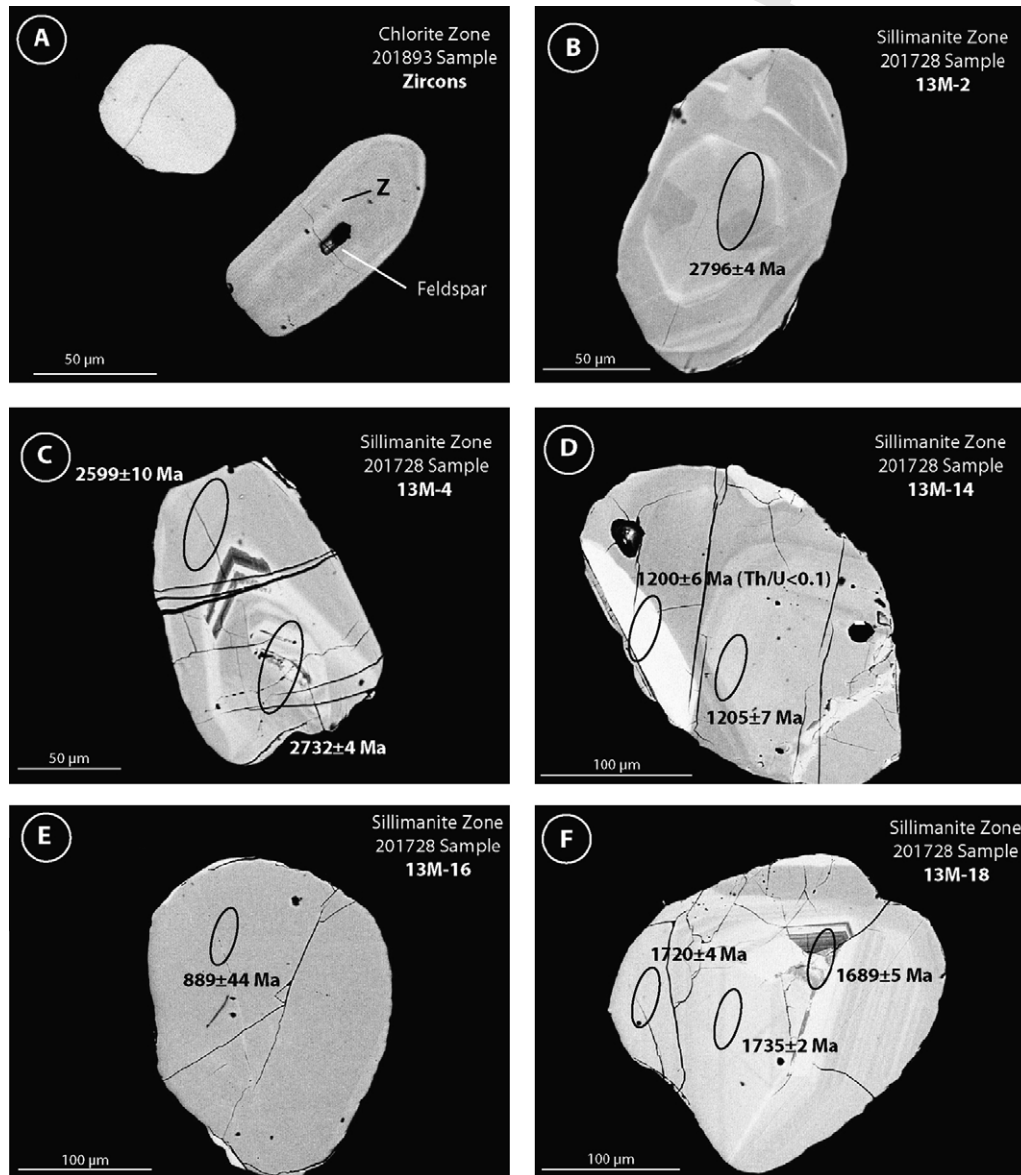


Fig. 3. SEM imaging (back-scattered electron) of detrital zircon grains from the Nathorst Land Group (Eleonore Bay Supergroup). Ellipses show the location of the SIMS analyses and ages are quoted at the 1σ level. They correspond to $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages for grains older than 600 Ma and to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for Caledonian overgrowths and recrystallised domains. (A) Zircons from the chlorite zone sample 201893 showing rounded terminations typical of detrital grains; (B–G) zircons from the sillimanite zone sample 201728. Some grains (E–G) display a very thin partial rim, less than $20\ \mu\text{m}$ large, indicating new zircon growth. (H) Picture of the monazite grain dated by LA-ICP-MS; (I–L) zircons from the migmatite zone sample 201893. Compared to grains from the sillimanite zone sample, zircons show a higher degree of embayment and extensive recrystallised domains, either at the center of the grains (I, J and L) or at the terminations (I–K).

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

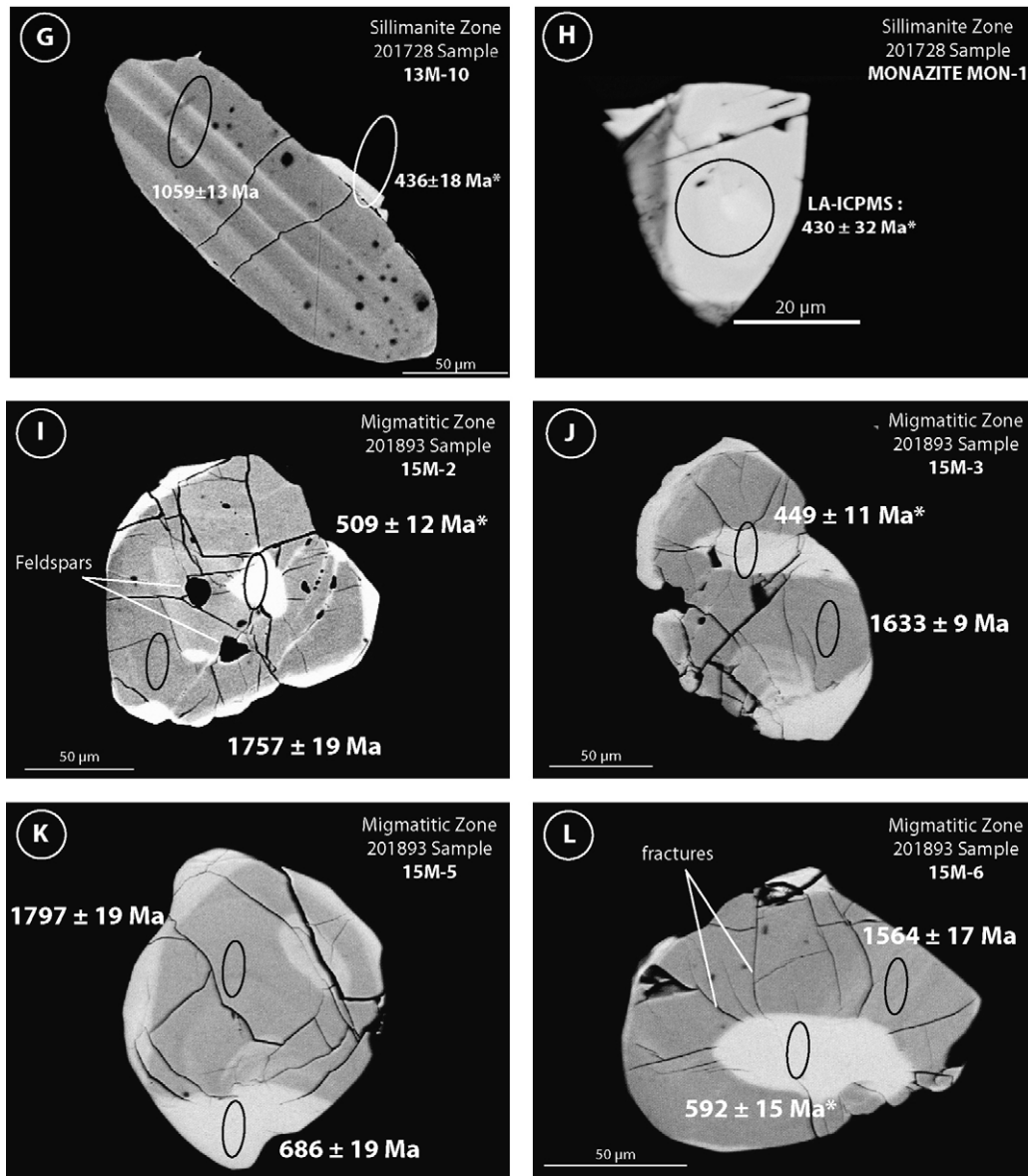


Fig. 3. (Continued).

als (mainly ilmenite + rutile) associated with zircon and alternating with leucocratic bands (quartz, fibrolite sillimanite, scarce K-feldspar, plagioclase, biotite, muscovite) (Fig. 2B and C). P – T conditions are estimated to be around 0.5 GPa and 650 °C in this area (Peucat et al., 1985). SEM imaging of zircons from sample 201728 (Fig. 3) reveals minute discontinuous rims (<20 μ m) interpreted as metamorphic overgrowths (see Fig. 3E–G). Previous U–Pb zircon fraction analyses from sample 201728 yielded a discordia line intersecting concordia at 2480 ± 130 and 1060 ± 37 Ma (Peucat et al., 1985). Zircons from sample 201836 have not been pre-

viously analysed, but muscovite provided a Caledonian K–Ar age of 410 ± 9 Ma (Peucat et al., 1985).

3.3. Sample from the migmatite zone (201893)

In the migmatite zone, metatexites are associated with anatectic leucogranites and P – T conditions are estimated around 0.4 GPa and 700 °C (Peucat et al., 1985). Sample 201893 is from a xenolith within a migmatitic granite and shows an alternation of thin (<0.5 mm) layers of recrystallised opaque minerals (mostly ilmenite and rutile with titanite overgrowths) and crystallised coarse-grained K-

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

150 feldspar + quartz melt, interspersed with brown biotites,
151 a few muscovites and scarce apatite blasts (Fig. 2D).
152 SEM imaging indicates that the zircon grains display
153 embayments suggesting metamorphic corrosion (Fig. 3I,
154 J and L) and bright, high U, domains either within
155 the grains or at their periphery (Fig. 3I–L). Previous
156 U–Pb multigrain fraction analyses yielded a discordia
157 line intersecting concordia at 1735 ± 175 Ma and
158 400 ± 200 Ma (Peucat et al., 1985).

159 4. Analytical methods

160 4.1. Sample preparation

161 Zircon was separated following standard techniques
162 of mineral separation (e.g. Bosch et al., 1996), includ-
163 ing a Frantz isodynamic separator. Crystals selected
164 from the least magnetic fraction were mounted in epoxy
165 together with chips of zircon standards. Grains were then
166 polished to half their thickness to expose internal struc-
167 tures. Zircon standards used were UQZ-1 (Machado and
168 Gauthier, 1996) for LA-ICP-MS analyses and G91500
169 (Wiedenbeck et al., 1995) for SIMS analyses.

170 4.2. LA-ICP-MS analyses

171 Analyses by laser ablation inductively coupled
172 plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) were per-
173 formed at the Montpellier II University (ISTEEM), using
174 a VG Plasmaquad II ICP mass spectrometer coupled
175 with a Microlas Geolas Q+ platform housing a deep-
176 UV (193 nm) laser. The sample mounts were ablated
177 under helium (rather than argon) gas flow as it reduces
178 fall out of particles (Fig. 4) and results in a higher sen-
179 sitivity and in a significant reduction of inter element
180 fractionation (Eggins et al., 1998; Günther and Heinrich,
181 1999). Detailed analytical procedures follow those out-
182 lined in Bruguier et al. (2001) and have been given in

183 earlier reports (e.g. Neves et al., 2006). They are only
184 briefly summarised below. During analyses, energy den-
185 sity of the laser beam was 15 J/cm^2 , crater sizes varied
186 between $15 \mu\text{m}$ and $77 \mu\text{m}$ and frequency from 3 Hz to
187 7 Hz, both as a function of grain size. Unknown were
188 bracketed by measurements of the standard following a
189 sequence including four standards and five unknowns.
190 Data reduction was accomplished with a spreadsheet
191 allowing corrections of the measured signals from the
192 background and from U–Pb fractionation and mass bias
193 using the repeated measurement of the zircon standard.
194 For instrumental mass bias, all measured standards were
195 averaged to give a mean mass bias factor. This mass bias
196 factor and its associated error were then propagated with
197 the measured analytical errors of each individual sample.
198 Inter-element fractionation for Pb and U are much more
199 sensitive to analytical conditions and a bias factor was
200 thus calculated using the four standard measurements
201 bracketing each five unknowns. These four measure-
202 ments were then averaged to calculate a U–Pb bias factor
203 and its associated error which were added in quadra-
204 ture to the individual error measured on each $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
205 unknown. This typically resulted in a 2–5% precision
206 (1σ R.S.D.%) after all corrections have been made. The
207 amount of common Pb in zircons analysed in this study
208 was generally below the limit of detection (LOD), and
209 no common Pb correction was applied to the data. When
210 ^{204}Pb was determined to be above the LOD, the analysis
211 was rejected since any correction often resulted in too
212 young an age. This is mainly due to a major interference
213 of ^{204}Hg on the small ^{204}Pb , which is difficult to measure
214 accurately.

215 4.3. SIMS analyses

216 Analyses have been performed on the Cameca IMS
217 1270 SIMS at the CRPG (Nancy), using elliptical spots

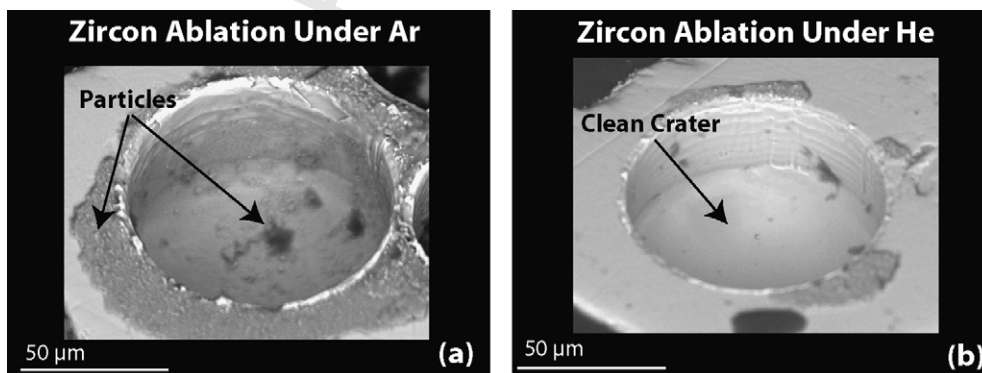


Fig. 4. SEM imaging of zircon craters after ablation under Ar (a) and under He (b). Ablation under He reduces fall-out particles inside and around ablation craters and improves particle transport from the ablation cell to the plasma.

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

Table 1
LA-ICP-MS U–Pb data of detrital zircons from the Nathorst Land Group

Sample name	U (ppm)	Th (ppm)	Pb ^a (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ages in Ma		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		%Disc	
					R.S.D. (%)	R.S.D. (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	R.S.D. (%)			1σ	1σ	1σ	1σ				
Chlorite zone—201991 sample																		
91-1	566	–	106	–	1.94	2.7	0.181	2.6	0.93	0.0780	1.0	1070	25	1096	19	1148	20	7
91-22	55	18	17	0.41	3.37	6.0	0.276	5.8	0.96	0.0885	1.6	1574	82	1498	48	1393	31	-13
91-13	342	136	88	0.38	3.26	8.4	0.255	8.4	1.00	0.0927	0.7	1463	110	1471	67	1482	14	1
91-15	302	202	93	0.64	3.85	6.6	0.288	6.2	0.95	0.0968	2.1	1633	91	1603	55	1564	40	-4
91-18	21	7	8	0.43	4.70	3.2	0.342	1.7	0.46	0.0996	3.2	1896	27	1767	31	1617	60	-17
91-3	99	82	31	0.78	3.79	1.6	0.272	1.4	0.89	0.1012	0.7	1550	19	1591	13	1646	13	6
91-5	171	113	48	0.62	3.59	4.1	0.252	4.0	0.97	0.1032	1.0	1450	52	1547	33	1682	18	14
91-19	20	18	7	1.11	3.53	2.5	0.242	2.4	1.00	0.1057	0.2	1398	31	1534	20	1726	4	19
91-11	193	48	58	0.25	4.32	3.2	0.295	1.7	0.54	0.1061	2.7	1668	26	1697	27	1733	49	4
91-21	63	48	18	0.94	3.77	1.4	0.256	1.3	0.99	0.1065	0.2	1471	18	1585	11	1740	4	15
91-16	100	52	38	0.50	5.25	4.9	0.357	4.9	0.99	0.1065	0.6	1969	83	1860	43	1741	12	-13
91-12	36	35	13	0.97	4.81	3.0	0.322	1.1	0.37	0.1084	2.8	1799	18	1787	26	1773	51	-1
91-14	263	306	98	1.12	4.68	5.8	0.312	4.1	0.71	0.1088	4.1	1749	63	1763	50	1780	75	2
91-17	57	51	18	0.85	4.52	11.7	0.300	11.5	0.98	0.1092	2.4	1691	173	1734	103	1787	43	5
91-10	391	136	116	0.34	4.40	7.4	0.289	7.4	1.00	0.1107	0.4	1634	108	1713	63	1811	7	10
91-2	151	–	31	–	3.00	2.9	0.174	1.8	0.64	0.1248	2.2	1036	18	1408	22	2026	39	49
91-8	41	43	17	1.05	6.53	15.8	0.372	15.1	0.95	0.1273	4.9	2039	269	2050	150	2061	87	1
91-20	4	3	2	0.80	8.50	6.9	0.426	3.5	0.50	0.1448	6.0	2286	67	2285	65	2285	103	0
91-4	98	39	48	0.38	8.95	5.5	0.439	5.2	0.94	0.1478	1.9	2347	103	2333	52	2321	32	-1
91-7	277	113	132	0.40	11.52	8.6	0.440	8.4	0.97	0.1898	2.1	2351	167	2566	84	2741	34	14
91-9	103	93	58	0.89	13.24	5.0	0.500	4.8	0.97	0.1921	1.3	2613	104	2697	48	2760	21	5
91-6	59	52	33	0.83	12.40	4.8	0.466	4.2	0.87	0.1928	2.4	2467	86	2635	46	2766	39	11
Sillimanite zone—201728 sample																		
28-15 ^a	1805	–	134	–	0.70	5.4	0.067	5.2	0.96	0.0760	1.5	418	21	540	23	1095	29	62
MON-1	11601	–	384	–	0.58	34.4	0.069	7.6	0.22	0.0614	33.6	430	32	466	138	652	721	34
28-17	623	–	141	–	1.83	1.6	0.177	1.5	0.97	0.0750	0.4	1051	15	1057	10	1068	7	2
28-38	157	124	36	0.92	2.10	4.7	0.202	3.8	0.81	0.0755	2.7	1186	41	1150	33	1082	55	-10
28-25	21	25	5	1.44	2.18	6.6	0.208	4.0	0.61	0.0760	5.2	1217	45	1174	47	1095	104	-11
28-13	41	–	9	–	1.94	1.5	0.185	0.7	0.48	0.0762	1.3	1092	7	1094	10	1100	26	1
28-24	40	21	8	0.65	2.08	4.3	0.196	1.7	0.40	0.0773	3.9	1151	18	1144	30	1129	78	-2
28-32	116	69	28	0.69	2.51	2.4	0.225	0.9	0.36	0.0809	2.2	1308	10	1275	17	1218	43	-7
28-8	124	–	26	–	2.26	2.4	0.202	0.9	0.37	0.0810	2.2	1186	10	1199	17	1221	43	3
28-45	93	50	23	0.63	2.61	5.2	0.231	1.5	0.29	0.0818	5.0	1342	18	1304	39	1242	97	-8
28-22	61	100	20	2.03	2.86	5.9	0.242	3.0	0.51	0.0859	5.1	1395	38	1372	45	1335	98	-4
28-40	231	69	57	0.35	2.93	4.3	0.245	3.9	0.92	0.0867	1.7	1413	50	1390	33	1354	33	-4
28-33	61	24	17	0.45	3.26	2.5	0.268	0.6	0.23	0.0883	2.5	1528	8	1471	20	1389	47	-10
28-48	53	–	14	–	3.09	2.3	0.250	1.6	0.68	0.0895	1.7	1441	21	1431	18	1415	33	-2
28-6	72	–	19	–	2.66	0.6	0.212	0.6	0.94	0.0909	0.2	1240	6	1317	4	1445	4	14
28-35	295	114	92	0.45	3.87	2.6	0.307	2.1	0.80	0.0915	1.6	1727	32	1608	21	1457	30	-19
28-47	259	76	58	0.34	2.81	5.4	0.221	3.1	0.58	0.0921	4.4	1290	37	1359	41	1469	83	12
28-44	181	106	61	0.68	4.19	2.3	0.310	2.0	0.87	0.0981	1.1	1739	31	1672	19	1589	21	-9
28-18	427	–	121	–	3.26	6.7	0.239	6.0	0.89	0.0989	3.0	1383	75	1472	54	1603	56	14
28-10	49	–	16	–	3.26	4.7	0.238	0.2	0.05	0.0992	4.7	1378	3	1471	37	1609	87	14
28-9	29	–	9	–	3.46	3.3	0.252	2.8	0.83	0.0996	1.9	1447	36	1517	27	1617	35	11
28-23	137	107	46	0.97	4.01	1.7	0.291	1.4	0.85	0.0998	0.9	1648	21	1636	14	1620	16	-2
28-31	210	113	60	0.62	3.63	8.5	0.262	7.9	0.92	0.1006	3.3	1500	106	1557	70	1635	61	8
28-12	57	–	16	–	3.59	5.4	0.259	5.4	0.98	0.1007	1.0	1482	71	1547	44	1636	18	9
28-28	173	135	56	0.97	3.92	2.0	0.282	1.2	0.61	0.1008	1.6	1601	17	1617	16	1639	29	2
28-19	298	–	56	–	2.50	4.9	0.179	3.8	0.78	0.1013	3.1	1061	37	1271	36	1648	58	36
28-43	70	59	27	0.99	4.75	3.3	0.336	0.9	0.28	0.1025	3.2	1870	15	1777	28	1669	59	-12

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

28-16	251	–	–	66	–	3.52	3.2	0.248	1.5	0.46	0.1030	2.8	1426	19	1531	26	1678	52	15
28-5	185	–	56	56	–	4.05	2.9	0.284	1.8	0.63	0.1034	2.2	1613	26	1645	24	1685	41	4
28-37	123	0.78	184	123	0.78	4.56	7.3	0.319	6.8	0.93	0.1038	2.7	1784	106	1742	63	1692	50	–5
28-1	69	–	25	25	–	3.73	8.0	0.261	4.9	0.61	0.1038	6.3	1494	66	1578	66	1693	117	12
28-7	196	–	53	53	–	3.50	2.7	0.243	1.8	0.68	0.1043	1.9	1403	23	1526	21	1701	36	18
28-42	40	0.61	13	13	0.61	4.23	8.4	0.292	5.2	0.62	0.1050	6.5	1653	76	1680	71	1714	120	4
28-14	164	–	52	52	–	4.27	1.9	0.294	1.3	0.68	0.1052	1.4	1662	16	1718	16	1718	25	3
28-41	98	0.75	37	37	0.75	4.92	1.9	0.335	1.1	0.59	0.1064	1.5	1863	18	1805	16	1739	28	–7
28-21	556	–	132	132	–	3.64	2.0	0.247	1.9	0.95	0.1067	0.6	1424	24	1558	16	1743	11	18
28-39	335	0.83	83	83	0.83	3.94	2.7	0.336	2.5	0.93	0.1069	1.0	1865	41	1810	23	1747	19	–7
28-29	541	117	155	155	117	4.27	2.0	0.289	1.8	0.91	0.1074	0.8	1635	26	1688	16	1755	15	7
28-4	531	–	134	134	–	3.89	2.0	0.261	1.2	0.59	0.1079	1.6	1497	16	1611	35	1764	29	15
28-27	121	0.50	30	30	0.50	3.39	4.4	0.228	3.8	0.86	0.1079	2.3	1322	45	1501	35	1765	41	25
28-11	96	–	30	30	–	4.56	2.3	0.301	0.8	0.33	0.1098	2.2	1698	11	1743	19	1796	40	5
28-34	78	0.40	19	19	0.40	3.61	1.1	0.237	1.1	0.10	0.1104	1.1	1370	8	1551	19	1807	19	24
28-2	359	–	132	132	–	4.57	1.4	0.293	1.1	0.80	0.1130	0.8	1658	17	1744	12	1848	15	10
28-3	134	–	35	35	–	3.37	2.0	0.202	1.2	0.58	0.1212	1.6	1184	12	1497	16	1974	29	40
28-36	149	0.39	59	59	0.39	7.17	5.6	0.364	3.2	0.58	0.1430	4.5	1999	56	2132	51	2263	78	12
28-26	606	0.84	390	390	0.84	11.22	1.8	0.450	1.7	0.95	0.1808	0.6	2395	34	2541	17	2661	10	10
28-46	86	0.50	37	37	0.50	11.15	6.1	0.439	5.5	0.90	0.1844	2.7	2344	109	2536	59	2693	45	13
28-20	326	–	162	162	–	11.12	1.1	0.436	0.8	0.77	0.1851	0.7	2332	17	2534	10	2699	12	14
28-30	143	0.60	69	69	0.60	14.33	1.6	0.542	1.2	0.73	0.1918	1.1	2791	27	2772	16	2758	18	–1
Sillimanite zone—201836 sample																			
36-1	1321	–	232	232	–	1.80	1.6	0.175	1.6	1.00	0.0744	0.1	1042	15	1045	10	1053	2	1
36-6	460	–	83	83	–	1.89	0.9	0.183	0.5	0.54	0.0747	0.8	1085	5	1077	6	1061	15	–2
36-8	64	–	12	12	–	1.78	3.5	0.161	2.1	0.61	0.0803	2.7	962	19	1039	23	1205	54	20
36-7	72	–	14	14	–	1.66	1.6	0.144	1.3	0.81	0.0832	0.9	869	11	992	10	1273	18	32
36-10	93	–	25	25	–	3.23	1.6	0.236	1.6	0.08	0.0993	1.6	1366	12	1465	12	1612	29	15
36-9	418	–	138	138	–	3.45	5.2	0.250	5.1	0.99	0.1001	0.8	1440	66	1517	41	1626	16	11
36-12	191	–	84	84	–	5.64	7.9	0.392	7.7	0.97	0.1044	1.8	2132	141	1923	70	1704	33	–25
36-13	50	–	22	22	–	5.07	0.5	0.349	0.1	0.16	0.1052	0.5	1932	1	1831	4	1719	19	–12
36-2	141	–	45	45	–	4.53	1.7	0.308	1.4	0.79	0.1068	1.1	1729	21	1736	15	1745	19	1
36-3	678	–	235	235	–	7.66	3.2	0.326	3.1	0.98	0.1706	0.6	1817	29	2192	29	2563	10	29
36-4	505	–	194	194	–	8.36	10.2	0.342	10.1	0.99	0.1776	1.6	1895	168	2271	97	2630	27	28
36-5	135	–	84	84	–	11.94	1.2	0.474	0.9	0.79	0.1826	0.7	2502	19	2599	11	2676	12	7
36-11	96	–	64	64	–	19.11	1.0	0.486	1.0	0.97	0.2853	0.2	2553	20	3048	9	3392	3	25
Migmatitic zone—201893 sample																			
93-40a	1287	104	71	71	104	0.54	6.9	0.058	2.4	0.34	0.0674	6.5	363	8	438	25	849	135	57
93-1	2437	288	357	357	288	1.55	13.3	0.154	13.2	0.99	0.0727	1.9	926	115	950	86	1005	38	8
93-3	1498	492	244	244	492	1.72	1.7	0.166	1.6	0.98	0.0751	0.3	991	15	1016	11	1070	7	7
93-25	545	321	91	91	321	1.64	5.8	0.156	5.7	0.97	0.0762	1.3	935	50	986	37	1101	26	15
93-13	601	333	129	129	333	4.15	1.6	0.389	1.4	0.84	0.0775	0.9	2118	25	1665	14	1134	18	–87
93-34	1473	635	246	246	635	1.75	2.5	0.163	2.0	0.80	0.0776	1.5	975	18	1026	16	1136	18	14
93-4	193	60	35	35	60	1.94	10.6	0.178	10.5	0.99	0.0793	1.6	1055	103	1097	74	1180	33	11
93-6	42	23	10	10	23	2.99	8.7	0.239	7.6	0.88	0.0908	4.1	1381	95	1405	68	1442	78	4
93-27	199	83	42	42	83	2.41	4.3	0.190	1.8	0.43	0.0920	3.9	1121	31	1245	31	1466	74	24
93-28	518	25	71	71	25	1.94	13.0	0.147	9.9	0.76	0.0958	8.5	884	82	1096	91	1544	159	43
93-30	95	106	20	20	106	2.63	4.2	0.197	0.9	0.22	0.0965	4.1	1161	10	1308	31	1558	77	25
93-14	519	117	108	108	117	5.25	5.1	0.393	4.7	0.93	0.0969	1.9	2137	86	1861	44	1565	36	–37
93-24	306	78	72	72	78	3.15	17.3	0.233	17.0	0.99	0.0980	3.0	1352	211	1446	143	1587	56	15
93-23	205	123	58	58	123	3.59	4.1	0.261	3.9	0.94	0.0998	1.4	1493	52	1547	33	1620	25	8
93-32	228	104	72	72	104	6.62	8.0	0.283	8.0	0.99	0.1008	1.0	1609	115	1622	67	1639	19	2
93-2	227	147	55	55	147	3.08	5.7	0.217	4.3	0.75	0.1030	3.8	1265	50	1427	45	1678	70	25
93-22	23	12	8	8	12	0.68	4.71	0.330	2.9	0.49	0.1036	5.2	1839	47	1770	51	1689	96	–9
93-33	521	119	181	181	119	4.85	2.1	0.339	2.1	0.99	0.1037	0.3	1883	34	1794	18	1692	34	–11
93-19	197	151	72	72	151	0.95	4.8	0.329	3.7	0.77	0.1046	3.0	1832	59	1775	41	1707	56	–7

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

Table 1 (Continued)

Sample name	U (ppm)		Th (ppm)	Pb ^a (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		R.S.D. (%)		Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		R.S.D. (%)		Ages in Ma		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		%Disc
						R.S.D. (%)																	
93-10	183	165	1.12	50	0.86	6.28	4.2	0.434	2.9	0.70	0.1049	3.0	2016	37	1712	55	2325	3.0	2016	37	1712	55	-36
93-9	403	280	0.86	84	0.86	5.14	4.8	0.355	4.6	0.97	0.1051	1.2	1843	41	1716	23	1958	1.2	1843	41	1716	23	-14
93-37	547	118	0.29	137	0.29	3.42	7.5	0.235	11.5	1.00	0.1055	0.5	1362	60	1723	9	1509	0.5	1362	60	1723	9	21
93-15	126	48	0.47	34	0.47	3.77	11.5	0.258	7.5	1.00	0.1059	0.3	1482	97	1730	5	1482	0.3	1482	97	1730	5	14
93-8	400	210	0.57	114	0.57	4.02	3.1	0.276	2.9	0.93	0.1059	1.1	1569	25	1731	21	1569	1.1	1569	25	1731	21	9
93-29	104	18	0.24	28	0.24	3.77	8.6	0.256	8.2	0.96	0.1065	2.5	1472	71	1740	45	1472	2.5	1472	71	1740	45	15
93-17	16	6	0.44	8	0.44	7.15	8.9	0.485	7.6	0.86	0.1069	4.6	2549	82	1747	83	2549	4.6	2549	82	1747	83	-46
93-31	332	85	0.35	98	0.35	4.19	4.8	0.283	3.6	0.76	0.1072	3.2	1608	40	1753	58	1608	3.2	1608	40	1753	58	8
93-18	285	176	0.77	117	0.77	5.58	7.4	0.377	7.0	0.95	0.1073	2.3	2063	66	1753	43	2063	2.3	2063	66	1753	43	-18
93-11	383	158	0.51	102	0.51	7.26	4.9	0.490	4.9	1.00	0.1074	0.3	2571	44	1756	5	2571	0.3	2571	44	1756	5	-46
93-5	144	60	0.51	45	0.51	4.39	8.6	0.296	8.4	0.97	0.1075	1.9	1671	74	1757	36	1671	1.9	1671	74	1757	36	5
93-7	205	65	0.35	63	0.35	4.57	3.5	0.306	1.3	0.37	0.1082	3.2	1722	29	1744	3	1722	3.2	1722	29	1744	3	3
93-26	80	16	0.28	23	0.28	4.26	9.8	0.282	1.9	0.20	0.1095	9.6	1601	84	1792	174	1601	9.6	1601	84	1792	174	11
93-20	217	59	0.34	68	0.34	4.73	2.7	0.312	2.5	0.92	0.1099	1.0	1750	23	1798	19	1750	1.0	1750	23	1798	19	3
93-36	389	269	0.93	122	0.93	4.36	10.8	0.287	10.6	0.98	0.1101	1.9	1627	155	1704	35	1627	1.9	1627	155	1704	35	10
93-16	149	78	0.65	56	0.65	5.31	4.8	0.349	3.7	0.78	0.1105	3.0	1928	42	1808	54	1928	3.0	1928	42	1808	54	-7
93-12	615	154	0.31	157	0.31	7.36	8.1	0.481	8.0	1.00	0.1110	0.6	2532	75	1815	10	2532	0.6	2532	75	1815	10	-39
93-21	77	26	0.42	25	0.42	4.95	5.0	0.321	4.2	0.55	0.1120	4.2	1793	43	1832	76	1793	4.2	1793	43	1832	76	2
93-38	381	118	0.42	116	0.42	4.39	7.6	0.284	7.0	0.92	0.1121	3.0	1612	65	1834	54	1612	3.0	1612	65	1834	54	12
93-39	385	111	0.38	113	0.38	4.29	6.2	0.276	5.7	0.92	0.1130	2.5	1569	52	1848	45	1569	2.5	1569	52	1848	45	15
93-35	68	70	1.40	25	1.40	5.73	13.3	0.281	13.3	0.97	0.1478	3.6	1596	127	2320	61	1596	3.6	1596	127	2320	61	31

^a Indicates analyses of rims or recrystallised zones.

of about 20 μm. Calculation of Pb/U ratios was made according to the technique outlined by Deloule et al. (2001). Common lead was corrected using 204Pb and a composition taken from the model of Stacey and Kramers (1975). Pb–Pb and U–Pb ages were calculated using the Isoplot program (Ludwig, 2000).

5. U–Pb results

A total of 122 analyses have been performed by LA-ICP-MS and 44 zircons (37 cores and 8 rims on 31 crystals) were analysed by SIMS. LA-ICP-MS and SIMS results are reported in Tables 1 and 2, respectively.

5.1. Sample 201991 (chlorite zone)

LA-ICP-MS results of 22 zircons are reported in the U–Pb concordia diagram of Fig. 5a and in the relative probability distribution diagram of Fig. 7. All grains yield moderate to high Th/U ratios (0.25–1.12), typical of magmatic zircons. Dated grains have ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages ranging from 2766 ± 39 Ma to 1148 ± 20 Ma (1σ), with most grains being of late Paleoproterozoic to Archean age. Paleoproterozoic zircons constitute 50% of the analysed grains and include a major age group between c. 1811–1650 Ma, among which the most important cluster occurs between 1811 Ma and 1750 Ma (five grains with discordance degree <10%). A subordinate group is constituted by two grains of early Paleoproterozoic ages at c. 2300–2100 Ma. The oldest concordant grains analysed at 2760 ± 21 Ma (1σ) points to an Archean component in the source area, which is also supported by two discordant analyses yielding ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages of 2741 Ma and 2766 Ma. Mesoproterozoic zircons are scarce, and only represented by concordant analyses at 1564 ± 40 Ma, 1482 ± 14 Ma and 1148 ± 20 Ma (1σ), the latter constituting the youngest detrital grain analysed.

5.2. Sample 201728 (sillimanite zone)

A 48 zircon analyses (47 cores and one rim) from sample 201728 have been performed by LA-ICP-MS. The results are reported in the Figs. 5b and 7. Dated grains range in age from Archean to Mesoproterozoic. One analysis, concordant at 2758 ± 18 Ma (1σ), documents the occurrence of Archean rocks in the source area. This is supported by three discordant grains with minimum ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages ranging from 2699 ± 12 Ma to 2661 ± 10 Ma (1σ). Similarly to the chlorite zone sample, the age spectrum is dominated by Paleoproterozoic grains, with two age peaks at around c. 1.65–1.60 Ga and 1.80–1.75 Ga with an almost equal proportion (see

Table 2
SIMS U–Pb data of detrital zircons from the Nathorst Land Group

Sample name	U (ppm)	Th (ppm)	Pb ^a (ppm)	Th/U	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	R.S.D. (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	R.S.D. (%)	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	R.S.D. (%)	Ages in Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	%Disc
Sillimanite zone—201728 sample																		
13M-10b ^a	331	73	20	0.22	0.00861	–	0.078	4.5	–	–	–	–	436	19	–	–	–	–
13M-17c ^a	402	61	27	0.15	0.00135	0.584	0.078	1.7	0.46	0.0543	3.2	467	8	467	13	385	64	–26
13M-8a	1268	818	118	0.65	0.0001	1.193	0.109	2.0	0.99	0.0797	0.3	797	12	797	11	1190	6	44
13M-16	42	18	6	0.42	0.00098	1.600	0.169	3.0	0.61	0.0687	2.4	1006	16	1009	12	889	44	–13
13M-15	114	121	18	1.06	0.00024	1.845	0.186	1.6	0.87	0.072	0.9	1099	16	1062	12	986	17	–11
13M-17a	93	69	14	0.74	0.0003	1.727	0.174	1.6	0.86	0.072	1.0	1033	16	1019	12	987	18	–5
13M-3	139	157	20	1.13	0.00019	1.703	0.169	1.7	0.86	0.0731	1.0	1006	15	1010	12	1018	18	1
13M-24	993	–	145	–	0.0009	1.719	0.17	1.6	0.97	0.0734	0.4	1010	15	1015	11	1026	8	2
13M-17b	311	474	47	1.52	0.00013	1.776	0.175	1.6	0.98	0.0736	0.3	1040	15	1037	11	1029	6	–1
13M-10a	134	226	22	1.69	0.0001	1.958	0.19	1.7	0.92	0.0746	0.7	1123	17	1101	12	1059	13	–6
13M-21	138	94	23	0.68	0.00021	2.022	0.196	1.6	0.93	0.0748	0.6	1153	17	1123	12	1064	11	–8
13M-22	134	83	24	0.62	0.00008	2.194	0.206	1.6	0.96	0.0773	0.5	1207	18	1179	12	1128	9	–7
13M-1	154	63	26	0.41	0.00016	2.157	0.197	1.6	0.95	0.0795	0.5	1158	17	1167	12	1184	9	2
13M-14a ^a	815	54	143	0.07	0.00002	2.263	0.205	1.6	0.98	0.0801	0.3	1201	18	1201	11	1200	6	0
13M-14b	306	212	55	0.69	0.00004	2.293	0.207	1.6	0.98	0.0803	0.4	1213	18	1210	12	1205	7	–1
13M-8b	408	127	99	0.31	0.00003	3.571	0.282	1.8	0.90	0.0918	0.8	1601	25	1543	15	1464	15	–9
13M-12	277	155	63	0.56	0.00008	3.362	0.264	1.6	0.98	0.0925	0.3	1509	22	1496	13	1477	5	–2
13M-20	175	46	46	0.87	0.00005	4.266	0.306	1.6	0.98	0.1012	0.4	1719	24	1687	13	1647	5	–9
13M-7	160	149	43	0.93	0.00003	4.368	0.312	1.6	0.99	0.1015	0.2	1752	25	1706	13	1651	3	–6
13M-18a	1424	848	288	0.6	0.00004	3.359	0.24	2.4	0.99	0.1036	0.3	1362	29	1495	19	1689	5	19
13M-18b	388	106	106	0.4	0.00005	4.613	0.318	1.7	0.99	0.1057	0.2	1778	26	1752	14	1720	4	–3
13M-23	456	168	126	0.37	0.00005	4.671	0.32	1.6	0.99	0.1057	0.2	1792	25	1762	14	1727	3	–4
13M-13	878	463	223	0.53	0.00003	4.321	0.296	1.6	1.00	0.106	0.2	1670	24	1697	13	1731	3	4
13M-18c	472	218	134	0.46	0.00002	4.824	0.329	1.6	1.00	0.1062	0.1	1835	26	1789	13	1735	2	–6
13M-9	402	161	116	0.4	0.00005	4.912	0.335	1.6	0.98	0.1063	0.3	1863	26	1804	14	1737	5	–7
13M-5	147	108	42	0.73	0.00015	4.963	0.331	1.6	0.97	0.1086	0.4	1845	26	1813	14	1777	7	–4
13M-4b	279	91	104	0.33	0.00119	10.448	0.435	1.8	0.92	0.1744	0.8	2326	36	2475	18	2599	10	11
13M-25	112	113	52	1.01	0.00008	13.685	0.54	1.6	0.97	0.1839	0.4	2783	37	2728	16	2688	6	–4
13M-6	242	178	103	0.74	0.00002	12.737	0.497	1.7	1.00	0.186	0.1	2599	36	2660	16	2707	2	4
13M-4a	659	268	200	0.41	0.00004	9.175	0.352	2.5	0.99	0.1889	0.3	1946	41	2356	22	2732	4	29
13M-19	219	95	108	0.43	0.00001	15.192	0.575	1.6	0.99	0.1915	0.3	2929	38	2827	16	2755	4	–6
13M-2	136	42	63	0.31	0.00004	14.657	0.542	1.6	0.99	0.1963	0.3	2790	37	2793	16	2796	4	0
13M-11	146	88	67	0.61	0.00009	14.703	0.532	1.9	0.77	0.2004	1.6	2750	42	2796	23	2829	25	3
Migmatitic zone—201893 sample																		
15M-5a ^a	1168	60	46	0.05	0.00045	0.396	0.046	2.2	0.92	0.0624	0.9	290	6	339	7	686	19	58
15M-3a ^a	973	115	60	0.12	0.00014	0.611	0.072	2.3	0.94	0.0614	0.9	449	11	484	10	652	18	31
15M-2a ^a	1031	84	73	0.08	0.00019	0.754	0.082	2.4	0.92	0.0665	1.0	509	12	570	11	822	19	38
15M-6a ^a	413	25	34	0.06	0.00021	0.935	0.096	2.7	0.95	0.0704	0.9	592	15	670	14	941	17	37
15M-4	1444	269	241	0.19	0.00001	2.092	0.194	2.2	1.00	0.0781	1.1	1145	23	1146	23	1148	4	0
15M-6b	79	55	26	0.69	0.00108	5.040	0.378	2.5	0.92	0.0968	1.1	2065	44	1826	25	1564	17	–32
15M-3b	230	161	58	0.7	0.0001	4.066	0.293	2.6	0.98	0.1005	0.5	1659	38	1648	21	1633	9	–2
15M-2b	39	32	7	0.83	0.00003	3.090	0.209	2.3	0.89	0.1075	1.2	1221	26	1430	20	1757	19	31
15M-5b	191	87	34	0.46	0.00064	3.138	0.207	2.5	0.91	0.1099	1.2	1214	28	1442	21	1797	19	32
15M-1b	942	283	286	0.3	0.00003	5.924	0.353	2.3	0.99	0.1216	0.3	1950	39	1965	20	1980	4	2
15M-1a	182	79	55	0.43	0.00002	5.923	0.349	2.4	1.00	0.1232	0.2	1929	41	1965	21	2003	4	4

^a Indicates analyses of rims or recrystallised zones.

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

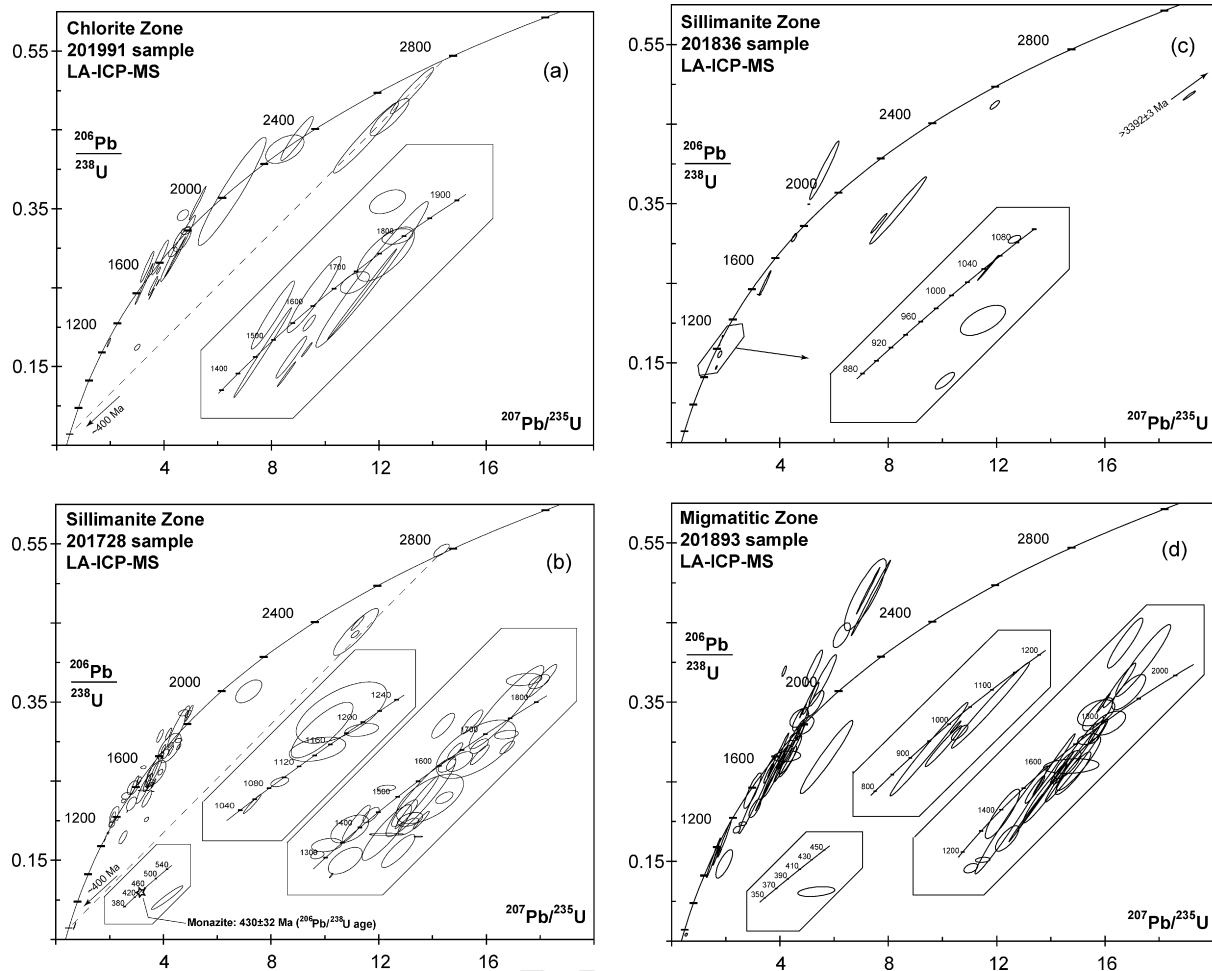


Fig. 5. LA-ICP-MS U-Pb concordia plots for (a) 201991 chlorite zone sample, (b) 201836 sillimanite zone sample, (c) 201728 sillimanite zone sample and (d) 201893 migmatite zone sample. Error ellipses are 1σ .

264 also the histograms in Fig. 7). The main difference with
 265 the chlorite zone sample resides in the occurrence of
 266 Mesoproterozoic zircons with ages broadly distributed
 267 between *c.* 1.50–1.30 Ma and 1.20–1.05 Ga and an
 268 apparent break between 1.3–1.2 Ma and 1.6–1.5 Ga in
 269 the age spectrum. The youngest concordant detrital grain
 270 was dated at 1068 ± 7 Ma (1σ). Finally, a U-rich zircon
 271 rim (#28.15) provided a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 418 ± 21 Ma
 272 (1σ) and a minute ($<40 \mu\text{m}$) monazite grain (#MON-
 273 1, Fig. 3H) analysed in a thick section provided a
 274 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 430 ± 32 Ma (1σ), within error of the
 275 zircon rim age (#28.15). Therefore, this *c.* 420–430 Ma
 276 age is regarded as dating the Caledonian metamorphic
 277 overprint. Zircons with complex internal structures have
 278 been investigated by SIMS, which due to lower drilling
 279 rate than laser ablation, is better suited to analysis of
 280 complex grains. Results of 33 analyses performed on
 281 25 zircons (30 cores and 3 rims) show a similar dis-

tribution to that obtained by LA-ICP-MS (Figs. 6a and
 7) although the proportions between the different age
 groups are not the same. This may be related to a focus
 of the SIMS analyses towards complex grains (inher-
 ited cores, erased domains, rims) when compared to the
 rather random analyses of the LA-ICP-MS approach.
 Thirteen grains younger than 1.2 Ga were analysed,
 the youngest of which is dated at 889 ± 44 Ma (1σ).
 This analysis however is strongly reversely discordant
 (-13%) and the next youngest grain at 987 ± 18 Ma (1σ)
 provides a more reliable estimate for the maximum age
 of deposition. Among this age group, zircons 13M-18
 (Fig. 3F) and 13M-4 (Fig. 3C) are both characterized
 by cores with relicts of magmatic zoning surrounded by
 a homogeneous external structure. Grain 13M-4 shows
 a normal age distribution with a core (2732 ± 4 Ma)
 older than the rim (2599 ± 10 Ma), although discordance
 of both core and rim hampers a precise determination

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

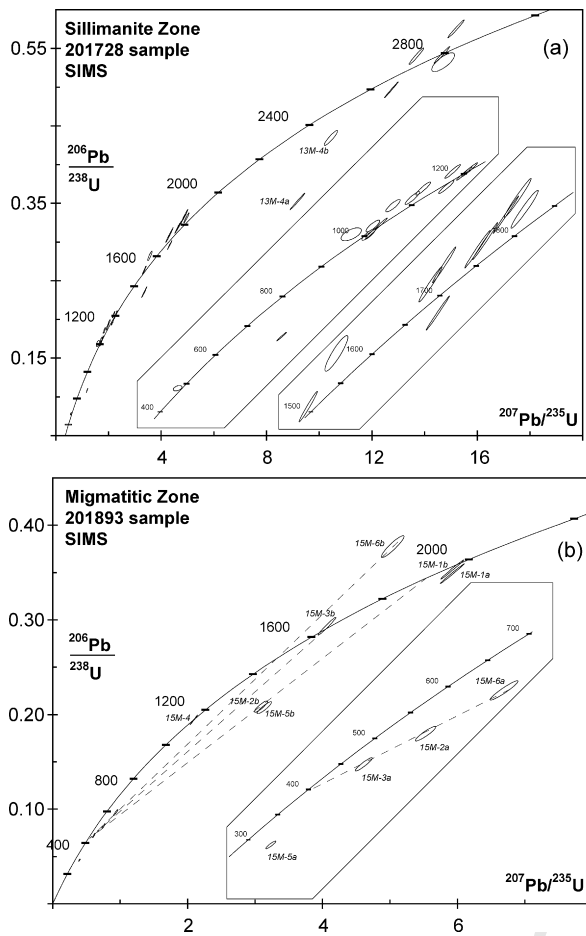


Fig. 6. SIMS U–Pb concordia plots for (a) 201728 sillimanite zone sample and (b) 201893 migmatite zone sample. Asterisks correspond to rim analyses. Error ellipses are 1σ .

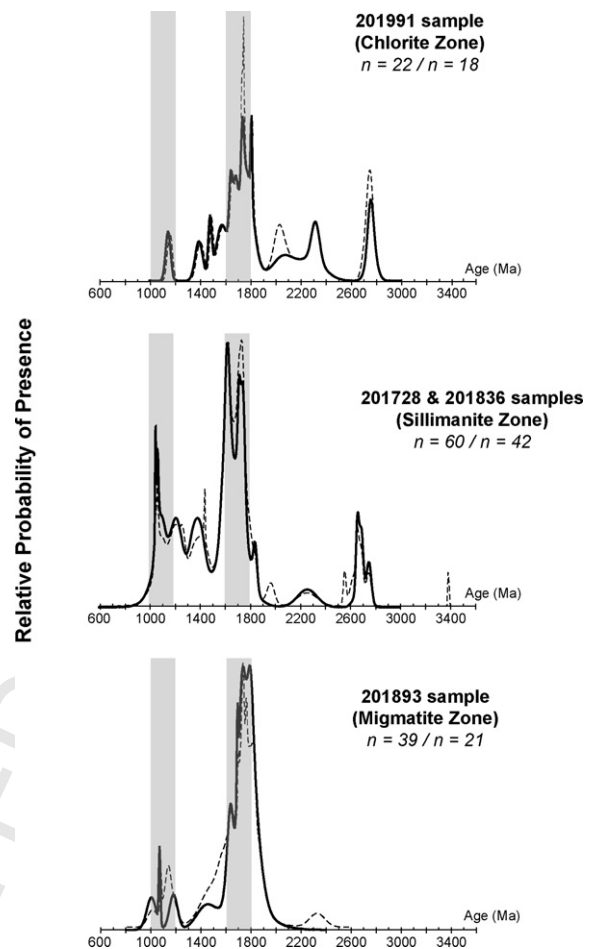


Fig. 7. Relative probability distribution diagram for detrital zircons of the NLG. All analyses performed by LA-ICP-MS. Dashed line: all analyses (first number); full line: analyses with discordance level less than 15% (second number). Shaded areas are the 1000–1200 Ma and 1600–1800 Ma intervals.

300 of their age. Fading of zoning in the core, and the
 301 structureless rim both suggest that the discordance may
 302 be related to a superimposed metamorphic event, the
 303 age of which cannot be defined, but which is equal to
 304 or younger than 2599 ± 10 Ma (1σ). On the concordia
 305 diagram, unzoned parts 13M-18b and 13M-18c of the
 306 13M-18 grain (Fig. 3F) have $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages around
 307 1720–1735 Ma. The oscillatory-zoned part 13M-18a is
 308 highly discordant (19%) and has a significantly younger
 309 apparent age of 1689 ± 5 Ma. These age–structure
 310 relationships resemble recrystallisation processes as
 311 described by Pidgeon (1992), where zoned, unrecrys-
 312 tallised domains are more discordant than unzoned
 313 recrystallised domains. Whether the 1720–1735 Ma
 314 recrystallisation age corresponds to a metamorphic event
 315 is unclear as recrystallisation processes can also occur
 316 late in the magmatic history (Pidgeon, 1992). On the
 317 other hand, the slight spread of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (from

1720 \pm 4 Ma to 1735 \pm 2 Ma), which do not overlap at
 the 2σ level, suggests that the grain underwent ancient Pb
 losses. Zircon 13M-14 shows a more complex internal
 structure with a core-like domain and a high U zone in
 the left part of the grain. Both domains are unzoned. The
 core-like domain has a concordant age of 1205 ± 7 Ma
 (1σ), identical to the high-U zone dated at 1200 ± 6 Ma
 (1σ). This zone, in addition, yields a low Th/U ratio
 (0.07) suggesting it has a metamorphic origin. Since this
 age is clearly older than the deposition of the NLG detritus,
 it is attributed to a metamorphic event occurring in the
 source area and the discordance of some grains older than
 1.2 Ga may thus be partly linked to this event. Markedly
 different is the occurrence on many grains of a thin (<10 μm),
 bright (U-rich) partial rim (Fig. 3E–G). The size of this
 rim is significantly smaller than the

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

334 spot size and only two analyses have been attempted.
335 Analyses 13M-17c straddled the resin, rim and core
336 of the grain and yielded a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apparent age of
337 484 ± 8 Ma, which is a maximum age for the develop-
338 ment of the rim. In spite of straddling the core, analysis
339 13M-10b (Fig. 3G) provides a “Caledonian” $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
340 age of 436 ± 19 Ma (1σ), similar within error margins
341 to those obtained by LA-ICP-MS on one zircon rim
342 (418 ± 21 Ma) and on a monazite grain (430 ± 32 Ma)
343 from the same sample.

344 5.3. Sample 201836 (sillimanite zone)

345 Thirteen zircons have been analysed by LA-ICP-MS
346 (Figs. 5c and 7) and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages yield a broad
347 age range extending from Mesoproterozoic to Archean.
348 The oldest value is from a single discordant analysis,
349 which yields a minimum age of 3392 ± 3 Ma (1σ).
350 Late Archean grains are also present, but yield dis-
351 cordant analyses with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from
352 2676 ± 12 Ma to 2563 ± 10 Ma (1σ).

353 Other detrital zircon grains are late Paleoproterozoic
354 at 1745–1612 Ma and Mesoproterozoic with concordant
355 grains at 1060–1050 Ma. Discordant analyses between
356 1.3 Ga and 1.2 Ga may represent older Paleoproterozoic
357 grains, which have undergone U–Pb disturbances. Taken
358 as a whole, the detrital zircon signature of this sample,
359 located away from the AB cross-section (see Fig. 1), is
360 similar to that provided by sample 201728 of the same
361 metamorphic grade. This suggests no major lateral vari-
362 ation in the detrital input to the NLG original basin.

363 5.4. Sample 201893 (migmatite zone)

364 LA-ICP-MS results of 40 zircon analyses (39 cores
365 and one rim) are reported (Table 1; Figs. 5d and
366 7). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages range from 2320 ± 61 Ma to
367 1005 ± 38 Ma (1σ). Late Paleoproterozoic zircons form
368 the main age group with over 50% of the analyses falling
369 in the 1848–1620 Ma age range. Another 6 analyses have
370 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1590 Ma to 1440 Ma, but
371 only one is concordant at 1442 ± 78 Ma (1σ) and the
372 other analyses most probably belong to disturbed grains
373 from the 1848 Ma to 1620 Ma old group. This is obvious
374 for analysis 93-28, which has a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of *c.*
375 1544 Ma but a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of *c.* 884 Ma associated
376 with a Th/U ratio of 0.07 suggesting the beam straddled a
377 metamorphic domain younger than 884 Ma and a Pale-
378 oproterozoic core. A number of analyses plot close to
379 concordia between 1.2 Ga and 1.0 Ga, with the youngest
380 analysis at 1005 ± 38 Ma (1σ). This analysis has a high
381 U content and a low Th/U ratio (0.11) suggesting it has a

382 metamorphic origin. Finally, only one grain is older than
383 2.0 Ga (93-35) but is very discordant (31%) suggesting
384 a possible Archean age. One analysis (93-40) is char-
385 acterized by a low Th/U ratio of 0.08 and an apparent
386 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 363 ± 8 Ma.

387 Some grains have also been investigated by SIMS.
388 The results (11 analyses on 6 zircons are reported in
389 Fig. 6b. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ core ages range from 1148 ± 4 Ma
390 to 2003 ± 4 Ma (1σ) and have high Th/U ratios from
391 0.19 to 0.83. Bright-SEM areas (Fig. 3I–L) are charac-
392 terized by lower Th/U ratios from 0.05 to 0.12, typical
393 of a metamorphic origin. Analyses of these bright-SEM
394 areas yield very discordant points, which are seemingly
395 aligned along a chord intersecting Concordia at around
396 400 Ma suggesting a Caledonian age for the metamor-
397 phic overprint.

398 6. Discussion

399 Since the zircons come from different levels of a sin-
400 gle prograde metamorphic sequence, the results can be
401 used to constrain the behaviour of zircon under increas-
402 ing metamorphic conditions. This has implications for
403 a better knowledge and understanding of the zircon
404 U–Pb systems in metamorphic environments. Moreover,
405 in sedimentary units, it is necessary to evaluate post-
406 deposition processes affecting the detrital zircons from
407 those which are source related. This has been achieved
408 with the aim of fingerprinting the source regions con-
409 tributing to the huge detritus accumulation of the NLG
410 and also in order to draw correlations with other similar-
411 aged sequences.

412 6.1. Behaviour of U–Th–Pb in zircon during a 413 prograde metamorphism

414 Zircons from the low-grade chlorite zone sample
415 201893 show little or no noticeable metamorphic trans-
416 formations. In particular, no overgrowths were observed
417 on zircons from this rock. At first sight, this may be
418 attributed to the low *P–T* metamorphic conditions expe-
419 rienced by the sample, but recent studies on low grade
420 metasedimentary rocks (Rasmussen, 2005) indicate that
421 Zr can be mobile at temperatures as low as *c.* 250 °C,
422 which is below the temperature experienced by this
423 sample (350–400 °C). We thus speculate that the lack
424 of transformation is mainly related to the mineralog-
425 ical nature of the rock (orthoquartzite), which is not
426 favourable to breakdown of Zr- and/or halogen-bearing
427 phases susceptible to liberate and transport Zr over short
428 distances to nucleation sites as documented for low-
429 grade shales (Rasmussen, 2005). High Th/U ratios of

zircons from this sample are typical of magmatic grains, further indicating that any transformations of zircons in the chlorite zone sample were minimal. Discordance observed in grains from this sample is thus related to radiogenic Pb losses and not to recrystallisation processes or overgrowth during low-grade metamorphism.

Conversely, zircons from the sillimanite zone samples have developed very thin discontinuous rims plating detrital grains. SIMS analyses focussed on the rim component indicate a wide range of U contents between 330 ppm and 1300 ppm, where the youngest analysis (13M-10) has the lowest U content (330 ppm) and a rather high Th/U ratio of 0.22 which is not typical of zircon grown in the solid state under metamorphic conditions. Only one LA-ICP-MS analysis (28-15) was performed on a rim and this analysis extended the U content of the rims up to 1800 ppm. This suggests the rims formed from fluids which were heterogeneous and which may have been influenced by local chemical variations such as the breakdown of U-rich phases. Due to their small size, U–Pb dating of these rims, either by LA-ICP-MS or by SIMS, is relatively imprecise but pooling together analyses 28-15 and 13M-10b and the monazite analysis MON-1 gives a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 428 ± 25 Ma (2σ) which indicates a Caledonian age for growth of the thin rims and crystallisation of the monazite. This age is in good agreement with the 425 Ma synkinematic melting event recognized in the East Greenland Fold Belt by White et al. (2002) and is also similar to new zircon growth on detrital zircons in the Krummedal sequence (Kalsbeek et al., 2000). Apart from the development of these thin rims, zircons from the sillimanite zone do not show other obvious modifications. In particular, recrystallisation processes, which have been recognized on some grains, cannot be unambiguously linked to the Caledonian event and they may as well be related to older events occurring in the source regions.

Zircons from the migmatite zone have undergone slightly higher temperatures and lower pressures than the sillimanite zone zircons and exhibit very different modifications. Instead of showing discontinuous rims, the zircons yield recrystallised domains either at the periphery of the grains or within the grains (Fig. 3I–L). When paired SIMS analyses have been performed (Fig. 3I–L), the recrystallised zones have higher U contents than the dark zones with an enrichment factor of *c.* 5–25. Their $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (#15M-2a, #15M-3a, #15M-5a, #15M-6a) are younger (from 290 Ma to 592 Ma) than that of the dark domains, which are Paleoproterozoic ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages from 1564 Ma to 1797 Ma). Their Th/U ratios are homogeneous and very low (<0.12) which is consistent

with Th/U values commonly attributed to metamorphic zircons (Williams and Claesson, 1987). This is related to a U enrichment rather than to a Th loss since these analyses have relatively constant and low Th content. Some of these domains have rounded or elongated shapes and occur more or less in the centre of the grain (Fig. 3I, J and L) suggesting recrystallisation of inherited cores, which was enhanced by accumulated radioactive damage. Moreover, fractures can be observed, which radiate from these zones to the outer part of the grains. In most cases, these fractures fade away as they enter the recrystallised domains suggesting they were sealed as the recrystallisation proceeded. Embayments observed in the periphery of the grains also indicate corrosion associated with a melt. The age of these processes cannot be ascertained from our data. Excluding analysis #15M-5a which may represent the result of recent Pb loss, the three other analyses (#15M-2a, #15M-3a and #15M-6a) have $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of 449 ± 11 Ma, 509 ± 12 Ma and 592 ± 15 Ma (1σ). The oldest age (#15M-6a) is associated with a bright domain of larger dimension than the SIMS spot, which exclude a potential contamination from the darker area. This indicates that the recrystallisation was incomplete and that old radiogenic lead was retained within the new zircon lattice. The youngest age (449 ± 11 Ma) is thus a maximum value for the recrystallisation process affecting zircons from this sample, but clearly points to a Caledonian overprint.

As seen above, the transformations observed in zircons from the metasedimentary sequence of the NLG in response to increasing Caledonian metamorphic conditions are contrasted. Since all four studied samples have an almost identical lithology (i.e. orthoquartzite with heavy mineral banding) and thus broadly identical bulk-rock composition, metamorphic conditions (*P*, *T*, composition of fluids, O_2 and H_2O fugacity) and the stability of major mineral phases are the most important parameters that control or have consequences on the behaviour of the studied zircons. Zircon rims plating detrital grains in the sillimanite zone sample (0.5 GPa, *c.* 650 °C) indicate that zirconium has been mobilised and transported under these conditions whereas lower metamorphic conditions (0.3 GPa, *c.* 350–400 °C) in the chlorite zone have had no effects. This suggests that the source of zirconium should be found in the metamorphic breakdown of primary phases that became unstable above 400 °C. In metamorphic environments, breakdown of biotite (Vavra et al., 1996), ilmenite (Bingen et al., 2001), garnet and amphibole (Fraser et al., 1997), or pyroxene (Nemchin et al., 1994) has been proposed as a possible source for Zr. Ilmenite is very abundant in all studied samples often constituting more than

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

534 50% of the heavy mineral layers. This mineral is char-
535 acterized by high, high field strength (HFS) element
536 abundances including Zr, which can be present in the
537 range 100–1000 ppm (e.g. Jang and Naslund, 2002).
538 In addition, ilmenite is recrystallised in the sillimanite
539 zone sample, suggesting its major and minor constituents
540 have been mobilized, whereas it is unaltered in the
541 chlorite zone sample. We thus suggest that, as early as
542 under amphibolite facies conditions, and in clastic
543 environments where this mineral is abundant, the main
544 source for Zr (and Hf) available for new zircon growth
545 can be found in ilmenite as previously suggested by
546 Bingen et al. (2001) under granulite facies conditions.
547 Transport of this immobile element Zr also requires
548 a halogen-rich fluid (Rubin et al., 1989, 1993) whose
549 composition was heterogeneous and possibly influenced
550 by local parameters as indicated by the wide range of
551 U content (from 330 ppm to 1800 ppm) of the rims.
552 The likelihood that ilmenite became unstable under
553 amphibolite facies conditions with expulsion of major
554 and minor constituents is supported by natural exam-
555 ples where granular exsolution textures in magnetite
556 and ilmenite are coeval with graphite crystallisation at
557 temperatures of *c.* 500 °C (Satish-Kumar, 2005). In the
558 migmatite sample the transformations undergone by zir-
559 cons are different since the grains have suffered severe
560 recrystallisation processes and metamorphic corrosion,
561 as demonstrated by embayments, but no metamorphic
562 rims were observed. These differences indicate that the
563 environment was Zr-saturated in the sillimanite zone,
564 whereas it was undersaturated in the migmatite zone.
565 It can be argued that the *P*, *T* conditions suffered by
566 both samples are mostly undistinguishable, thus suggest-
567 ing that the observed differences are mainly related to
568 different *f*O₂ and *f*H₂O conditions. Whereas ilmenite
569 is only recrystallised in the sillimanite sample, in the
570 migmatite sample this mineral developed a titanite over-
571 growth. As demonstrated by Harlov et al. (2006), which
572 reported titanite reaction rims on ilmenite, this is related
573 to hydration and oxidation reactions during amphibolite
574 facies metamorphism. We thus propose that during
575 recrystallisation of ilmenite, essential stoichiometric ele-
576 ments and trace elements (such as Zr) were expelled
577 from its lattice. In the case of the migmatite zone, these
578 elements were subsequently incorporated in titanite crys-
579 tals, which developed around ilmenite under oxidizing
580 conditions. Incorporation of HFS elements in titanite
581 affected significantly the distribution of trace elements in
582 the melt and precluded its Zr saturation. This is consistent
583 with the lack of new zircon growth and also with embay-
584 ments and metamorphic corrosion observed on detrital
zircon from the migmatite zone.

6.2. Deposition and source areas of the NLG sediments

6.2.1. Deposition age

585 A maximum age for deposition of the NLG sedi-
586 ments is given by the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of the youngest
587 concordant detrital zircon grain analysed (987 ± 18 Ma,
588 1σ). Upward in the sequence, a 680 Ma Pb–Pb age
589 of a Cu ore stratiform deposit within the overlying
590 sediments from the Ymer Ø group (Jensen, 1993) con-
591 stitutes a minimum age, indicating that the NLG detritus
592 were deposited between 990 Ma and 680 Ma. This time
593 interval encompasses the *c.* 760–700 Ma phase of intra-
594 cratonic extension that preceded a second rifting phase
595 leading to the initiation of the Iapetus Ocean from
596 620 Ma to 550 Ma (Dalziel et al., 1994; Cawood et
597 al., 2001). We thus favour earlier suggestions that the
598 NLG sediments were deposited during the Early to
599 Mid-Neoproterozoic and are not a contemporaneous
600 equivalent to the latest Mesoproterozoic to early Neopro-
601 terozoic Krummedal metasediments (Watt and Thrane,
602 2001; Higgins et al., 2004).
603
604
605

6.2.2. Source regions

606 LA-ICP-MS results (Fig. 7) show that the detrital
607 zircon signatures vary slightly but significantly, both
608 in age range and proportions, between samples. The
609 most prominent feature in the zircon signature is the
610 predominance in all samples of Paleoproterozoic zir-
611 cons with ages broadly ranging from 1.85 Ga to 1.60 Ga.
612 Samples 201728 and 201836 (from the same meta-
613 morphic grade) grouped together, the 1.85–1.60 Ga old
614 zircons represent between 49% (sillimanite zone sam-
615 ples) and 67% (migmatite zone sample) of the age
616 spectrum. Since samples were collected from the base
617 to the top of the NLG, this indicates that the overall
618 sources were similar and did not change significantly
619 during deposition of the thick sedimentary pile. Sam-
620 ple 201728 suggests that the broad 1.85–1.60 Ga cluster
621 can be broken into two possible age groups at around
622 *c.* 1.7–1.6 Ga and *c.* 1.85–1.75 Ga, which may repre-
623 sent distinct events occurring in the source regions.
624 Perhaps the most striking feature is the almost com-
625 plete disappearance of Grenvillian (1.2–1.0 Ga) grains
626 upward in the sequence (only one analysis concordant
627 at 1148 ± 20 Ma in sample 201991). This is apparently
628 accompanied by an increase of Archean zircons, which,
629 except for one discordant grain, are lacking in the low-
630 ermost sample 201893. The age of these Archean zircon
631 grains is restricted to 2.8–2.7 Ga. Another characteris-
632 tic of the source regions is the paucity of 2.5–2.0 Ga
633 Paleoproterozoic grains and, sample 201728 set apart,
634

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

635 the lack of 1.4–1.2 Ga old grains. Mesoproterozoic zir- 687
636 cons, other than those belonging to the Grenvillian cycle, 688
637 include a population of 1.45–1.35 Ga old grains in sam- 689
638 ple 201728 and 1.56–1.48 Ga in sample 201991. Since 690
639 these zircon populations have not been detected in other 691
640 samples of the sedimentary pile, it is suggested that they 692
641 have been contributed by local sources, unroofed and 693
642 captured by the basin drainage, by contrast to the mid- 694
643 dle Paleoproterozoic zircon grains, which represent the 695
644 predominant clastic input in the studied part of the sed- 696
645 imentary pile. This conclusion is also supported by the 697
646 analyses of zircon fractions by Peucat et al. (1985), which 698
647 have $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ranging from *c.* 1.52 Ga to 2.0 Ga. 699
648 Although these analyses have been performed on bulk 700
649 grain fractions, they clearly demonstrate that the middle 701
650 Paleoproterozoic component dominates the detrital zir- 702
651 con populations in all studied samples in spite of mixing 703
652 with other age components. 704

653 During the inferred deposition time period, the NLG 705
654 sediments accumulated within the Rodinia supercontinen- 706
655 t. In this area its fragmentation involved three cratons 707
656 namely Laurentia, facing Baltica and Amazonia to the 708
657 east and southeast, respectively (Torsvik et al., 1996; 709
658 Hartz and Torsvik, 2002). Recognition of the source 710
659 regions of the NLG is made difficult since, as seen above, 711
660 the main detrital zircon population is from 1.85 Ga 712
661 to 1.60 Ga old source rocks for which there is ample 713
662 evidence on the three plates. Hence, from such a config- 714
663 uration, NLG detritus could have been derived from any 715
664 one of the three continental landmasses. At this point 716
665 of the discussion, it is important to note that the source 717
666 regions may contain both crystalline basement and sed- 718
667 imentary rocks. However, except in only a few cases, 719
668 sedimentary units overlying the gneissic basements have 720
669 not been investigated as to their detrital content and the 721
670 source regions for these sedimentary units is, at best, 722
671 speculative. In the following, we thus focused on the 723
672 crystalline basement units recognized on the main cra- 724
673 tonic landmasses, but we acknowledge that recycling of 725
674 detritus from early basins may significantly affect our 726
675 view of the most likely source region(s) and the proposed 727
676 palaeogeographical reconstruction. 728

677 A comparison of the NLG age distribution with that 729
678 of the underlying basement gneisses suggests a distal 730
679 source region as the basement mainly consists of 731
680 2.8–2.7 Ga and 2.0–1.8 Ga old rocks (Steiger et al., 1979; 732
681 Rex and Gledhill, 1981; Kalsbeek et al., 1993, 2000; 733
682 Thrane, 2002). Although Archean grains from the NLG 734
683 metasediments have ages matching those of the base- 735
684 ment, the 2.0–1.8 Ga age peak is not represented in the 736
685 NLG detrital zircon signature. The age spectrum of detri- 737
686 tal zircons from the Krummedal sequence (Kalsbeek et

al., 2000; Watt et al., 2000) displays similarities with 687
that exhibited by the NLG sediments, which may reflect 688
its recycling in the NLG sequence. Lower Neoprotero- 689
zoic granites and *c.* 930 Ma metamorphic rims on detrital 690
zircons are common in the Krummedal metasediments 691
(Steiger et al., 1993; Strachan et al., 1995; Kalsbeek 692
et al., 2000; Watt et al., 2000) preserved in the Hagar 693
Bjerg Thrust Sheet, but are lacking in the metasedi- 694
ments of the Niggli Spids Thrust Sheet. The lack of 695
0.94–0.91 Ga old zircons in the NLG age distribution 696
is thus not a convincing argument against recycling of 697
the Krummedal metasediments in the NLG sequence 698
but restrict recycling, if any, to the Krummedal units 699
preserved in the Niggli Spids Thrust Sheet. On the 700
other hand, the similarity in age for detrital zircons 701
from the Krummedal metasediments and from the NLG 702
could also be explained if the two sequences have had 703
similar source regions, an observation supported by 704
the Amazonian–Laurentian affinity of the Krummedal 705
sequence as discussed in Watt and Thrane (2001). Fur- 706
ther south in Greenland, the Nagssugtoqidian Orogen 707
(Kalsbeek et al., 1987; Kalsbeek and Nutman, 1996), 708
formed by the 1.8–2.0 Ga suturing of the North Atlantic 709
craton and the Rae craton (Connelly et al., 2006) can also 710
be rejected as a possible source region since there is no 711
indication of a substantial sedimentary input from such 712
aged rocks. 713

714 Amazonia exposes lithotectonic units from which the 715
NLG sediments could have been derived. In particular, 716
rocks from the Rio Negro-Juruena Belt (1.8–1.5 Ga), 717
located along the western margin of the Amazonian Cra- 718
ton (Geraldes et al., 2001) can potentially fit the NLG 719
detrital zircon age spectrum. However, this source area 720
can be clearly rejected for at least two reasons. The Rio 721
Negro-Juruena Belt is made up of a continuum of ages 722
from 1.8 Ga to 1.5 Ga, which would restrict the source 723
region of the NLG to selected parts of this belt, exclud- 724
ing others. More importantly, this part of the craton is 725
bounded by the 1.45–1.30 Ga Rondonian-San Ignacio 726
Belt, which had extensively reworked crustal rocks of 727
the Rio Negro-Juruena Belt (Tassinari and Macambira, 728
1999). Detrital zircons within this age range are not rep- 729
resented in the NLG detrital zircon signature. Lastly, the 730
craton underwent a major event of crustal growth and 731
high-grade metamorphism during the Trans-Amazonian 732
period (*c.* 2.2–2.0 Ga) (e.g. Santos et al., 2000), which is 733
not represented in the age spectrum displayed by detri- 734
tal zircons from the NLG. 735

736 Baltica contains numerous 1.8–1.6 Ga old rocks, 737
particularly in the 1.85–1.65 Ga Trans-Scandinavian 738
Igneous Belt of the Svecofennian shield or in the 739
1.65–1.50 Ga Gothian Kongsbergian Belt, and also in 740

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detri-
tal zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007),
doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

739 parts of the Sveconorwegian Belt of the Western Gneiss
740 Region (e.g. Gorbatshev and Bogdanova, 1993). Ero-
741 sion of these source regions could have provided detritus
742 matching the NLG detrital zircon signature. However,
743 Baltica is characterized by 1.3–1.2 Ga early Sveconor-
744 wegian magmatic activity, which is not recognized in
745 the four studied samples. In addition, Baltica displays
746 evidence for widespread post-Grenvillian magmatism
747 between 0.96 Ga and 0.90 Ga (e.g. Corfu, 1980; Schärer
748 et al., 1996; Bingen et al., 1998) and high-grade meta-
749 morphism at c. 0.94–0.92 Ga (Bingen and van Breemen,
750 1998; Möller et al., 2002). The lack of Early Neoprotero-
751 zoic (0.96–0.90 Ga) detrital zircons within the studied
752 NLG samples is clearly dependent upon the time gap
753 between the youngest grain analysed (c. 990 Ma) and
754 the onset of deposition of the NLG sediments. Hence,
755 the lack of 0.96–0.90 Ga old grains either rules out
756 provenance of the detritus from Baltica, or indicates
757 that deposition of the NLG sediments occurred after
758 c. 990 Ma but before 960 Ma, thus leaving only 30 Ma
759 for accumulation of the 11 km thick sedimentary pile.
760 Again, this is not consistent with stratigraphic relation-
761 ships between the EBS sedimentary units, which depict
762 a continuous detritus accumulation and a minimum sed-
763 imentation age of c. 680 Ma (Jensen, 1993).

764 On the contrary, abundant new crust was formed at
765 c. 1.9–1.6 Ga during several events of crustal accretion
766 and magmatism along the eastern margin of Laurentia
767 (Gower et al., 1990). These events took place as part
768 of the assembly, outgrowth and break-up of the Paleo-
769 to Mesoproterozoic supercontinent Columbia (Hoffman,
770 1989; Zhao et al., 2004) and were responsible for the
771 development of successive mega-magmatic zones bor-
772 dering Laurentia on its eastern margin. Among these
773 mega-magmatic zones, several have ages matching the
774 main detrital zircon signature displayed by the NLG
775 detritus. These include the 1.8–1.7 Ga Makkovikian Belt
776 (and its Ketilidian counterpart in southern Greenland,
777 e.g. Kerr et al., 1996) and the 1.7–1.5 Ga Labrado-
778 rian Belt of Northeastern America, which represent the
779 most probable candidates for the main 1.8–1.6 Ga zircon
780 population of the NLG sediments. In this hypothesis,
781 provenance of Archean grains can be found in source
782 rocks of the Superior, Nain or North Atlantic cratons,
783 which include numerous 2.8–2.7 Ga old rocks (e.g.
784 Calvert and Ludden, 1999). Provenance from the Supe-
785 rior or Nain cratons being more consistent with the
786 occurrence of scarce c. 2.3–2.1 Ga old zircon grains
787 detected in the NLG detritus that may reflect a weak
788 sedimentary input from the Churchill province of the
789 northeastern Canadian shield (Wardle et al., 2002). The
790 low amount of Archean grains in the analysed clastic

791 sediments indicates that only the margin of Northeast-
792 ern Laurentia was subject to erosion, but an increase
793 in the percentage of Archean grains upward in the
794 sequence suggests a possible progressive unroofing of
795 the more distal part of the source regions. The occur-
796 rence of 1.45–1.30 Ga detrital zircon grains in sample
797 201728, not reproduced in other studied samples, sug-
798 gests occasional erosion of local sources captured by
799 the basin drainage rather than a drastic change in the
800 source region since the main Paleoproterozoic zircon
801 population is still overwhelming in the age spectrum.
802 These 1.45–1.30 Ga grains can be plausibly sourced
803 to Mesoproterozoic anorogenic intrusions widespread
804 within and adjacent to the Grenville orogen in northeast
805 Canada (Windley, 1993). The uniform age signatures,
806 dominated by middle Paleoproterozoic grains through-
807 out the NLG sedimentary succession, indicate either an
808 extensive homogenisation of the sediments before depo-
809 sition or a single aged source region. The wide range
810 of ages, broadly ranging from 2.8 Ga to 1.0 Ga, pleads
811 for a geographically extended source area or for input
812 of reworked detritus and contrasts with age patterns
813 observed from sedimentary succession contributed by
814 single aged, rather local, source regions (e.g. Bruguier,
815 1996).

6.2.3. Comparison with other North Atlantic sedimentary successions and paleogeography

816 In the Scottish promontory, numerous clastic
817 sequences were deposited before or roughly at the same
818 period (1.06–0.60 Ga) as the NLG sedimentary succes-
819 sions (Rogers et al., 1990; Turnbull et al., 1996; Friend
820 et al., 1997, 2003; Soper et al., 1998; Watt et al., 2000;
821 Rainbird et al., 2001; Cawood et al., 2003; Piper and
822 Darabi, 2005). The Neoproterozoic Aultbea and Apple-
823 cross formations (upper Torridon Group), dominated
824 by peaks at 1.8 Ga, 1.6 Ga and 1.1 Ga (Rainbird et al.,
825 2001), have a broadly similar detrital zircon signature
826 to the NLG (see Fig. 8). These two sedimentary suc-
827 cessions share similarities but are however distinct from
828 the Moine and Naver nappes of the Moine Supergroup
829 (Friend et al., 2003; Cawood et al., 2004) derived from
830 sources younger than 1.8 Ga and dominated by c. 1.65 Ga
831 and 1.20–1.05 Ga zircons. Grampian and sub-Grampian
832 basement group siliclastic sediments (base of Dalra-
833 dian Supergroup) yield detrital zircon age patterns with
834 distinctive modes at c. 1.8 Ga, 1.7–1.6 Ga, 1.1–1.0 Ga
835 and scarce or absent Archean grains (Cawood et al.,
836 2003). Similarly to the NLG, the Argyll Group and
837 Southern Highland Group (upper part of the Dalradian
838 Group) display an increase of Archean zircons upward,
839 but their age spectrum are dominated by 1.2–0.9 Ga
840
841

842 old zircons (Cawood et al., 2003) indicating an origin
 843 mainly from Mesoproterozoic units. In spite of these
 844 different detrital zircon signatures, all these sedimentary
 845 successions were thought to derive from erosion
 846 of source regions located along the eastern margin of
 847 Laurentia. This is consistent with the history of this
 848 part of Laurentia, which underwent a series of accretion
 849 events from 1.9–1.8 Ga to 1.0–0.9 Ga. The age of

deposition of these successions (see Cawood et al., 2003, 2004 for a synthesis) suggests that they accumulated during distinct time intervals thus precluding they once formed a single sedimentary basin subsequently dismembered during dispersal of the Rodinia fragments and later by the Caledonian orogeny. The fluvial characteristics of the NLG detritus are consistent with an intra-cratonic setting, and suggest that the detritus was

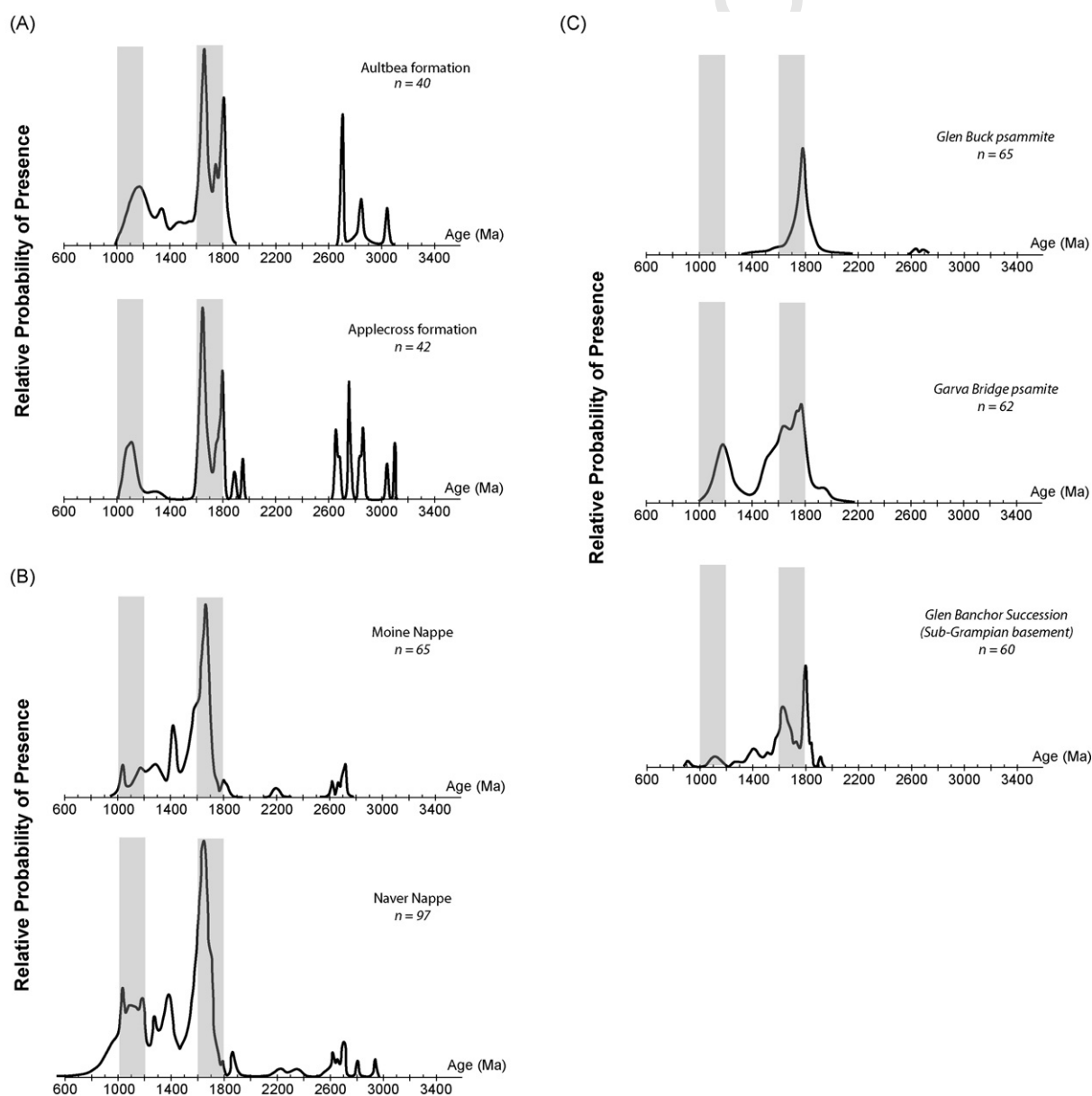


Fig. 8. Age patterns of clastic sequences deposited during the Neoproterozoic. (A) Torridon Supergroup (upper Torridon, Scotland), after Rainbird et al. (2001); (B) Moine Supergroup (Moine Nappe and Naver Nappe, Scotland), after Friend et al. (2003); (C) Grampian Group (lower Dalradian Supergroup, Scotland), after Cawood et al. (2003).

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

858 transported by a major fluvial system originating from
859 the northeastern part of Laurentia, and flooding along
860 its eastern margin. Moreover, the inferred time inter-
861 val for deposition encompasses the Mid-Neoproterozoic
862 (760–700 Ma) aborted rifting phase that affected the
863 eastern margin of Laurentia (Cawood et al., 2001; Dalziel
864 and Soper, 2001), and is clearly older than opening
865 of the Iapetus Ocean at c. 600 Ma. The NLG is thus
866 interpreted as being related to the Mid-Neoproterozoic
867 rifting event well represented by the extension-related
868 Grampian and Appin groups in the Scottish promontory.
869 Considering Rodinia reconstruction during the Neopro-
870 terozoic, it is striking to note that all the clastic sequences
871 mentioned above originated from Laurentia and not from
872 Baltica or Amazonia, yet located adjacent to Laurentia.
873 This could be explained following two different
874 ways. First, the two latter continental landmasses may
875 not have been a topographic high at this time, which
876 conflicts with a model of simple rifting predicting that
877 sediments would have originated from crustal sections
878 from either sides of the rift. This suggests that litho-
879 spheric extension was asymmetrical uplifting Laurentia
880 but leaving Amazonia and Baltica as lowlands. On the
881 other hand, new paleogeographic reconstructions indi-
882 cate that Amazonia was not that close to northeast
883 Greenland between the time of Rodinia assembly and
884 Iapetus opening (Cawood and Pisarevsky, 2006), which
885 could easily explain the lack of detritus input from that
886 region. In this view, the lack of detritus originating from
887 Baltica can then be due to a general south to north direc-
888 tion of transport and simply reflects the fact that rifting
889 opened toward an open ocean to the north of a combined
890 Laurentia/Baltica.

891 7. Conclusions

- 892 (1) Analyses of the detrital zircons recovered from sil-
893 iclastic sediments sampled at different levels of the
894 Nathorst Land Group indicate that sedimentation
895 occurred between c. 990 Ma (the age of the youngest
896 detrital zircon grain analysed) and 680–610 Ma (the
897 age of a Cu ore stratiform deposit (Jensen, 1993)
898 and that of the overlying Tillite Group, respectively),
899 in a post-Grenvillian sedimentary environment. The
900 NLG of the Eleonore Bay Supergroup is thus related
901 to the aborted Mid-Neoproterozoic rifting phase that
902 occurred before rifting and opening of the Iapetus
903 Ocean.
904 (2) The age spectrum is dominated by Paleoprotero-
905 zoic zircon populations (1.85–1.60 Ga) and also
906 yields contributions from Archean (2.8–2.7 Ga)
907 and Grenvillian (1.2–1.0 Ga) source rocks sug-

gesting the detritus derived from the Labradorian and Makkovikian provinces of northeastern Laurentia.

- 910
911 (3) A comparison with other Late Mesoproterozoic–
912 Neoproterozoic successions of the Scottish promontory
913 (Torridon, Moine, Grampian and Dalradian) indicates
914 similarities in detrital zircon signature but also
915 highlights discrepancies in major age peaks and
916 suggests varied provenance for the detritus. How-
917 ever, the proposed source regions are consistent
918 with derivation of the sediments from the eastern
919 margin of Laurentia. Although these sedimentary
920 formations did not constitute parts of a single basin,
921 they record the Neoproterozoic extensional pulses
922 that affected eastern Laurentia before its separation
923 from west Gondwana and the opening of the Iapetus
924 Ocean.
925 (4) After deposition, sediments of the Nathorst Land
926 Group were involved in the Caledonian orogeny
927 and metamorphosed at 428 ± 25 Ma. This is within
928 errors of the 425 Ma age for Caledonian anatexis in
929 NE Greenland (White et al., 2002).
930 (5) Metamorphic transformations suffered by zircons of
931 high-grade rocks indicate that the destabilisation of
932 ilmenite and its recrystallisation under amphibolite
933 facies metamorphic conditions may supply Zr avail-
934 able for new zircon growth. On the contrary, under
935 similar P – T conditions but with high fO_2 and fH_2O
936 conditions, crystallisation of metamorphic titanite
937 at the expense of ilmenite acts as a sink for Zr
938 and inhibits zircon growth. New zircon growth in
939 metamorphic environment is thus also influenced by
940 newly grown minerals, which can strongly partition
941 zirconium.

942 Uncited reference

943 Powell et al. (1993).

944 Acknowledgements

945 This work has benefited from financial support by the
946 Centre National de la Recherche Scientifique. Techni-
947 cal help in the laboratory is acknowledged, particularly
948 C. Nevado and D. Delmas for the thin sections and C.
949 Grill for SEM imaging. We are grateful to B. Bingen
950 and P. Cawood for helpful comments on a previous ver-
951 sion of this manuscript. The review by two anonymous
reviewers greatly improved this manuscript.

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, Precambrian Res. (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

References

- 952 **References**
- 953 Bingen, B., van Breemen, O., 1998. U–Pb monazite ages in
954 amphibolite- to granulite-facies orthogneisses reflect hydrous
955 mineral breakdown reactions: Sveconorwegian Province of SW
956 Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 336–353.
- 957 Bingen, B., Austrheim, H., Whitehouse, M., 2001. Ilmenite as a source
958 for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evi-
959 dence from the Caledonides of western Norway and implications
960 for zircon geochronology. *J. Petrol.* 42, 355–375.
- 961 Bingen, B., Boven, A., Panzalan, L., Wijbrans, J.R., Demaiffe, D.,
962 1998. Hornblende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology across terrane bound-
963 aries in the sveconorwegian Province of S. Norway. *Precambrian*
964 *Res.* 90, 159–185.
- 965 Bosch, D., Bruguier, O., Pidgeon, R.T., 1996. Evolution of an Archaean
966 metamorphic belt: a conventional and SHRIMP U–Pb study of
967 accessory minerals from the Jimperding metamorphic belt, Yilgarn
968 Craton, West Australia. *J. Geol.* 104, 695–711.
- 969 Bruguier, O., 1996. U–Pb ages on single detrital zircon grains
970 from the Tasmiyale Group: implications for the evolution of the
971 Olekma Block (Aldan Shield, Siberia). *Precambrian Res.* 78, 197–
972 210.
- 973 Bruguier, O., Telouk, P., Cocherie, A., Fouillac, A.M., Albarède, F.,
974 2001. Evaluation of Pb–Pb and U–Pb laser ablation ICP-MS zircon
975 dating using matrix-matched calibration samples with a frequency
976 quadrupled (266 nm) Nd:YAG laser. *Geostandards Newslett.* 25,
977 361–373.
- 978 Caby, R., Bertrand-Sarfati, J., 1988. The Eleonore Bay Group (central
979 East Greenland). In: Winchester, J. (Ed.), *Late Proterozoic Stratig-*
980 *raphy of the Northern Atlantic*. Blackie and Son Ltd., Glasgow, pp.
981 212–236.
- 982 Calvert, A.J., Ludden, J.N., 1999. Archean continental assembly in the
983 southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics* 18, 412–429.
- 984 Cawood, P.A., Pisarevsky, S.A., 2006. Was Baltica right-way-up or
985 upside-down in the Neoproterozoic? *J. Geol. Soc. Lond.* 163,
986 753–759.
- 987 Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., Dunning, G.R., 2001. Opening
988 Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland.
989 *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 443–453.
- 990 Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Smith, M., Loewy, S., 2003. Source of
991 the Dalradian Supergroup constrained by U–Pb dating of detrital
992 zircon and implications for the East Laurentian margin. *J. Geol.*
993 *Soc. Lond.* 160, 231–246.
- 994 Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Strachan, R.A., Kinny, P.D., Loewy, S.,
995 2004. Laurentian provenance and an intracratonic tectonic setting
996 for the Moine Supergroup, Scotland, constrained by detrital zircons
997 from the Loch Eil and Glen Urquhart successions. *J. Geol. Soc.*
998 *Lond.* 161, 861–874.
- 999 Connelly, J., Thrane, K., Krawiec, A., Garde, A., 2006. Linking the
1000 Palaeoproterozoic Nagssugtoqidian and Rinkian orogens through
1001 the Disko Bugt region of West Greenland. *J. Geol. Soc. Lond.* 163,
1002 319–335.
- 1003 Corfu, F., 1980. U–Pb and Rb–Sr systematics in a polyorogenic seg-
1004 ment of the Precambrian shield, central Southern Norway. *Lithos*
1005 13, 305–323.
- 1006 Dalziel, I.W.D., 1994. Precambrian Scotland as a Laurentia-Gondwana
1007 link: origin and significance of cratonic promontories. *Geology* 22,
1008 589–592.
- 1009 Dalziel, I.W.D., Dalla, S., Luis, H., Gahagan, L.M., 1994. Paleozoic
1010 Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-
1011 Andean mountain system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 243–
1012 252.
- Dalziel, I.W.D., Soper, N.J., 2001. Neoproterozoic extension on the
Scottish promontory of Laurentia: Paleogeographic and tectonic
implications. *J. Geol.* 109, 299–317.
- Deloule, E., Chaussidon, M., Glass, B.P., Koeberl, C., 2001. U–Pb
isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong
Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 1833–1838.
- Eggins, S.M., Kinsley, L.P.J., Shelley, J.M.G., 1998. Deposition and
element fractionation processes during atmospheric pressure laser
sampling for analysis by ICP-MS. *Appl. Surf. Sci.* 127–129,
278–286.
- Fraser, G., Ellis, D., Eggins, S., 1997. Zirconium abundance in
granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronol-
ogy in high-grade rocks. *Geology* 25, 607–610.
- Friend, C.R.L., Kinny, P.D., Rogers, G., Strachan, R.A., Paterson, B.A.,
1997. U–Pb zircon geochronological evidence for Neoproterozoic
events in the Glenfinnan Group (Moine Supergroup): the forma-
tion of the Ardour granite gneiss, North-west Scotland. *Contrib.*
Mineral. Petrol. 128, 101–113.
- Friend, C.R.L., Strachan, R.A., Kinny, P.D., Watt, G.R., 2003.
Provenance of the Moine Supergroup of NW Scotland: evi-
dence from geochronology of detrital and inherited zircons from
(meta)sedimentary rocks, granites and migmatites. *J. Geol. Soc.*
Lond. 160, 247–257.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira,
W., Babinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW
part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precam-*
brian Res. 111, 91–128.
- Gorbatshev, R., Bogdanova, S., 1993. *Frontiers in the Baltic Shield.*
Precambrian Res. 64, 3–21.
- Gower, C.F., Ryan, A.B., Rivers, T., 1990. Mid-Proterozoic Laurentia-
Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of
the contributions made by this volume. In: Gower, C.F., Rivers,
T., Ryan, A.B. (Eds.), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: Geol.*
Assoc. Canada, Spec. Paper 38, pp. 1–21.
- Günther, D., Heinrich, C.A., 1999. Enhanced sensitivity in LA-ICP-
MS using helium–argon mixture as aerosol carrier. *J. Anal. At.*
Spectrom. 14, 1369–1374.
- Hansen, B.T., Steiger, R.H., Higgins, A.K., 1980. Isotopic Evidence
for a Precambrian metamorphic event within the Charcot Land
window, East Greenland Caledonian fold belt. *Bull. Geol. Soc.*
Denmark 29, 151–160.
- Harlov, D., Tropper, P., Seifert, W., Nijland, T., Förster, H.J., 2006.
Formation of Al-rich titanite ($\text{CaTiSiO}_4\text{O}-\text{CaAlSiO}_4\text{OH}$) reaction
rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of $f\text{H}_2\text{O}$ and
 $f\text{O}_2$. *Lithos* 88, 72–84.
- Hartz, E.H., Torsvik, T.H., 2002. Baltica upside down: a new plate
tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean. *Geology* 30,
255–258.
- Henriksen, N., 1985. The Caledonides of central East Greenland
 $70^\circ-76^\circ\text{N}$. In: *The Caledonian Orogen-Scandinavia and Related*
Areas, John Wiley and Sons Ltd., pp. 1095–1113.
- Higgins, A.K., 1988. The Krummedal supracrustal sequence in East
Greenland. In: Winchester, J. (Ed.), *Late Proterozoic Stratigraphy*
of the Northern Atlantic. Blackie and Son Ltd., Glasgow, pp. 86–96.
- Higgins, A.K., Elvevold, S., Escher, J.C., Frederiksen, K.S., Gilotti,
J.A., Henriksen, N., Jepsen, H.F., Jones, K.A., Kalsbeek, F., Kinny,
P.D., Leslie, A.G., Smith, M.P., Thrane, K., Watt, G.R., 2004.
The foreland-propagating thrust architecture of the East Greenland
Caledonides $72^\circ-75^\circ\text{N}$. *J. Geol. Soc. Lond.* 161, 1009–1026.
- Higgins, A.K., Friderichsen, J.D., Rex, D.C., Gledhill, A.R., 1978.
Early Proterozoic isotopic ages in the East Greenland Caledonian
Fold Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 67, 87–94.

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, *Precambrian Res.* (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

- 1075 Hoffman, F.P., 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to
1076 1.0 Ga). *Geology* 17, 135–138.
- 1077 Jang, Y.D., Naslund, H.R., 2002. Major and trace element variation in
1078 ilmenite in the Skaergaard Intrusion petrologic implications. *Chem.*
1079 *Geol.* 193, 109–125.
- 1080 Jensen, S.M., 1993. Lead isotope studies on mineral showings and ore
1081 deposits in East Greenland. *Grønlands Geol. Undersøgelse Rapp.*
1082 159, 101–108.
- 1083 Kalsbeek, F., Nutman, A.P., 1996. Anatomy of the early Proterozoic
1084 Nagssugtoqidian orogen, West Greenland, explored by reconnais-
1085 sance SHRIMP U–Pb dating. *Geology* 24, 515–518.
- 1086 Kalsbeek, F., Nutman, A.P., Taylor, P.N., 1993. Palaeoproterozoic
1087 basement province in the Caledonian Fold Belt of North-East
1088 Greenland. *Precambrian Res.* 63, 163–178.
- 1089 Kalsbeek, F., Pidgeon, R.T., Taylor, P.N., 1987. Nagssugtoqidian
1090 mobile belt of West Greenland; a cryptic 1850 Ma suture between
1091 two Archaean continents: chemical and isotopic evidence. *Earth*
1092 *Planet. Sci. Lett.* 85, 365–385.
- 1093 Kalsbeek, F., Thrane, K., Nutman, A.P., Jepsen, H.F., 2000. Late Mesopro-
1094 terozoic to early Neoproterozoic history of the East Greenland
1095 Caledonides: evidence for Grenvillian orogenesis? *J. Geol. Soc.*
1096 *Lond.* 157, 1215–1225.
- 1097 Kerr, A., Ryan, B., Gower, C.F., Wardle, R.J., 1996. The Makkovik
1098 Province: extension of the Ketilidian mobile belt in mainland North
1099 America. *Geol. Soc. Special Publ.* 112, 155–177.
- 1100 Ludwig, K.R., 2000. User's Manual for Isoplot/Ex v.2.3. A Geochrono-
1101 logical Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology
1102 Center Sp. Pub. No. 1a, Berkeley, California.
- 1103 Machado, N., Gauthier, G., 1996. Determination of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages
1104 on zircon and monazite by laser-ablation ICP-MS and application
1105 to a study of sedimentary provenance and metamorphism in south-
1106 eastern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 5063–5073.
- 1107 Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A., 2002. Polyphase zir-
1108 con in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway):
1109 constraints for Pb diffusion in zircon. *J. Meta. Geol.* 20, 727–740.
- 1110 Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., Wilde, S.A., 1994. Timing of Late
1111 Archaean granulite facies metamorphism in the southwestern Yil-
1112 garn Craton of Western Austria: evidence from U–Pb ages of
1113 zircons from mafic granulites. *Precambrian Res.* 68, 307–321.
- 1114 Neves, S., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Rangel da Silva,
1115 J.M., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition
1116 of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano
1117 metamorphism in the East Pernambuco belt (central domain, Bor-
1118 borema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana
1119 assembly. *Precambrian Res.* 149, 197–216.
- 1120 Peucat, J.J., Tisserant, D., Caby, R., Clauer, N., 1985. Resistance of
1121 zircon to U–Pb resetting in a prograde metamorphic sequence of
1122 Caledonian age in East Greenland. *Can. J. Earth Sci.* 22, 330–338.
- 1123 Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon:
1124 some geochronological and petrological implications. *Contrib.*
1125 *Mineral. Petrol.* 110, 463–472.
- 1126 Piper, J.D.A., Darabi, M.H., 2005. Palaeomagnetic study of the (late
1127 Mesoproterozoic) Torridon Group, NW Scotland: age, magne-
1128 tostratigraphy, tectonic setting and partial magnetic overprinting
1129 by Caledonian orogeny. *Precambrian Res.* 142, 45–81.
- 1130 Powell, C.M., Li, Z.X., McElhinny, M.W., Meert, J.G., Park, J.K.,
1131 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic
1132 breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana.
1133 *Geology* 21, 889–892.
- 1134 Rainbird, R.H., Hamilton, M.A., Young, G.M., 2001. Detrital zircon
1135 geochronology and provenance of the Torridonian, NW Scotland.
1136 *J. Geol. Soc. Lond.* 158, 15–27.
- Rasmussen, B., 2005. Zircon growth in very low grade metasedimen- 1137
tary rocks: evidence for zirconium mobility at c. 250 °C. *Contrib.* 1138
Mineral. Petrol. 150, 146–155. 1139
- Rex, D.C., Gledhill, A.R., 1981. Isotopic studies in the East Green- 1140
land Caledonides (72°–74°N)—Precambrian and Caledonian ages. 1141
Grønlands Geol. Undersøgelse Rapp. 104, 47–72. 1142
- Rogers, G., Krogh, T.E., Bluck, B.J., Kwok, Y.Y., 1990. Provenance 1143
ages of the Torridonian sandstone of NW Scotland using single 1144
grain U–Pb zircon analysis. *Geol. Soc. Austr. Abstr.* 27, 84. 1145
- Rubin, J.N., Henry, C.D., Price, J.G., 1989. Hydrothermal zircons and 1146
zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. *Am. Mineral.* 74,
1147 865–869. 1148
- Rubin, J.N., Henry, C.D., Price, J.G., 1993. The mobility of zirconium 1149
and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. 1150
Chem. Geol. 110, 29–47. 1151
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., 1152
McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of 1153
the provinces of the Amazon Craton based on integration of field 1154
mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Res.* 3,
1155 453–488. 1156
- Satish-Kumar, M., 2005. Graphite-bearing CO₂-fluid inclusions in 1157
granulites: insights on graphite precipitation and carbon isotope 1158
evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3841–3856. 1159
- Schärer, U., Wilmart, E., Duchesne, J.-C., 1996. The short duration 1160
and anorogenic character of anorthosite magmatism: U–Pb dating 1161
of the Rogaland Complex, Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139,
1162 335–350. 1163
- Soper, N.J., 1994. Neoproterozoic sedimentation on the northeast mar- 1164
gin of Laurentia and the opening of Iapetus. *Geol. Mag.* 131,
1165 291–299. 1166
- Soper, N.J., Harris, A.L., Strachan, R.A., 1998. Tectonostratigraphy 1167
of the Moine Supergroup: a synthesis. *J. Geol. Soc. Lond.* 155,
1168 13–24. 1169
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead 1170
isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6,
1171 15–25. 1172
- Steiger, R.H., Bickel, R.A., Meier, M., 1993. Conventional U–Pb 1173
dating of single fragments of zircon for petrogenetic studies of 1174
Phanerozoic granitoids. *Earth Planet. Sci. Lett.* 115, 197–209. 1175
- Steiger, R.H., Hansen, B.T., Schuler, C.H., Bar, M.-T., Henriksen, N., 1176
1979. Polygenetic nature of the Southern Caledonian Fold Belt in
1177 East Greenland: an isotopic age study. *J. Geol.* 87, 475–495. 1178
- Strachan, R.A., Nutman, A.P., Friderichsen, J.D., 1995. SHRIMP 1179
U–Pb geochronology and metamorphic history of the Smallefjord
1180 sequence, NE Greenland Caledonides. *J. Geol. Soc. Lond.* 152,
1181 779–784. 1182
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological 1183
provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 174–182. 1184
- Thrane, K., 2002. Relationships between Archaean and Palaeoproterozoic 1185
crystalline basement complexes in the southern part of the East
1186 Greenland Caledonides: an ion microprobe study. *Precambrian*
1187 *Res.* 113, 19–42. 1188
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McK- 1189
errow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A., Walderhaug, H.J., 1996.
1190 Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and
1191 Paleozoic—a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Rev.* 40,
1192 229–258. 1193
- Turnbull, M.J.M., Whitehouse, M.J., Moorbath, S., 1996. New isotopic 1194
age determinations for the Torridonian, NW Scotland. *J. Geol. Soc.*
1195 *Lond.* 153, 955–964. 1196
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compston, W., 1996. Multiple 1197
zircon growth and recrystallization during polyphase Late Car- 1198

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, *Precambrian Res.* (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

- 1199 boniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea
1200 Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 337–358.
1201
1202 Vidal, G., 1976. Late Precambrian acritarchs from the Eleonore Bay
1203 Group and Tillite Group in East Greenland: a preliminary report.
1204 *Grønlands Geol. Undersøgelse Rapp.* 78, 1–19.
1205 Vidal, G., 1979. Acritarchs from the upper Proterozoic and Lower
1206 Cambrian of East Greenland. *Bull-Grønlands Geol. Undersøgelse*
1207 *Rapp.* 362, 1–53.
1208 Wardle, R.J., James, D.T., Scott, D.J., Hall, J., 2002. The southeastern
1209 Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional
1210 orogen. *Can. J. Earth Sci.* 39, 639–663.
1211 Watt, G.R., Thrane, K., 2001. Early Neoproterozoic events in East
1212 Greenland. *Precambrian Res.* 110, 165–184.
1213 Watt, G.R., Kinny, P.D., Friderichsen, J.D., 2000. U–Pb geochronology
1214 of Neoproterozoic and Caledonian tectonothermal events in the
East Greenland Caledonides. *J. Geol. Soc. Lond.* 157, 1031–1048.
- White, A.P., Hodges, K.V., Martin, M.W., 2002. Geologic constraints
on middle-crustal behavior during broadly synorogenic extension
in the central East Greenland Caledonides. *Int. J. Earth Sci.* 91,
187–208.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., 1995.
Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element
and REE analyses. *Geostandards Newslett.* 19, 1–23.
- Williams, I.S., Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precam-
brian provenance and Caledonian metamorphism of high grade
paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides;
2, Ion microprobe zircon U–Th–Pb. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97,
205–217.
- Windley, B.F., 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its oro-
genic connections. *J. Geol. Soc. Lond.* 150, 39–50.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic
super continent: assembly, growth and breakup. *Earth Sci. Rev.* 67,
91–123.

UNCORRECTED PROOF

Please cite this article in press as: Dhuime, B. et al., Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland)—A LA-ICP-MS and SIMS study, *Precambrian Res.* (2007), doi:10.1016/j.precamres.2007.01.002

Caractérisation géochimique de l'arc du Kohistan (Nord Pakistan) : Implications pour l'initiation et l'évolution d'une subduction océanique

Les zones de subduction représentent des zones d'évolution clés dans la compréhension des processus géologiques majeurs actifs sur notre planète. En particulier, la caractérisation et l'évolution des magmas générés dans les zones d'arcs océaniques et la relation entre leur genèse et les processus de croissance crustale sont des axes primordiaux.

Cette étude est focalisée sur la portion d'arc océanique exhumée du Kohistan (Nord Pakistan) qui constitue un laboratoire exceptionnel pour appréhender cette problématique.

Basée sur une approche géochimique multi-méthodes (éléments majeurs et en trace, isotopes), cette étude a permis d'établir :

1/ l'absence de relation génétique directe entre les roches ultrabasiques de la racine de l'arc et la section crustale sus-jacente. La formation de la séquence ultrabasique de Jijal se produit à ~117 Ma via une réaction de type magma-roche entre des liquides de type boninitique (appauvris en terres rares), et le manteau lithosphérique de type MORB-Indien ;

2/ un modèle géodynamique en trois stades majeurs résumant l'évolution de l'arc océanique et de la subduction sur une période d'environ 30 Ma. Ce modèle débute par l'initiation de la subduction et la formation de l'arc volcanique *s.s.* (1^{er} stade) ; le 2^{ème} stade correspond à un évènement thermique majeur. Il est représenté par un sous-placage important de magmas et une granulitisation intense de la base de l'arc. Le recyclage de la croûte inférieure cumulative et résiduelle, dans le manteau sous-jacent, se produit durant cette étape vraisemblablement suite à des processus d'érosion thermo-mécanique. Le dernier stade, entre 95 Ma et 85 Ma, scelle la fin du fonctionnement de la zone de subduction et correspond à une période amagmatique suivie par une brève reprise du magmatisme avant la collision de l'arc après 85 Ma.

Enfin, une modélisation numérique comparative avec la croûte continentale globale met en évidence la composition significativement plus basique de la croûte de l'arc insulaire du Kohistan. De fortes similitudes sont en revanche observées entre la section d'arc étudiée et la croûte continentale inférieure.

Mots-clés : arc intra-océanique – Kohistan – différenciation crustale – subduction – Néotéthys – géochimie – Sr, Nd, Pb – éléments en trace – magmatisme – évolution géodynamique.

Geochemical characterization of the Kohistan arc (N Pakistan): Implications for the initiation and evolution of an oceanic subduction

Subduction is one of the major geodynamical process active during the Earth evolution. The characterization of arc magmas, their evolution through space and time, and the relationship between arc magmatism and continental crust forming processes, constitute the main research topics in petrology and geochemistry since the last three decades.

This study focuses on an exhumed portion of the Kohistan Arc (N Pakistan), which is an exceptional 'in situ' laboratory to study and follow through time the processes active on subduction zones.

Based on a pluri-geochemical approach, this study allows unraveling two major issues :

1/ The lack of a cogenetic relationship between the arc root (i.e. ultramafic rocks) and the overlying gabbroic crustal section. The Jijal ultramafic section does not bear a crustal origin and was emplaced at ~117 Ma via a magma-rock reaction between REE-depleted 'boninite-like' melts and the pre-existing lithospheric mantle with Indian-MORB affinities;

2/ A three-stage geodynamical model covering the arc evolution through ~30 Ma. This model starts with the onset of the subduction followed by the building of the volcanic arc (1st stage). The 2nd stage corresponds to a major thermal event, characterized by abundant magma underplating and by granulitisation of the arc base. Recycling of the residual/cumulative lower crust into the convective asthenospheric mantle was efficient during this stage, and probably related to thermo-mechanical erosion processes. The last stage, between ~95 and 85 Ma, seals the end of the intra-oceanic subduction and corresponds to an "amagmatic" period. This step is followed by a voluminous, but short, magmatic pulse at ~85 Ma, occurring just before the arc-continent collision.

At last, this study emphasizes the more mafic composition of the investigated crustal arc section when compared to the bulk continental crust. Nevertheless the arc section composition nicely fits with the lower continental crust average.

Key-words: intra-oceanic arc – Kohistan – crustal differentiation – subduction – Neo-Tethys – geochemistry – Sr, Nd, Pb – trace elements – magmatism – geodynamical evolution.