De la convergence intra-océanique à l'évolution post-collisionnelle : exemple de la convergence indo-asiatique en Himalaya du NW du Crétacé à nos jours

Yan Rolland

▶ **To cite this version:**

Yan Rolland. De la convergence intra-océanique à l'évolution post-collisionnelle : exemple de la convergence indo-asiatique en Himalaya du NW du Crétacé à nos jours. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT : . tel-00701083

HAL Id: tel-00701083
https://theses.hal.science/tel-00701083

Submitted on 24 May 2012

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

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

S. GUILLOT

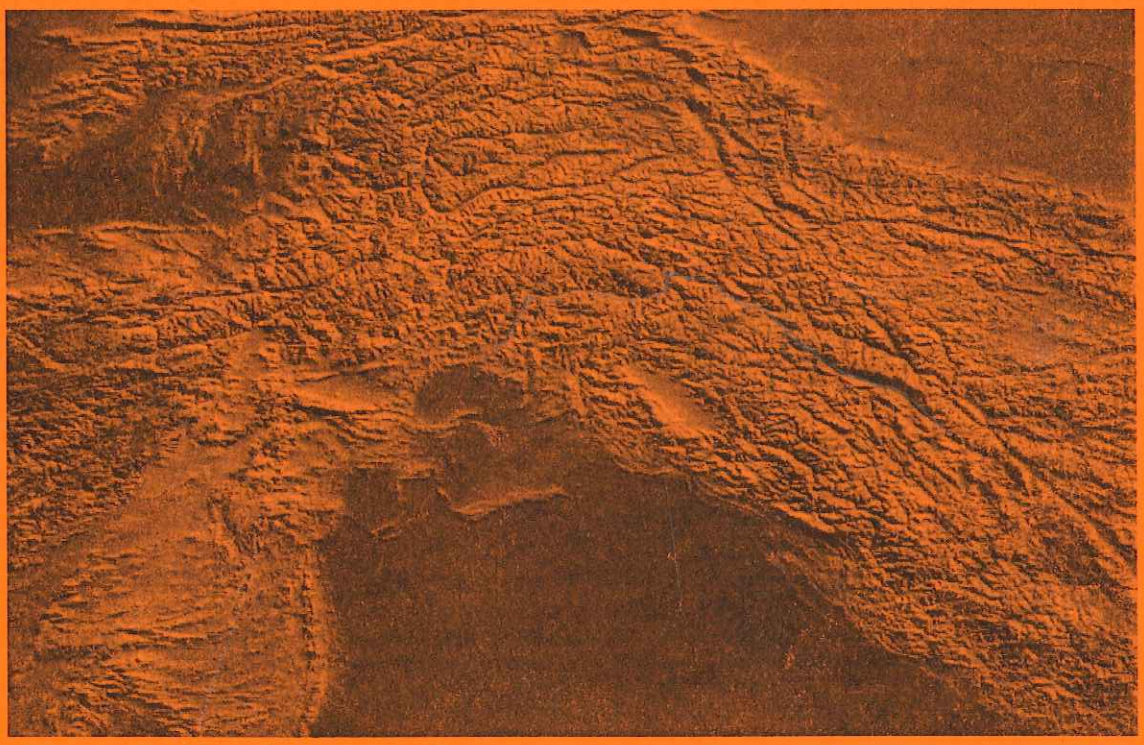
Université Joseph Fourier Grenoble I
Observatoire des Sciences de la Terre et de l'Univers de Grenoble
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines – UPRES-A5025 CNRS

THESE

Présentée pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université J. Fourier – Grenoble I
Discipline : Sciences de la Terre
Présentée par :

Yann Rolland

DE LA CONVERGENCE INTRA-OCEANIQUE A L'EVOLUTION POST-COLLISIONNELLE : EXEMPLE DE LA CONVERGENCE INDO-ASIATIQUE EN HIMALAYA DU NW DU CRETACE A NOS JOURS.



Directeurs de thèse : A. PECHER, Université Joseph Fourier de Grenoble
C. PICARD, UJF et Université de Nouvelle Calédonie

Composition du Jury :

H. MARTIN	Rapporteur	Université de Clermont-Ferrand II
P.J. TRELOAR	Rapporteur	Université de Kingston, UK
J.M. LARDEAUX		Université Lyon I
G. MASCLE		Université Joseph Fourier de Grenoble
Chercheurs invités : I.M. VILLA		Université de Berne (Suisse)
A.B. KAUSAR		Geosciences Laboratory of Islamabad (Pakistan)

Thèse

Présentée par

Yann Rolland

DE LA CONVERGENCE INTRA-OCEANIQUE A L'EVOLUTION POST-COLLISIONNELLE : EXEMPLE DE LA CONVERGENCE INDO-ASIATIQUE EN HIMALAYA DU NW DU CRETACE A NOS JOURS.

Avants Propos

C'est un grand privilège de pouvoir travailler sur une chaîne de montagne comme l'Himalaya. Un privilège pour le chercheur comme pour le montagnard. C'est à l'occasion d'un voyage dans le Karakorum avec mes parents, à l'âge de 12 ans, que j'ai découvert la beauté des minéraux (marchandés dans les bazars de la vallée Hunza) et la force envoûtante de cette chaîne de montagne. De là mon engouement pour la géologie, également catalysée par Raymond Cirio, qui allie le talent de comédien à celui de professeur de sciences naturelles au Lycée de Briançon. L'opportunité de travailler sur les Alpes m'a ensuite été donnée par Jean-Pierre Bouillin et Arnaud Pêcher en maîtrise, puis par Jean-Marc Lardeaux en DEA. Mon travail de DEA sur le métamorphisme de la bordure occidentale du Grand Paradis a été vraiment une étape passionnante qui m'a permis d'appréhender l'histoire alpine et m'a initié à une démarche pluridisciplinaire, nécessaire quand il s'agit décrypter l'évolution géodynamique des chaînes de montagnes. Cette même démarche pluridisciplinaire a prévalu au cours de ma thèse. Je remercie Arnaud Pêcher, Christian Picard et Georges Mascle de m'avoir donné l'opportunité de rejoindre le LGCA pour travailler sur l'évolution géodynamique du segment nord-ouest himalayen. Je dois dire que je n'ai pas été déçu, ni par le terrain, fantastique, qu'il m'a été donné d'étudier, ni sur le travail de laboratoire qui suivit, puisque j'ai eu toute latitude et toute indépendance pour mener à bien mes analyses. Sur le terrain (5 mois en tout), je crois pouvoir dire que l'ambiance de travail du groupe formé par Arnaud, Christian et moi-même a été très bonne, même s'il a des fois fallu parier une ou deux bouteilles pour clore des débats à bâtons rompus sur la proportion d'amphibole et de biotite de telle ou telle roche. Mille excuses à Christian pour les kilos perdus (et repris ?). Les différentes missions effectuées ont bénéficié de l'aide du Geosciences Laboratory d'Islamabad, sous l'impulsion de Mr. Gohar, Mr. Sakhawat, Mr. T. Khan, Mr. Tahir Karim et Mr. Kausar, qui nous ont fourni une aide logistique conséquente, entre autre la mise à disposition d'une Jeep pour accéder à Islamabad et l'accès à la scie et aux broyeurs pour effectuer un premier travail bien utile avant le passage des douanes et le retour en avion. Ces missions se sont bien déroulées également grâce à la qualité des différents guides que je ne pourrai pas tous citer, mais en particulier : Ashraff aman et Abdul Khadir d'Adventure Tours et l'équipe de Karakoram Explorers.

Par la suite, j'ai été amené à cohabiter et à travailler avec de nombreux techniciens et chercheurs du LGCA et du LGIT, que je remercie vivement car chaque étape, de l'échantillon à l'analyse et de l'analyse à l'interprétation, est importante. En particulier Francis Cœur pour le broyage, François Senebier pour les séparations de minéraux et l'incontournable Rodolphe pour ses dépannages informatiques. Merci à Bruno Lanson pour les RX. Un remerciement particulièrement soutenu à Henriette Lapierre pour m'avoir initié à l'isotopie et permis d'utiliser son matériel et à Francine Keller pour son sérieux et ses conseils en matière d'analyse des majeurs et des traces. Je remercie également la plupart des membres du LGCA pour les discussions qui m'ont permis d'évoluer dans mes interprétations. En particulier, je remercie Henriette Lapierre, Nick Arndt, Catherine Chauvel, Georges Mascle, Elisabeth Carrio et Peter Van der Beek pour s'être penchés à un moment ou à un autre sur un article ou sur le manuscrit. Je remercie Etienne Audebaud pour ses conseils en matière d'enseignement. Je suis particulièrement reconnaissant à Arnaud pour son aide et son soutien substantiels à tous les niveaux de cette thèse et en particulier au moment de finaliser les articles et ce manuscrit de thèse.

Je remercie également les collaborateurs extérieurs, pour leurs compétences comme pour leur pour leur accueil. L'équipe de Lyon, en particulier Stéphane Guillot et Gweltaz Mahéo pour le travail que nous avons mené ensemble sur le métamorphisme ; Igor Villa du laboratoire de géologie isotopique de l'Université de Berne pour m'avoir initié à la technique Ar-Ar et accueilli dans son laboratoire ; Delphine Bosch pour avoir apporté sa collaboration dans les analyses isotopiques du Sm et du Pb ; Pierre Brunet et l'équipe de Toulouse pour m'avoir permis de maniper sur le TIMS ; Philippe Télouk et l'équipe de Lyon pour m'avoir permis de travailler sur le VG ; Michèle Veschambre et l'équipe de Clermont-Ferrand pour les analyses microsonde.

Je remercie également tous ceux qui ont contribué à rendre l'atmosphère du laboratoire plus conviviale, en particulier la joyeuse équipe des « traces » : Gérard Poupeau, Olivier, Ludo, Jérôme et Céline et tous les amis et copains étudiants ou thésards, partis, en séjour, ou en arrivage, parmi lesquels : Yves, Olivier, Santa Man, Kausar, Pascale, Jerôme, Sylvie, Marc, Yann, Bruno, Gilles, Michaël, Marcelo, Julio, Julien, Jean-Christophe, Bénédicte, Tarek, philippe, Gweltaz, Maude, Stéphane, Marielle, Marianne, Bruno, Xavier,...et tous les autres.

Résumé (étendu)

Le segment NW himalayen (arc du Kohistan-Ladakh et Karakorum, NE Pakistan et Inde du NW) est une zone particulièrement appropriée pour étudier les différentes étapes de la convergence de deux blocs continentaux (l'Inde et l'Asie), d'abord en contexte intra-océanique puis intra-continental après la collision, au cours d'une histoire qui s'étend sur plus de 110 Ma (Crétacé Moyen – Actuel). Pour reconstituer ces différentes étapes, cette thèse a suivi une approche pluridisciplinaire : géologie structurale, pétro-géochimie, thermo-barométrie, géochronologie Ar-Ar.

L'étude structurale et pétro-géochimique de la marge asiatique Karakorum montre qu'à l'Ordovicien cette région était caractérisée par une tectonique d'arc complexe. Puis, à partir du Silurien jusqu'à l'Eocène, la marge sud-asiatique va être nourrie par accrétion successive de blocs continentaux. La convergence indo-asiatique, qui débute au Crétacé inférieur (120 Ma), marquera, avec la collision Inde-Asie, la fin de l'histoire accrétionnelle de la marge sud-asiatique.

Les étapes intra-océaniques de la convergence sont étudiées grâce aux reliques des séries d'arc téthysiennes du Kohistan-Ladakh en partie obductées sur la marge indienne. L'étude lithologique, pétrographique et géochimique (éléments majeurs et traces) des séries d'arc du Nord-Ladakh (zone de suture de Shyok) au Pakistan et en Inde, permet de raccorder l'arc intra-océanique du Kohistan, plus à l'Ouest, à la marge active tibétaine, plus à l'Est.

Les laves d'arc du Ladakh sont très hétérogènes, avec en particulier des laves de type adakite et laves riches en Nb-Ta et Ti. L'étude des isotopes du Sr, Nd et Pb des laves d'arc fournit des rapports isotopiques élevés rappelant l'anomalie « DUPAL ». Nous interprétons ces données en termes d'interactions entre liquides issus de la fusion de la croûte subduite et manteau sus-jacent. La fusion de la croûte océanique plongeante suggère la subduction d'une croûte jeune. Nous interprétons ce résultat comme une conséquence de la subduction de ride néo-téthysienne, déjà invoquée pour l'initiation de l'obduction de l'ophiolite d'Oman. La subduction de l'ensemble de la ride Est-téthysienne suggère une inversion tectonique brutale, associée à la remontée du bloc indien vers le Nord.

L'arc du Kohistan-Ladakh va ensuite être accrété à la marge asiatique (Karakorum). L'ensemble Karakorum-arc accrété fonctionne alors à son tour en marge de type andine. Cette phase s'accompagne de la mise en place du batholite du Ladakh associée à un métamorphisme HT.

Les étapes de la convergence post-collisionnelle sont abordées par une étude tectono-métamorphique et thermochronologique. Après une phase d'épaississement dans un régime en raccourcissement NE-SW datée du Paléocène-Eocène (60 - 40 Ma) du côté asiatique (Karakorum) et au Ladakh, relayée à l'Oligo-Miocène par un épaississement de la marge indienne (formation de l'Himalaya s.s.), on observe une partition de la déformation :

- Dans la pile tectonique formée par l'Himalaya, le Ladakh et le Karakorum, une bande E-W de dômes recoupe les structures himalayennes antérieures d'épaississement, dans un contexte de raccourcissement N-S et d'extrusion verticale. Ces dômes sont associés à un métamorphisme HT dans le faciès des amphibolites et des granulites (pour la première fois décrites dans le complexe métamorphique du Karakorum), et à un magmatisme hybride à affinité mantellique, datés de 25 à moins de 5 Ma. Nous proposons que la granulitisation de la croûte asiatique soit liée à un apport advectif de chaleur depuis l'asthénosphère, que nous imputons au détachement de la lithosphère indienne subductée, à partir de 20 Ma.
- À la limite Est de cette zone des dômes, la faille décrochante du Karakorum sert de limite entre Karakorum et Tibet et accommode l'extrusion latérale de celui-ci. On a également mis en évidence des granulites (30-20 Ma), exhumées dans la zone de faille. Elles permettent d'estimer les conditions P-T dans cette zone, suggérant qu'il s'agit d'un accident d'ampleur lithosphérique. Le déplacement le long de la faille semble hétérogène, avec un rejet total de l'ordre de 300 km basé sur la corrélation des blocs de Lhasa et du Karakorum.

Abstract (extended)

The NW himalayan segment (Kohistan-Ladakh Arc and Karakoram, NE Pakistan and NW India) is a particularly suitable zone to study the different stages of the convergence of two continental blocs (India and Asia), first in an intra-oceanic context, and then in an intra-continental context, during a time span of more than 110 Ma (Middle Cretaceous to Present). To depict these different stages, we have used a multi-disciplinary approach: structural geology, petro-geochemistry, thermobarometry, and Ar-Ar geochronology.

The structural and petro-geochemical study of the southern Karakoram indicates that during the Ordovician times, the Asiatic region was characterised at that time by complex arc tectonics. Then, since Silurian until Eocene, the Asian margin progressively grows by accretion of tectonic blocs. At ca 120 Ma, previous accretional history is achieved and the indo-asiatic convergence starts.

The intra-oceanic stages of the convergence have been studied in the preserved tethyan arc series of Kohistan-Ladakh, partly obducted onto the Indian margin. The lithological, petrographic and geochemical (major and trace elements) study of the northern Ladakh series (Shyok Suture Zone), done in both Pakistan and India, outlines the continuity from Kohistan intra-oceanic arc in the west to the Tibetan andean margin in the east.
The arc lavas are heterogeneous, with amongst other adakitic lavas and Nb, Ta and Ti rich lavas. An isotopic study (Sr, Nd and Pb) of the arc lavas yields elevated isotopic ratios similar to those defining the « DUPAL » anomaly. We interpret these data in terms of interactions between crustal melts and overlying mantle. Crustal melting would imply subduction of a young oceanic crust, possibly the mid-oceanic ridge, similarly to the situation proposed for the initiation of the Oman ophiolite obduction. The subduction of the eastern segments of the neo-tethyan oceanic ridge suggests a tectonic inversion associated with the northward drift of the Indian block.
The Kohistan-Ladakh arc is afterwards accreted to the Karakoram Asian margin, and the south-Karakoram + arc pile becomes an andean margin. This phase is characterised by the emplacement of the Ladakh batholith, and HT metamorphism.

The post-collisional stages have been studied through a tectono-metamorphic and thermo-chronological approach. Crustal thickening in a NE-SW shortening context occurred during the Paleocene-Eocene times (60-40 Ma) in the Karakoram Asiatic margin and Ladakh terrane. It is followed by the thickening of the Indian margin (formation of the Himalaya s.s.). Then, the late evolution (Miocene to Present) is characterised by a tectonic partition:

- NS shortening: In the tectonic pile formed by Himalaya, Ladakh and Karakoram, an E-W band of domal structures crosscuts the former himalayan structures of thickening, in a kinematic context of N-S shortening and vertical extrusion. These domes are linked to HT metamorphism, in the amphibolite and granulite facies (granulites first time described in the Karakoram Metamorphic Complex), and to hybrid magmatism with mantellic affinities, both dated between 25 and less than 5 Ma. We suggest that the granulitisation of the Asiatic crust is linked to advective heat input from the asthenosphere, originating in the detachment of the subducted Indian lithosphere since 20 Ma.
- Strike-slip motion and lateral extrusion: At the eastern limit of the Karakoram, the Karakoram strike-slip fault accommodates the lateral extrusion of Tibet. Here also, we have evidenced presence of granulites (30-20 Ma), exhumed in the fault zone. These granulites yield estimation of P-T conditions along the fault, and suggest that it could be a lithospheric scale fault. Dextral slip of the fault appears to be heterogeneous, with a total offset deduced from Lhasa and Karakoram blocks correlation, of approximately 300 km.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES 10

I. INTRODUCTION 16

I.1. GÉNÉRALITÉS 17
I.2. MÉTHODES ET OUTILS 22
I.2.1. Analyse des phases minérales : 22
I.2.2. Dosage des éléments majeurs : 23
1. La Fluorescence X 23
2. L'ICPAES 23
I.2.3. Dosage des éléments en trace : 24
Le spectromètre de masse à plasma (ICP-MS) 24
I.2.4. Analyse de rapports isotopiques : 24
1. Le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TI-MS) 24
2. Le spectromètre de masse " Plasma 54 " de Lyon 25
I.2.5. Géochronologie Ar/Ar 26
I.3. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE 28
Géologie de l'Himalaya, de la découverte aux conceptions actuelles : 28
Aujourd'hui, de nombreux points restent sujets à débat : 32
- Les différentes hypothèses concernant la phase de convergence intra-océanique dans le Nord-Ouest Himalaya : 32
- Les différentes hypothèses concernant l'évolution syn-collisionelle : 33

II. LA CONSTRUCTION DE LA MARGE ASIATIQUE PRÉ-HIMALAYENNE 36

PRESENCE OF ORDOVICIAN SERIES IN THE SOUTH-EASTERN KARAKORUM (N PAKISTAN): EVIDENCE FOR EARLY PALAEOZOIC ARC - BACK-ARC FORMATION AND INTRA-OCEANIC ACCRETION. 39
1. Introduction 42
2. Geological setting 44
3. Results 45
3.1. The Precambrian basement 47
3.2. The Lower Palaeozoic series 48
3.3. The Masherbrum Greenstone Complex 48
4. Discussion 59
4.1. Longitudinal continuity and geology of the Southern Karakoram margin 60
4.2. Importance of arc dynamics during the Lower Palaeozoic 60
4.3. Geodynamic significance of the Masherbrum Greenstone Complex 63
5. Conclusions 64

III. CONVERGENCE EN DOMAINE OCÉANIQUE 67

III.1. RECONSTITUTION DE L'ARC DU LADAKH ET SIGNIFICATION TECTONIQUE À L'ÉCHELLE DE LA MARGE ASIATIQUE 68
MIDDLE CRETACEOUS BACK-ARC FORMATION AND ARC EVOLUTION ALONG THE ASIAN MARGIN: THE SHYOK SUTURE ZONE IN NORTHERN LADAKH 70
Abstract 70
1. Introduction 71
2. The north-western part of the Shyok Suture Zone (Skardu area) 73
2.1. Structural context 73
2.2. Lithology of the Shyok Suture formations 75
2.3. Geochemistry of the volcanic rocks 79
3. The south-eastern part of the Shyok suture zone (Nubra-Shyok area) 83
3.1. Structural context 83
3.2. Lithology 86
3.3. Geochemistry 90
4. Discussion 92
Age of the Shyok Suture Zone formations 92

Presence or absence of a back-arc basin 92
Does the Southern Group also corresponds to a back-arc or an arc setting? 93
Evolution towards a more mature arc: the Nubra-Shyok area in Eastern Ladakh. 93
Was this arc based on continent or oceanic crust? 94
Can the Katzarah Formation belong to the arc complex? 94
Evolution from a back-arc to an arc in the Shyok Suture Zone 95
Post-Cretaceous structural evolution 95
5. Conclusion *97*
III.2. PROCESSUS GÉOCHIMIQUES ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES 100
THE LADAKH ARC OF NW HIMALAYA - SLAB MELTING AND MELT-MANTLE INTERACTION DURING FAST NORTHWARD DRIFT OF INDIAN PLATE 102
Abstract *102*
1. Introduction *103*
2. Geological setting *104*
3. Results *108*
3.1. Petrography and mineral chemistry of the Ladakh Terrane volcanic and ultramafic rocks 108
3.2. Geochemical study of the Ladakh volcanic rocks 112
Eastern Ladakh volcanic rocks *127*
4. Comparison with other Ladakh and Kohistan Cretaceous volcanic suites *128*
5. Discussion: Geochemical Processes *130*
5.1. Degree of partial melting and fractional crystallisation 130
5.2. Source mixing processes 132
5.3. Slab and sediment melting processes, the adakite - Nb rich basalt association 134
5.4. Slab melt - mantle interaction processes 136
5.5. The Chang la ultramafics: behaviour of the sub-arc mantle 137
5.6. Evolution towards a " normal " arc regime 139
6. Genetic model for the Ladakh Arc *139*
7. Geodynamic implications for the Middle Cretaceous tectonic context of the Kohistan-Ladakh arc series *140*
III.3. CONCLUSIONS SUR LA CONVERGENCE OUEST-HIMALAYENNE EN DOMAINE OCÉANIQUE AU CRÉTACÉ MOYEN 142
III.4. LA FERMETURE DE L'ESPACE NÉO-TÉTHYSIEN 143

IV. CONVERGENCE EN DOMAINE CONTINENTAL 146

IV.1. CHRONOLOGIE DU MÉTAMORPHISME DANS L'ENSEMBLE SUD-KARAKORUM / LADAKH / NORD DE L'INDE (MASSIF NANGA PARBAT-HARAMOSH) 152
IV.1.1. Echantillonnage *154*
IV.1.2. Les différents groupes d'âges : *154*
IV.1.3. Nouvelles datations Ar/Ar *157*
a. Analyse minéralogique des échantillons sélectionnés pour les datations 157
b. Datation Ar-Ar et interprétation des spectres 160
IV.1.4. Conclusions de l'étude Ar-Ar *161*
IV.2. EVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE LORS DE LA CONVERGENCE CONTINENTALE 163
IV.2.1. Evolution structurale du Karakorum *163*
1 – Tectonique en empilement d'écailles à vergence sud-ouest (D1-M1) : 163
2 – Tectonique d'extrusion en dômes (D2-M2) : 165
IV.2.2. Evolution métamorphique tardive du Karakorum : exhumation des granulites méso-crustales dans la zone des dômes *166*
1 – Estimations P-T dans la série pélitique 166
TECTONO-METAMORPHIC EVOLUTION OF THE KARAKORAM METAMORPHIC COMPLEX (DASSU-ASKOLE AREA, NE PAKISTAN): MID-CRUSTAL GRANULITE EXHUMATION IN A COMPRESSIVE CONTEXT 167
ABSTRACT *167*
II – Geological setting *170*
A – The main regional units 170
B) The domes 173
C) Continuous tectono-metamorphic evolution versus multi-stepped evolution 173
III. METAMORPHISM IN THE DASSU-ASKOLE AREA *176*

III.1 Aim and procedures 176
III.2 Syn-stacking metamorphism (M1) outside the dome area 179
III.3 Syn-doming metamorphism (M2) 186
a) Petrography and mineralogy of metapelites from the transition zone 186
b) Petrography and mineralogy of high-grade zone metapelites 187
IV. P-T ESTIMATES FOR M2 METAMORPHISM *191*
IV.1. P-T estimates of transition zone samples 191
Rutile destabilisation: 191
Staurolite destabilisation: 191
Development of biotite + sillimanite: 194
P-T evolution in the transition zone 194
IV.2. P-T estimates of high-grade zone samples 196
K-feldspar crystallisation and dehydration melting reactions 196
Late evolution 198
V. DISCUSSION 199
CONCLUSION *205*
Acknowledgements 205
2 – Estimations P-T dans les séries calco-silicatées, basiques et ultrabasiques 206
3 – Conclusions sur l'étude des paragenèses de haute température : 213
IV.3. DÉCROCHEMENT À LA LIMITE EST DU BLOC LADAKH-KARAKORUM : LA FAILLE DU KARAKORUM 214
IV.3.1. Données structurales : *216*
IV.3.2. Etude du métamorphisme : *218*
IV.3.2.1. Métamorphisme en bordure de la zone de faille du Karakorum, dans les terrains nord-Ladakh et dans la marge tibétaine du Saser Kangri : 219
IV.3.2.2. Métamorphisme dans le massif du Pangong : 219
IV.3.2.3 Chimie des minéraux : 220
IV.3.2.4. Conditions Pression – Température lors du métamorphisme syn-décrochement : 225
IV.3.3. Discussion : Nature et exhumation du massif du Pangong. *230*
IV.3.3.1. Contraintes sur la vitesse d'exhumation du massif du Pangong 230
IV.3.3.2. Relations entre déformation et métamorphisme : 232
IV.3.2.3. Origine du granite de Tangtse et des granulites du Pangong : 234
IV.3.3. Conclusions concernant la faille du Karakorum : 236
IV.4. LA CONVERGENCE INDO-ASIATIQUE : UN MODÈLE TRANSPOSABLE À D'AUTRES CHAÎNES ? 240
IV.4.1. La chaîne varisque : *240*
IV.4.2. Les Alpes Occidentales *242*

V. CONCLUSION GÉNÉRALE 244

V.1. LA STRUCTURATION DE LA MARGE ASIATIQUE PRÉ-HIMALAYENNE 245
V.2. LA CONVERGENCE INDO-ASIATIQUE EN DOMAINE OCÉANIQUE : 245
V.3. LA CONVERGENCE INDO-ASIATIQUE SYN À POST-COLLISIONELLE : 246
1- La tectonique décrochante : *249*
2- La tectonique en raccourcissement horizontal *251*

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 256

ANNEXES 275

LISTE DES FIGURES

Partie I : Introduction

Fig. I.1. Carte tectonique schématique de la chaîne Himalayenne (s.l.) et de l'Asie du sud-est, avec les directions de mouvements de plaques principaux.....18

Fig. I.2. Méthode de séparation de Nd, Sm et Sr sur colonne.....A1

Fig. I.3. Cadre géopolitique de l'Himalaya (s.l.) du Nord-Ouest, et localisation de la zone d'étude. 29

Fig. I.4. Coupe schématique de l'Himalaya central d'après France-Lanord & Le Fort (1988).....31

Fig. I.5. Remontée relative de l'Inde du Crétacé Sup. à l'actuel. 31

Fig. I.6. A, Modèle de poinçonnement d'un bloc de plasticine par un poinçon rigide. B, Contexte géologique de l'Asie du centre et du sud-est. 31

Fig. I.7. Trajectoires des linéations d'étirement dans le Népal central. 31

Partie II : La construction de la marge asiatique pré-himalayenne

Fig. II.1. Evolution séquentielle en coupe de la marge asiatique du Silurien à la collision indo-asiatique.

Article N°1 (Rolland et al., 2000a)

Fig. 1. Carte schématique de la syntaxe Pamir-Karakorum, montrant la localisation des sutures et blocs tectoniques principaux.....41

Fig. 2. Carte géologique du Complexe Métamorphique du Karakorum.....43

Fig. 3. Carte géologique de la marge sud-Karakorum et de la zone de suture de Shyok dans la haute vallée de Thalle.....46

Fig. 4. Coupe de la marge sud-Karakorum dans la haute vallée de Thalle.....46

Fig. 5. A, Spectre Ar-Ar de la diorite L131. B, diagramme Ca/K vs. age de la diorite L131.....49

Fig. 6. Spectre multi-élémentaire de la diorite L131.....49

Fig. 7. Valeurs isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ des marbres du Karakorum et du Ladakh.....49

Fig. 8. Carte géologique du complexe de roches vertes du Masherbrum.....55

Fig. 9. A, Vue panoramique du complexe de roches vertes du Masherbrum.....53
B, coupe géologique.....53

Fig. 10. Composition chimique des spinelles chromifères du Masherbrum.....55

Fig. 11. Diagrammes multi-élémentaires des roches magmatiques du complexe de roches vertes du Masherbrum.....55

Fig. 12. Diagramme Ta/Yb vs. Th/Yb.....57

Fig. 13. Diagramme pseudo-isochrone 143Nd/144Nd vs. 147Sm/144Nd.....57

Fig. 14. Diagramme isotopique εNd_{472} vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{472}$ et courbes de mélange.....57

Fig. 15. Diagramme Ce/Y vs. Zr/Nb, et degrés de fusion partielle.....62
Fig. 16. Schéma interprétatif de l'évolution tectonique du SE Karakorum à l'Ordovicien Inférieur.....62

III. Convergence en domaine océanique

Article N°2 (Rolland et al., 2000b)

Fig. 1. Carte géologique simplifiée du Ladakh.....72
Fig. 2. A, carte géologique de la zone de Skardu. B, coupe géologique de la zone de suture de Shyok. 72
Fig. 3. Critères structuraux le long de la zone de suture de Shyok.....74
Fig. 4. Photographies de la zone de suture de Shyok. 76
Fig. 5. A, Coupe des volcanites de la haute vallée de Thalle. 77
Fig. 6. Classification des roches volcaniques selon les éléments majeurs..... .74
Fig. 7. Diagrammes multi-élémentaires d'éléments en traces et terres rares de la zone de Skardu et de la Nubra.....81
Fig. 8. Diagrammes ternaires discriminants de Wood et Cabanis.....83
Fig. 9. A, Carte géologique de la zone de Nubra-Shyok. B, coupes géologiques.....84
Fig. 10. Coupe de la pile volcanique de la zone de suture de Shyok dans la zone de la Nubra.....83
Fig. 11. Diagrammes multi-élémentaires d'éléments en traces et terres rares des plutonites du Chang La.....90
Fig. 12. Diagramme Th/Yb vs. Ta/Yb. Comparaisons des séries de la Shyok avec des contextes arc – arrière-arc actuels. 90
Fig. 13. Reconstitution des séries d'arc du Ladakh au Crétacé Moyen.....95
Fig. 14. Modèle géodynamique proposé pour la marge asiatique.....95

Article N°3 (Rolland et al. 2000c)

Fig. 1. A, Carte Géologique des terrains du Ladakh. B, Cartes géologiques simplifiées des zones de Skardu avec des spectres de terres rares représentatifs de chaque unité.....105-106
Fig. 2. Chimie des minéraux des andésites basaltiques de l'Est-Ladakh.....111
Fig. 3. Diagrammes d'éléments majeurs et traces vs. Zr et Th. Effets de l'altération.....111
Fig. 4. Diagrammes de Harker des laves du Ladakh de l'ouest.....113
Fig. 5. Variabilité géochimique liée à l'hydrothermalisme.....117
A, Diagrammes multiélémentaires majeurs et traces. B, Diagrammes de terres rares.....115
Fig. 6. Diagrammes étendus et spectres de terres rares des différents types de laves du Nord-Ladakh.....124
Fig. 7. A, diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd_{110}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr_{110}$. B, Diagramme εNd_{110} vs. $(La/Yb)_N$.....128
Fig. 8. Diagrammes de Harker des laves du Ladakh de l'Est.....128

Fig. 9. Effets de la cristallisation fractionnée. A, Diagramme $(La/Yb)_N$ vs. La_N. B, Diagramme TiO_2 vs. La_N.....131
Fig. 10. Caractéristiques isotopiques des laves du Ladakh et du Kohistan.....131
Fig. 11. Diagrammes de covariation des isotopes du Nd, Sr et Pb.....133
Fig. 12. Spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif.....135
Fig. 13 Diagramme pression-températures montrant les conditions nécessaires à la fusion de la croûte océanique subduite.....135
Fig. 14. Chimie du spinelle chromifère des ultramafites connues du Ladakh et du Kohistan. A, Diagramme Mg# vs. Cr#. B, fugacités en oxygène vs. Cr# du spinelle.....138
Fig. 15. Modèle génétique proposé pour la partie ouest de l'arc du Ladakh au Crétacé Moyen.....138

Fig. III. 1. Estimations pression-température du métamorphisme précédant la collision indo-asiatique.....144

IV. Convergence en domaine continental.

Fig. IV.1. Compilation des âges obtenus dans le segment nord-ouest himalayen (s.l.).....153
Fig. IV.2. Localisation des échantillons datés par la méthode Ar-Ar.....156
Fig. IV.3. Chimie des amphiboles.....158
Fig. IV.4. Profils microsonde sur grains d'amphibole. A2
Fig. IV.5. Spectres Ar-Ar.....159
Fig. IV.6. Profils (Ca/K) obtenus par microsonde et corrélations Ca/K – âge obtenues par analyse Ar-Ar. A3

Article N°4 (Rolland et al., 2000d)

Fig. 1. Carte géologique schématique et zonéographie métamorphique de la marge sud-Karakorum de la vallée de Hunza à celle de Hushe. 169
Fig. 2. Trajectoires de foliation et de linéation dans la zone des dômes (Dassu-Askole) 172
Fig. 3. Photographie du dôme de Panmah. 174
Fig. 4. A, photographie de dykes et de migmatites basculées en bordure du dôme de Dassu.....174
Fig. 5. Cartes de zonéographie métamorphique établie d'après les assemblages observés dans la lithologie pélitique. A, Métamorphisme M1. B, Métamorphisme M2.....180
Fig. 6. Microphotographies d'assemblages M1. 181
Fig. 7. Estimations thermobarométriques des conditions M1.....182
Fig. 8. Trajet P-T défini pour le métamorphisme M1. 183
Fig. 9. Microphotographies d'assemblages M2.....187

Fig. 10. Profils compositionnels représentatifs de grenats.....188
Fig. 11. Trajet P-T du métamorphisme M2 dans la zone de transition.....191
Fig. 12. Estimations thermobarométriques des conditions du métamorphisme M2 dans la zone de transition.....192
Fig. 13. Trajet P-T du métamorphisme M2 dans la zone de fort métamorphisme. 194
Fig. 14. Evolution schématique du système chevauchant Himalaya-Karakorum depuis 50 Ma.....199
Fig. 15. Géothermes stable, perturbé, et relaxé comparés aux trajets P-T obtenus dans cette étude et à ceux obtenus pour d'autres contextes orogéniques.....200
Fig. 16. Distribution spatiale schématique de P et de T pendant l'épisode métamorphique M2...206
Fig. IV.8. Evolution métamorphique régionale des lithologies ferro-magnésiennes et calco-silicatées.....207
Fig. IV.9. Chimie du spinelle des péridotites d'Askole 210
Fig. IV.10. Coupe géologique interprétative de la marge sud-Karakorum.....211
Fig. IV.11. Carte géologique simplifiée de la faille du Karakorum. 215
Fig. IV.12. Vue de la faille du Karakorum.....215
Fig. IV.11. Carte géologique simplifiée du Ladakh et des marges asiatiques et indiennes ; principaux critères métamorphiques et structuraux.....217
Fig. IV.12. Chimie des amphiboles du massif du Pangong.....223
Fig. IV.13. Trajets P-T des différentes unités de la zone de faille du Karakorum (lithologie pélitique)..... 227
Fig. IV.14. Estimations P-T dans la zone de faille du Karakorum (lithologie métabasique).....229
Fig. IV.15. Trajets P-T-t des différentes unités de la zone de faille du Karakorum.....231
Fig. IV.16. Comparaisons des conditions P-T obtenues pour différents contextes de failles trans-crustales. 233
Fig. IV.17. Décalages estimés sur la faille du Karakorum. 235
Fig. IV.18. Bloc diagramme de la zone de faille du Karakorum. 237
Fig. IV.19. Reconstitution et régime thermique de la faille du Fleuve Rouge. 239
Fig. IV.20. Carte structurale du massif central et trajets P-T. 241
Fig. IV.21. Interprétation du profil ECORS des Alpes occidentales. 241

V. Conclusion générale

Fig. V.1. Reconstitution des différentes étapes de la convergence Indo-Asiatique en carte.....247
Fig. V.2. Reconstitution des différentes étapes de la convergence en coupe.....248
Fig. V.3. Composition isotopique des roches magmatiques miocènes de la marge asiatique.....252
Fig. V.4. Blocs diagrammes interprétatifs du segment nord-ouest himalayen.....254

LISTE DES TABLES

Partie II : La construction de la marge asiatique pré-himalayenne

Article N°1 (Rolland et al., 2000a)

Table 1. Analyses géochimiques du soubassement Précambrien et du Complexe de roches vertes du Masherbrum.....51

Partie III : Convergence en domaine océanique

Article N°2 (Rolland et al., 2000b)

Table 1. Analyses géochimiques des laves de la zone de Skardu 80-81
Table 2. Chimie des minéraux des basaltes de la zone de Nubra et des plutonites du Chang La....87
Table 3. Analyses géochimiques des laves de la Nubra et des plutonites du Chang La.....89

Article N°3 (Rolland et al., 2000c)

Table 1. Analyses microsonde représentatives des ultramafites du Chang La.....110
Table 2. Analyses géochimiques de laves représentatives de l'Ouest-Ladakh.....117
Table 3. Analyses géochimiques représentatives des laves de l'Est-Ladakh..... ..118
Table 4. Analyses isotopiques du Sr, Nd et Pb.....119
Table 5. Tableau récapitulatif des caractèristiques géochimiques principales des laves du Nord-Ladakh.....120
Table 6. Analyses géochimiques représentatives des laves Crétacé Moyen du Kohistan-Ladakh et d'autres types de laves.....129
Table 7. Estimations du taux de fusion, d'après un modèle simple de « batch melting ».....132
Table III.1. Analyses microsonde représentatives des minéraux associés au métamorphisme précoce (60-40 Ma).....A4

Partie IV : Convergence en domaine continental

Article N°4 (Rolland et al., 2000d)

Table 1. Analyses microsonde représentatives des minéraux associés au métamorphisme M1....176
Table 2. Analyses microsonde représentatives des minéraux associés au métamorphisme M2....177
Table IV.1. Compositions représentatives des minéraux de métamorphisme M2 des séries métabasiques et calco-silicatées..... A5
Table IV.2. Estimations P-T sur l'assemblage grt-bt-hbd-pl-zo-qtz.....A5
Table IV.3. Analyses minérales des ultramafites d'Askole. A6
Table IV.4. Compositions des pyoxènes. A7
Table IV.5. Compositions des oxydes. A7
Table IV.6. Composition des grenats. A8

Table IV.7. Composition des ortho-amphiboles.....A8
Table IV.8. Composition des clino-amphiboles. A9
Table IV.9 Composition des feldspaths. A10
Table IV.10 Composition des biotites. A11
Table IV.11. Compositions de l'andalousite et de la cordiérite. A11
Table IV.12. Compositions des scapolites. A11
Table IV.13. Estimations thermobarométriques à partir des assemblages de l'écaille NE, amphibolitique, du massif du Pangong.....A12

LISTE DES PLANCHES

Planche IV.1. Microphotographies des assemblages métamorphiques M2 dans les lithologies autres que pélitiques. 208
Planche IV.2. Assemblages minéralogiques caractéristiques du massif du Pangong. 214

I. Introduction

I.1. Généralités

L'orogène himalayen est l'un des meilleurs exemples pour reconstituer les différentes étapes de la convergence de deux continents, depuis les étapes de convergence intra-océanique à celles de la convergence syn-collisionelle. C'est un exemple classique de collision continent-continent, et les étapes de convergence intra-océaniques peuvent être retracées grâce à un large complexe de terrains magmatiques obductés sur la marge indienne au Kohistan et au Ladakh[1]. De plus, les mouvements de convergence étant toujours actifs, il est possible de relier l'évolution tectono-métamorphique tardive à la cinématique actuelle des plaques et à la géométrie actuelle de leurs limites.

Compte tenu des nombreux processus actifs lors de la convergence indo-asiatique, qui a duré plus de 120 Ma, une approche pluridisciplinaire est nécessaire : la phase de convergence intra-océanique est principalement caractérisée par l'évolution pétro-géochimique des complexes d'arc volcaniques, tandis que l'évolution syn-collisionelle nécessite une analyse pétro-structurale et géochronologique, complétée par une étude géochimique des plutons syn-orogéniques.

C'est cette démarche pluridisciplinaire qui a été appliquée à l'étude de la partie nord-ouest de la chaîne himalayenne (s.l.), nos efforts étant tout d'abord concentrés dans l'étude de terrain des zones encore peu connues géologiquement, afin de compléter les données existantes. Cette étude fait suite à deux thèses soutenues au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de Grenoble : celle d'Y. Lemennicier (1996), centrée sur l'étude du Complexe Métamorphique du Karakorum, et celle de A. Kausar (1998), dont l'objet était l'étude de la partie sud de l'arc du Kohistan.

Depuis 20 ans, les terrains du Kohistan (Fig. I.1) sont accessibles grâce à la construction de la " Karakorum Highway ", route reliant Islamabad capitale du Pakistan, au sud, à la frontière chinoise au nord. Depuis lors ceux-ci ont fait l'objet de nombreuses études pétro-structurales, complétées depuis une dizaine d'année par un apport conséquent de données géochimiques. De même, le sud du Ladakh indien, réouvert depuis 25 ans, a été largement étudié par des équipes indiennes, françaises, suisses et plus récemment anglaises.

---

[1] : Le Kohistan et le Ladakh, au sens géographique du terme se situent respectivement de part et d'autre des frontières pakistanaises et indiennes. Dans ce mémoire, nous utiliserons ces dénominations au sens géologique du terme, le Kohistan et le Ladakh représentant les séries d'arc comprises entre les marges asiatiques et indiennes, séparées par le promontoire du Nanga Parbat. Le Kohistan correspond aux séries d'arc situées à l'ouest du Nanga Parbat tandis que le Ladakh correspond aux séries d'arc situées à l'est du Nanga Parbat.

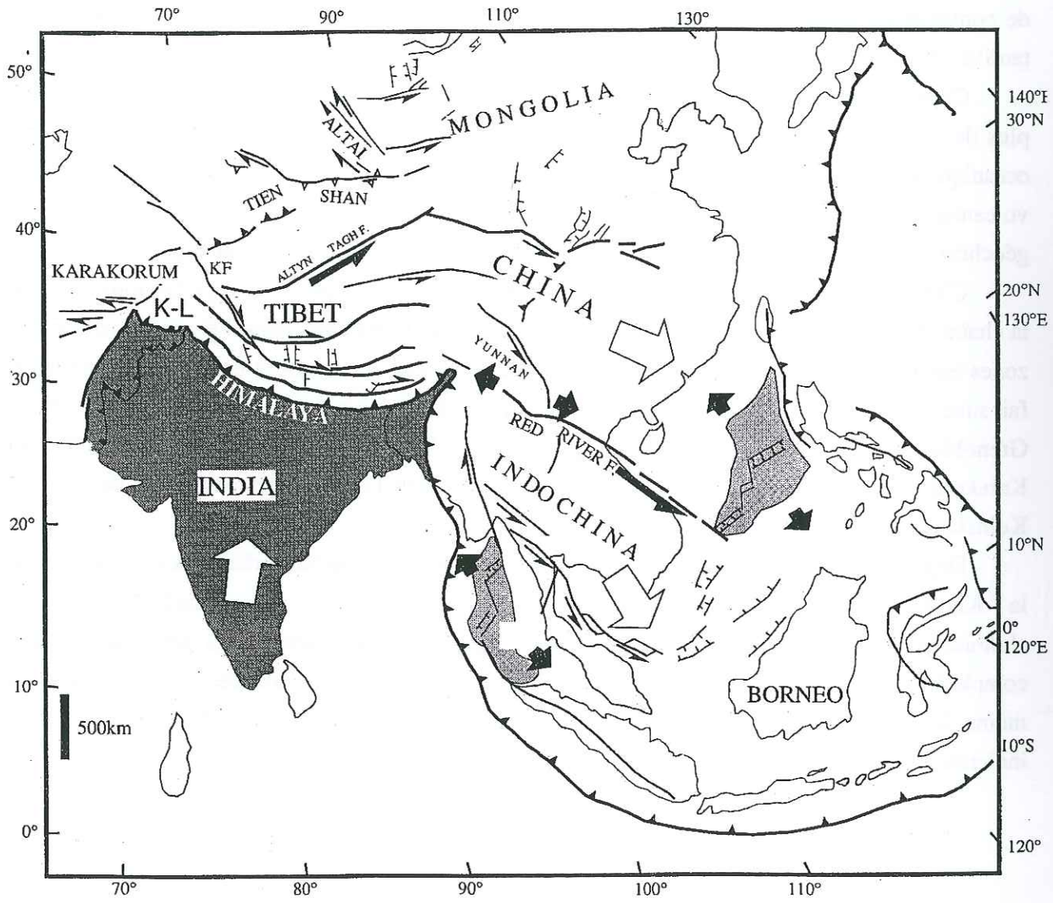


Fig. I.1. Carte tectonique schématique de la chaîne himalayenne (s.l.) et de l'Asie du sud-est, avec les directions de mouvements de plaques principaux (d'après Tapponnier et al., 1982; modifié). K-L : Kohistan-Ladakh, KF: Faille du Karakorum.

Il apparaît dès lors que le " maillon manquant " pour une compréhension plus complète des terrains du Ladakh-Kohistan, de leur lien éventuel avec l'est-Himalaya et de leur signification géodynamique est l'étude de la partie nord du Ladakh dans laquelle seules de rares études ont été menées, en raison du contexte géopolitique.

Aussi, Arnaud Pêcher et Christian Picard m'ont proposé d'entreprendre une étude de la marge nord-Ladakh et sud-Karakorum, le long de la zone de suture de Shyok (suture séparant la marge asiatique des terrains du Ladakh). Trois campagnes de terrain ont pu être menées, au Pakistan en Août 1997, au Ladakh Indien en Juillet-Août 1998, et au Pakistan en Septembre 1998. L'objectif de ces campagnes était d'établir des levés cartographiques, et de récolter les échantillons nécessaires aux études pétro-géochimiques et géochronologiques de laboratoire. Même si les données de terrain restent incomplètes, une large bande restant interdite à la prospection en raison du conflit du Cachemire, ce travail est le premier à avoir été mené sur cette zone à la fois du côté pakistanais et indien de la ligne de cessez-le-feu.

Cette thèse s'articule en cinq parties :

- **La première partie** introductive développe les outils utilisés au cours de cette étude et resitue les travaux déjà effectués et les débats en cours concernant la construction de la chaîne himalayenne.
- **La seconde partie** traite de la construction de la marge asiatique pré-himalayenne, et en particulier de la formation du Karakorum. Cette étude sédimentologique, structurale et géochimique est présentée dans un article soumis (Rolland et al., 2000a).
- **La troisième partie** traite de la convergence indo-asiatique intra-océanique, en trois chapitres :
  - Le premier synthétise les données lithologiques et structurales acquises sur le terrain le long de la zone de suture de Shyok, ainsi que les principaux résultats géochimiques concernant les éléments majeurs et en traces des roches volcaniques d'âge Crétacé Moyen. Ce travail fait l'objet d'un article publié en 2000 à *Tectonophysics* (Rolland et al., 2000b). Dans ce chapitre, un modèle géodynamique concernant l'édification de l'arc du Kohistan-Ladakh au Crétacé Moyen est proposé, tenant compte de nos nouvelles données au Ladakh et au Kohistan, et plus à l'est, au Tibet d'autre part, permettant ainsi de voir l'évolution de l'arc sur plus de 1000 kilomètres du Kohistan au Tibet.
  - Le second traite des processus géochimiques impliqués par la subduction de la Néo-Téthys au Crétacé Moyen, à partir des données en éléments majeurs, en traces et de données isotopiques obtenues sur l'ensemble de la marge nord-Ladakh au cours de

cette étude, et des données disponibles sur le Kohistan. Cette partie fait l'objet d'un article soumis (Rolland et al., 2000c).

- Le dernier chapitre analyse la fin de la convergence en domaine océanique, l'accrétion des terrains du Ladakh-Kohistan à la marge Karakorum et l'évolution de type marge active qui s'ensuit avant la collision avec le bloc indien.

➢ **La quatrième partie** traite de l'évolution syn-collisionelle de la chaîne himalayenne. Elle s'articule en quatre chapitres :

- Le premier est une synthèse des âges obtenus à partir de l'initiation de la collision (65 Ma) dans la partie nord-ouest de la chaîne himalayenne (s.l.), et présente les données d'âges obtenues au cours de ce travail. Elle permet de dégager les principales étapes de la collision indo-asiatique.
- Le second, très lié au premier chapitre, traite de l'évolution tectono-métamorphique de la marge sud-Karakorum en se focalisant surtout sur les structures tectoniques récentes (<10 Ma), caractéristiques de cette partie de la chaîne Himalayenne s.l.[2]. Cette partie fait l'objet d'un article soumis (Rolland et al., 2000d).
- Le troisième traite de l'évolution tectono-métamorphique le long de la faille du Karakorum, et de son importance dans l'accommodation de l'extrusion latérale du Tibet.
- Le quatrième propose une comparaison avec les chaînes alpine occidentale et varisque.

➢ **La cinquième partie** synthétise, avec des schémas géodynamiques évolutifs, les différentes étapes de la convergence indo-asiatique, depuis l'initiation de la convergence intra-océanique à l'évolution syn-collisionelle.

[2] La chaîne Himalayenne au sens géologique du terme est la chaîne méridionale formée de croûte indienne. Nous entendons par chaîne Himalayenne s.l. l'ensemble de l'orogène Himalayen, comprenant la chaîne du Karakorum, les massifs du Kohistan et du Ladah et la chaîne Himalayenne S.S.

This report comprises five parts :

- **Part I** (Introduction) presents the different analytical tools and procedures used in this work, and gives an outline of the works and debates currently dealing with the building of the himalayan chain.
- **Part II** "Construction of the pre-himalyan asiatic margin" deals with the constitution of the pre-himalayan asiatic margin, and in particular the tectonics of Karakorum. This sedimentological, structural and geochemical study is presented in a submitted article (Rolland et al., 2000a).
- **Part III** "Convergence in intra-oceanic domain" focuses on the intra-oceanic indo-asiatic convergence and is subdivided in three chapters:
  - The first is a synthesis of the lithological, structural and main geochemical (major and trace elements) data obtained along the Shyok suture zone in northern Pakistan and Indian Ladakh. These data are presented in an article in (Rolland et al., 2000b *in press*).
  - The second chapter focuses on the geochemical processes related to the subduction of Neo-Tethys ocean in Middle Cretaceous times, using the major, trace and isotopic data of the Ladakh volcanic rocks. This study is presented in an article, which has been submitted (Rolland et al., 2000c).
  - The third chapter analyses briefly the end of the intra-oceanic convergence, and the accretion of Ladakh-Kohistan terranes to the Karakoram margin, leading to andean-type evolution along the asian margin.
- **Part IV** presents syn and post-collisional evolution of the himalayan chain. It is subdivided in four chapters:
  - The first is a synthesis of the ages of the syn-collisional evolution in the NW part of the chain and presents the Ar-Ar data obtained in this work. The main tectono-metamorphic stages of the indo-asiatic post-collision story are presented.
  - The second deals with the tectono-metamorphic evolution of the south Karakoram, focusing mainly on the young tectonic and metamorphic features (<20 Ma), which characterise this part of the himalayan chain. The metamorphic evolution featured by the pelitic rocks is the topic of a submitted article (Rolland et al., 2000d).
  - The third chapter deals with the tectono-metamorphic evolution of the Karakoram Fault and its importance in the accommodation of lateral extrusion of Tibet.
  - The fourth proposes comparisons with the variscan chain and the occidental Alps.
- **Part V** summarises the different stages of the indo-asiatic convergence and presents a possible geodynamic scenario.

I.2. Méthodes et outils

Le but de ce paragraphe est de décrire les différentes méthodes et appareillages utilisés au cours de cette thèse. Deux types de roches ont été étudiés à des fins diverses.

Les roches magmatiques, tout d'abord, permettent d'étudier la nature des différentes zones sources qui ont produit du magma au cours du temps. La géochimie isotopique permet de définir le (ou les) type (s) de source (s) de magma mis en jeu, et les processus de mélange entre sources. Tandis que l'étude des éléments majeurs et en trace permet de décrire et de quantifier les processus pétrogénétiques d'évolution du magma au cours de son ascension vers la surface, et de comparer le magmatisme observé à celui d'autres contextes. Ces différentes approches géochimiques permettent d'apporter des contraintes sur l'évolution géodynamique à l'échelle de la lithosphère. Ces informations sont particulièrement utiles pour décrire les stades évolutifs précoces de la constitution de l'orogène himalayen, notamment les stades de convergence intra-océanique, de magmatisme d'arc, pour lesquels les informations tectono-métamorphiques sont largement oblitérées par l'évolution syn à post-collisionnelle de la chaîne. Les éléments majeurs ont été dosés par Fluorescence X à l'Université Claude Bernard de Lyon I, et sur spectromètre optique (ICPAES) à l'Université J. Fourier de Grenoble I. Les éléments en traces sont obtenus sur un spectromètre de masse à plasma (ICP-MS) à l'Université de Grenoble. Les compositions isotopiques sont obtenues sur un spectromètre de masse à Thermo-ionisation (TI-MS) à l'Université P. Sabatier de Toulouse.

Les roches métamorphiques, ensuite, permettent de remonter aux conditions pression-température qu'elles ont subies au cours de l'orogenèse himalayenne. Ces estimations en pression et température (thermo-barométrie) sont obtenues par le calcul des conditions d'équilibre entre différentes phases minérales qui coexistent. Elles nécessitent donc une analyse de la composition des phases minérales à l'équilibre. Les compositions en éléments majeurs des phases minérales ont été analysées avec une microsonde électronique de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

La datation de ces roches métamorphique permet de donner une contrainte temporelle aux trajets pression-température obtenus. La reconstitution des différents stades tectono-métamorphiques qui caractérisent l'évolution syn et post-collisionnelle nécessite donc la mise en parallèle de la thermo-barométrie et d'une ou plusieurs méthodes de datation. La méthode utilisée est la datation Ar-Ar, réalisée en collaboration avec I.M. Villa du Laboratoire de Géologie isotopique de l'Université de Berne (Suisse), sur un spectromètre de masse MAP-215 - 50B.

I.2.1. Analyse des phases minérales :

Le principe de la microsonde électronique est de bombarder la surface de minéraux (lame mince polie de roche) par un faisceau d'électrons et de mesurer l'énergie ou la longueur d'onde des photons ré-émis par les atomes de chaque minéral. La microsonde utilisée est une microsonde

électronique Cameca Camebax SX100. Le protocole analytique mis en routine utilise des silicates naturels comme standards, avec une tension d'accélération de 15 kV, et un courant de faisceau de 20 nA. Le temps de comptage pour l'analyse de chaque oxyde est de 10 secondes.

I.2.2. Dosage des éléments majeurs :

1. La Fluorescence X

Le spectromètre utilisé est de type SRS 303. La spectroscopie de fluorescence X (XRF, X-Ray fluorescence) permet une analyse d'éléments jusqu'à une concentration de 1ppm, mais convient particulièrement à l'analyse des majeurs. Les atomes de l'échantillon à analyser sont excités par un rayonnement X. La désexcitation des atomes provoque la ré-émission d'un rayonnement secondaire X, séparé par des cristaux analyseurs, diffractant ces faisceaux dans différentes directions (selon la loi de Bragg). Un détecteur monté sur un goniomètre enregistre alors les différentes raies de fluorescence en fonction de sa position angulaire. La position renseigne sur la nature des différents éléments présents ; tandis que l'intensité des raies permet une quantification des éléments présents.

La préparation et l'analyse des échantillons ont été réalisées à Lyon par P. Capiez. La préparation des échantillons a été effectuée par la méthode dite de la perle. Cette méthode permet de s'affranchir des effets granulométriques et minéralogiques par fusion de l'échantillon à haute température.

2. L'ICPAES

Le spectromètre utilisé est un spectro-analyseur Jobin-Yvon. L'analyse par plasma à couplage inductif (" ICP ") est une méthode d'analyse des échantillons mis en solution. Les échantillons à analyser subissent donc le même protocole d'attaque que pour l'analyse des traces et terres rares par ICPMS (voir protocole analytique mis au point pour l'ICPMS). Cette méthode présente donc, outre le fait qu'il existe un ICPAES et un ICPMS à l'UJF de Grenoble, de pouvoir utiliser la même solution mère pour les deux analyses. La solution à analyser est aspirée au moyen d'une pompe, puis introduite dans un plasma d'argon induit par haute fréquence, à une température de ~ 8000°K. Cet aérosol est ensuite excité au niveau de la " torche " et produit alors un spectre d'émission. Le spectre d'émission obtenu est un spectre complexe, constitué d'un certain nombre de raies caractéristiques de chaque élément et de sa concentration. Le calcul de la concentration de chaque élément est ensuite effectué en interne par le logiciel de l'ICP (spectralink), à partir de courbes de calibrage.

1.2.3. Dosage des éléments en trace :

Le spectromètre de masse à plasma (ICP-MS)

Comme pour l'ICPAES, la spectrométrie des particules s'effectue par le biais d'une mise en solution. Le spectromètre utilisé est un ICP-MS Fisons Plasma Quad turbo 2+. Le protocole d'attaque et analytique est décrit par Barrat et al. (1996). Concernant les roches basiques, l'échantillon est tout d'abord attaqué avec un mélange d'acides : HF (~ 5 cc) + HNO_3 (10 gouttes). L'attaque dure 48 h sur une plaque chauffante à 120°C. Après l'évaporation complète de l'échantillon, une reprise en HCl (6N) permet une mise en solution complète de l'échantillon, une solution-mère est ainsi obtenue. Pour les roches acides, l'attaque s'effectue dans une bombe en téflon, placée dans un four, avec un mélange similaire d'acides (HF+ HNO_3). Une fraction de cette solution est ensuite prélevée pour l'analyse sur l'ICPMS. Le volume de la fraction prélevée dépend des teneurs attendues pour le type de roche à analyser. Un volume important sera nécessaire par exemple pour les roches ultramafiques.

L'ICP-MS permet de mesurer la concentration des éléments en solution dont la teneur est supérieure ou égale à 0.1 ppm en général, mais les seuils de détections varient selon les éléments dosés. La précision augmente avec le temps de comptage et la concentration. Cependant, il existe un seuil de saturation, au-delà duquel la machine ne peut plus mesurer.

Le protocole analytique de l'Université Grenoble, développé par Barrat et al. (1996) utilise deux types d'étalons :

-Des étalons externes (BHV-01, BIR-1, JR-1, RGM-1, UB-N, WS-E), dont les concentrations figurent dans les géostandards internationaux, leur composition est donc connue avec grande précision. L'analyse de plusieurs de ces standards va permettre d'obtenir une droite d'étalonnage pour chaque élément, permettant de transcrire le nombre de coups (réponse obtenue sur l'ICP-MS) en concentrations.

-Un étalon interne (spike en Thulium, Tm). Cette méthode est dérivée de la dilution isotopique. Elle consiste à introduire dans l'échantillon à analyser une quantité connue d'une solution concentrée en Tm, qui va servir d'étalon interne : son dosage permettra de calibrer les mesures.

1.2.4. Analyse de rapports isotopiques :

1. Le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TI-MS)

Le spectromètre à thermo-ionisation permet de mesurer les masses des différents isotopes d'un même élément. Dans cette étude, le TI-MS a été utilisé pour mesurer les isotopes du Néodyme (Nd), Samarium (Sm), et Strontium (Sr). Cette méthode ne nécessite pas, contrairement aux méthodes précédentes, de calibrer le signal par des standards, puisque ce n'est pas la masse des

éléments qui est analysée mais le rapport entre deux masses. Les standards sont cependant utilisés, car ils donnent une indication concernant la justesse de la reproductibilité des mesures. Les valeurs de concentrations peuvent être obtenues en ajoutant un étalon interne (spike : quantité connue d'une solution contenant une composition isotopique volontairement enrichie en certains éléments (en théorie) absents de l'échantillon ^{150}Nd, ^{149}Sm, ^{87}Rb, ^{84}Sr...).

Cette méthode nécessite, au préalable, la séparation la plus complète possible de l'élément que l'on veut doser. Cette étape de purification est nécessaire pour éliminer les éléments isobares, de même masse que celui que l'on veut doser (^{87}Rb pour ^{87}Sr, ^{150}Sm pour ^{150}Nd, ^{144}Sm pour ^{144}Nd). Cependant une séparation complète est difficile (surtout celle du couple Rb-Sr), et un calcul de correction est effectué (en déduisant ^{85}Rb du rapport supposé constant : $^{87}Rb/^{85}Rb=0.386$), qui est possible tant que la contamination en Rb reste faible. La séparation des éléments s'effectue sur des colonnes à résine échangeuse d'ions (chromatographie liquide). Le protocole analytique utilisé à Grenoble pour la séparation du Nd, Sm et Sr, est détaillé sur la figure I.2 en annexe.
Après purification, une " goutte " d'échantillon est déposée sur un filament de Re, Ta ou W, selon l'élément à analyser. Ce filament est ensuite ionisé par chauffage, l'émission s'effectue donc à partir d'une phase solide contrairement à l'ICPMS. Le spectromètre utilisé au cours de cette thèse est le TI-MS Finnigan MAT261 à multicollecteurs de l'Université de Toulouse. Ce type de spectromètre de masse dispose de différentes cages de Faraday qui collectent les impacts correspondant aux différents isotopes, simultanément.

2. Le spectromètre de masse " Plasma 54 " de Lyon

Comme le spectromètre à thermo-ionisation, le spectromètre à Plasma permet de mesurer des rapports isotopiques, mais à partir d'un échantillon mis en solution et non d'un dépôt solide. Dans cette étude, le " Plasma 54 " a été utilisé pour l'analyse des rapports du plomb ($^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$), et quelques rapports isotopiques de $^{143}Nd/^{144}Nd$. La séparation isotopique et l'analyse des rapports isotopiques a été effectuée en collaboration avec Delphine Bosch de l'Université de Montpellier II, et Philippe Télouk de l'ENS de Lyon. Tout comme les ICPMS conventionnels, l'échantillon liquide est transformé en aérosol puis entraîné par un courant d'Argon dans le plasma, où les éléments sont ionisés à plus de 6000°C. Le faisceau d'ions est tout d'abord échantillonné et canalisé par un ensemble de 4 lentilles quadripolaires puis les ions sont séparés en fonction de leur masse dans un champ magnétique. Les ions ainsi dirigés percutent enfin les collecteurs, permettant alors une mesure simultanée sur différentes masses.

I.2.5. Géochronologie Ar/Ar

La méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$ tout comme la méthode K/Ar repose sur la quantité d'Argon contenu dans les minéraux, résultant de la désintégration naturelle du ^{40}K au cours du temps. L'équation de désintégration du ^{40}K est la suivante :

$T = (1/\lambda) \times \ln (1+J (^{40}Ar^*/^{39}Ar_K))$,

Où :

$(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K)=[(^{40}Ar/^{39}Ar)_m-295.5(^{36}Ar/^{39}Ar)_m+295.5(^{37}Ar/^{39}Ar)_m(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}]/[1-(^{37}Ar/^{39}Ar)_m(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}]$
$-(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$[3]

L'obtention du rapport $^{40}Ar^*$, purement radiogénique nécessite quelques corrections :

- Une certaine quantité d'^{40}Ar est d'origine atmosphérique et se corrige sachant que tout le ^{36}Ar contenu dans l'échantillon est d'origine atmosphérique et que :
  $^{40}Ar^* = {}^{40}Arm - 295.5\ {}^{36}Ar_m$
- La désintégration artificielle en réacteur induit des réactions parasites, impliquant la production de ^{36}Ar et de ^{39}Ar à partir du Ca. Le ^{37}Ar, produit exclusivement par le Ca, est utilisé pour corriger des quantités parasites de ces isotopes.
- Enfin, de l'^{40}Ar est également produit au cours de l'irradiation. Un facteur de correction est alors appliqué à partir d'un sel de K, irradié dans les mêmes conditions que les autres échantillons.

Les échantillons ont été séparés au laboratoire de tri des minéraux de l'université Joseph Fourier, par séparation densimétrique (bromoforme) et magnétique (Frantz) par F. Senebier. Un tri final sous binoculaire est effectué et 1-15 mg de phases minérales est emballé dans un feuillet d'aluminium. Les feuillets d'aluminium sont ensuite regroupés dans des tubes pour l'irradiation, au réacteur TRIGA de l'Université de Pavia (Italie). Un facteur de correction (J) est appliqué en fonction de la position des échantillons dans le réacteur, qui n'ont pas reçu exactement le même flux d'irradiation.

---

[3] Avec t, l'âge ; λ, constante de désintégration radioactive ($5.543\ 10^{-10}\ an^{-1}$) ; J, facteur d'irradiation ; $^{40}Ar^*$, ^{40}Ar radiogénique, issu de la désintégration naturelle de ^{40}K ; $^{39}Ar_K$, ^{39}Ar radiogénique issu de la désintégration artificielle de ^{39}K ; $(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$, $(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$, $(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$,rapports isotopiques mesurés ; $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$, rapport des isotopes issus de la désintégration artificielle du K, mesurés sur un sel pur de K ; $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$, $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$, rapports des isotopes issus de la désintégration artificielle du Ca, mesurés sur un sel pur de Ca.

L'analyse isotopique Ar-Ar a été réalisée au laboratoire de géologie isotopique de Berne (Suisse). Les échantillons ont été chauffés dans un four à double vide servant de chambre d'ionisation, puis analysés dans un spectromètre MAP-215 - 50B permettant l'analyse des gaz rares.

Dans l'étude Ar-Ar que nous avons menée, l'échantillonnage a été réalisé afin de compléter les données disponibles dans la zone d'étude. Nous avons choisi de travailler sur les amphiboles, qui permettent d'avoir à la fois une bonne estimation des conditions métamorphiques, et grâce à une température de fermeture plus élevée que les phyllosilicates (525 ± 25°C d'après Harrison & McDougall, 1980 et Harrison, 1981 ; 600 ± 100°C d'après Berger & York, 1981), de dater les stades de rétromorphose précoce qui succèdent directement au pic de température. Les datations Ar-Ar ont été couplées à une étude minéralogique sur microsonde électronique. Ainsi, par l'intermédiaire de comparaisons entre les profils-micosonde effectués sur minéraux, et de la composition associée à chaque palier de spectre Ar-Ar, il est possible de discuter des relations entre la chimie et l'âge de l'amphibole. Les datations Ar-Ar sur amphibole renseignent alors sur l'histoire de recristallisation de l'amphibole en termes d'évolution tectono-métamorphique, et dans certains cas donnent une estimation de l'âge du protholite.

I.3. Cadre géographique et Géologique

La chaîne Himalayenne (s.l.) présente la topographie la plus élevée et la plus accidentée de la planète, avec quelque 440 sommets culminant à plus de 7000 mètres et 14 sommets de plus de 8000 mètres. Cette chaîne dessine un arc d'environ 2000 kilomètres de long, pour 400 kilomètres de large en moyenne, qui limite le sous-contient indien des provinces asiatiques de l'Afghanistan, du Pamir et du Karakorum à l'ouest et au nord-ouest, du Tibet au nord et de l'Indochine à l'est (Fig. I.1). Deux virgations limitent cet arc : au nord-ouest celle du Pamir-Hindu Kush, limitée par la faille de Chaman ; à l'est celle de l'Assam, limitée par les failles de Jiale et Saigaing. Au nord, le plateau tibétain couvre une surface de 700 000 kilomètres carrés pour une altitude moyenne de 5000 mètres.

S'il est un domaine que le géologue ne peut ignorer quand il part explorer cette région du monde, c'est bien son cadre géopolitique (Fig. I.3). À la confluence entre cultures à dominante tibétaine et bouddhiste au nord et nord-est, indienne et hindoue au sud, arabe et musulmane à l'ouest et au nord-ouest, l'Himalaya (s.l.) reste une grande frontière entre des civilisations très différentes. C'est le long de cette barrière naturelle que s'accumulent les tensions géopolitiques et qu'éclatent les conflits. La carte de la figure I.3 illustre bien la situation politique de la partie nord-ouest de l'Himalaya. Si une grande partie du Karakorum et du Ladakh reste encore aujourd'hui presque inconnue géologiquement, ce n'est pas seulement à cause de la rudesse du relief et de l'altitude.

Géologie de l'Himalaya, de la découverte aux conceptions actuelles :

La découverte de l'Himalaya par la civilisation occidentale débute au XIX siècle, principalement avec l'expansion de la colonisation anglaise depuis l'Inde et le Pakistan. Dans le centre et est-Himalaya, les premières expéditions furent celles de Strachey (1851), Hooker (1854), Stoliczka (1865), Hayden (1904, 1907) et Oldham (1883). Oldham (1883) parle pour la première fois d'inversion du métamorphisme Himalayen. La partie nord-ouest de l'Himalaya, et en particulier les terrains du Ladakh et les contreforts du Karakorum sont visités assez tôt par Ryal en 1865, Lydekker en 1883 et Campbell Smith en 1917, puis Dainelli (1933, 1934), Wadia (1933, 1937), Auden (1935), De Terra (1935), depuis la vallée de l'Indus par Srinagar. Même si les grandes unités géodynamiques (Karakorum, Ladakh, Haut Himalaya) ne sont pas encore distinguées par ces explorateurs, la lithologie de ces ensembles est cependant bien décrite (ensemble volcanique du Ladakh, ensembles métamorphiques du Nanga Parbat et du Karakorum et granitoïdes), qui tentent des reconstitutions stratigraphiques. Certaines de ces observations restent encore d'actualité, comme nous le verrons dans la partie III (Rolland et al., 2000b *soumis*).

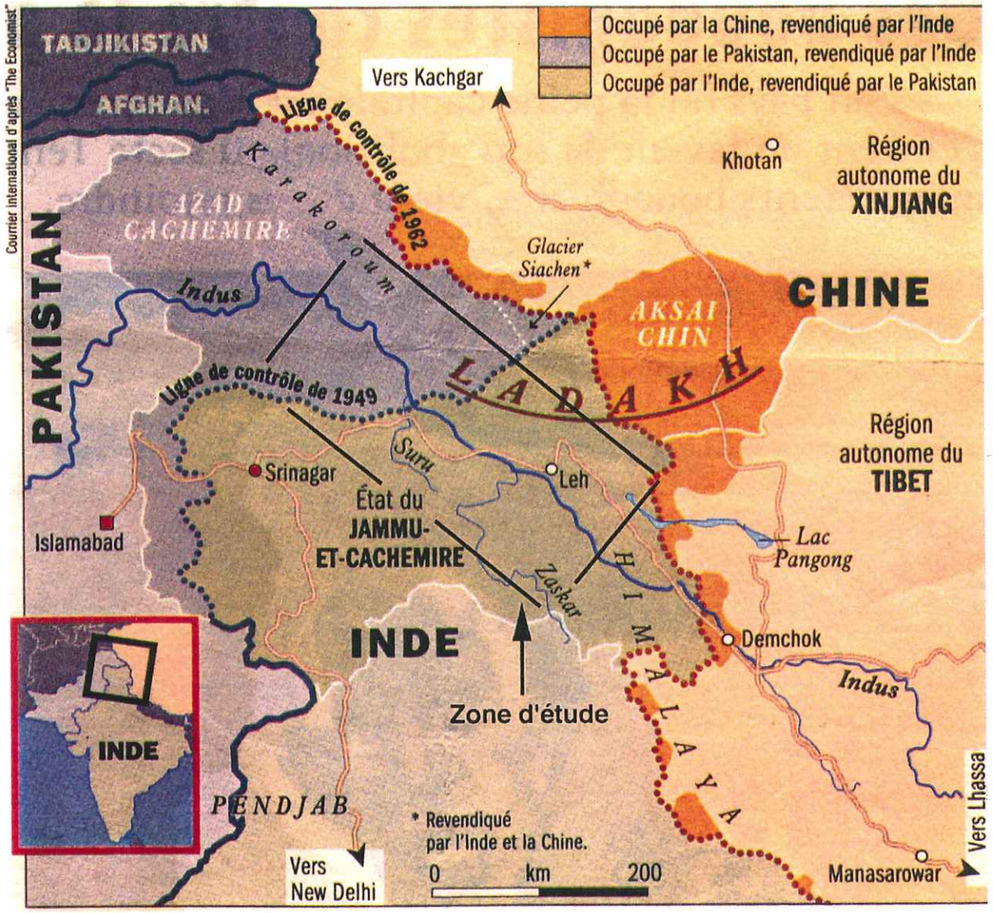


Fig. I.3. Cadre géopolitique de l'Himalaya (s.l.) du Nord-Ouest, et localisation de la zone d'étude.

À partir de 1947, la fin de l'Empire Britannique des Indes et la partition Indo-Pakistanaise vont entraîner, entre le Pakistan et l'Inde, une guerre puis un conflit permanent dont l'enjeu est le Cachemire. Des tensions entre l'Inde et la Chine contribuent également à la situation de blocage du nord-ouest Himalaya (s.l.) telle que nous la connaissons aujourd'hui. Actuellement, le problème du Cachemire reste l'une des sources majeures de conflit potentiel de grande ampleur dans l'Asie du sud, et la " frontière indo-pakistanaise " n'est qu'une ligne de " cessez-le-feu ", elle-même différente de la " ligne de contrôle " militaire. Hormis les zones frontières, ces pays restent néanmoins ouverts aux expéditions. C'est la course aux sommets de haute altitude qui va permettre à des géologues de poursuivre l'exploration de l'Himalaya. Les expéditions italiennes menées par A. Desio au Karakorum dès 1929 vont permettre une reconnaissance des grandes structures (Desio, 1964 ; Zanettin, 1964 ; Desio & Zanettin, 1970 ; Desio et al., 1985), ainsi que des expéditions autrichiennes (Gattinger, 1961 ; Gamerith, 1976, 1979 ; Buchroitner & Gamerith, 1986). Ces différentes expéditions permettront une première cartographie au 1/500000 et 1/1000000. La première carte géologique et synthèse de la plupart des travaux effectués sur la chaîne himalayenne (s.l.) date de 1964, avec le livre " Geology of the Himalayas " de A. Gansser. Cette étape est importante dans la compréhension générale de la géologie de la chaîne. Dans le nord-ouest de la chaîne, la construction de la Karakorum Highway, route reliant le Pakistan à la province chinoise du Xinjiang, achevée en 1979, permet de mettre à jour une coupe complète du Haut Himalaya, du Kohistan et du Karakorum au Pakistan. Dès 1979, Tahirkeli et collaborateurs proposent l'idée que les terrains du Kohistan sont les restes d'un arc formé au cours de la subduction de l'océan Néo-Téthys vers le nord. Cette hypothèse est rapidement proposée au Ladakh par Bassoullet et al. (1980a), Honegger et al. (1982) et Dietrich et al. (1983).

La reconnaissance géologique de l'Himalaya du Népal débuta également avec les expéditions se lançant à l'assaut des hauts sommets du Népal, depuis les années 40 et surtout dans les années 50. Les géologues embarqués dans ces expéditions (Heim & Gansser, 1939 ; Lombard, 1953 ; Bordet & Latreille, 1958 ; Bordet, 1961) mettent à jour la structure de l'Himalaya en montrant que le cristallin du Haut-Himalaya forme une pile métamorphique unique, chevauchante sur le domaine d'avant-pays (Bas-Himalaya ou Moyen-Pays) au sud par un chevauchement majeur : le Main Central Thrust (MCT) (Fig. I.4).

Au plan conceptuel, une avancée très importante est réalisée avec les travaux d'Argand en 1924. Ce dernier a une vision avant-gardiste de la chaîne Himalayenne et des chaînes de montagne en général, en proposant un modèle d'édification de la chaîne par de grands chevauchements intra-continentaux, initiés au cours de la collision des blocs indiens et asiatiques. Notons qu'encore aujourd'hui la part entre épaississement et extrusion latérale est une question largement débattue.

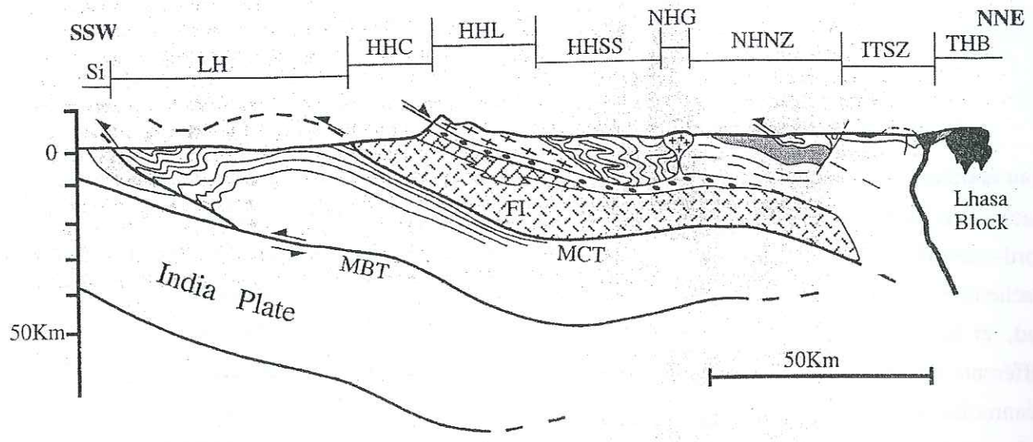


Fig.I.4. Coupe schématique de l'Himalaya central d'après France-Lanord & Le Fort (1988). MBT : Main Boundary Thrust, MCT : Main Central Thruust, HHC: Cristallin du Haut Himalaya, HHL : Leucogranites du Haut Himalaya. HHSS : séries sédimentaires Téthysiennes, NHG : Leucogranite Nord-Himalayen, NHNZ : Zone des nappes du Nord-Himalaya, ITSZ : Zone de Suture de l'Indus-Tsangpo, THB : Batholite du Transhimalaya. LH : Moyen-Pays, Si : Siwaliks.

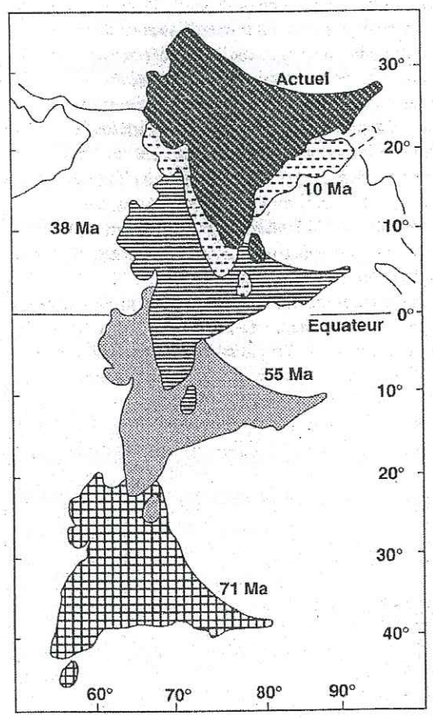


Fig. I.5. Remontée relative de l'Inde du Crétacé Sup. à l'actuel, d'après Patriat & Achache (1984). La convergence est rapide (18 cm/an) avant la collision avec l'Asie vers 50-55 Ma, puis tombe à 5cm/an.

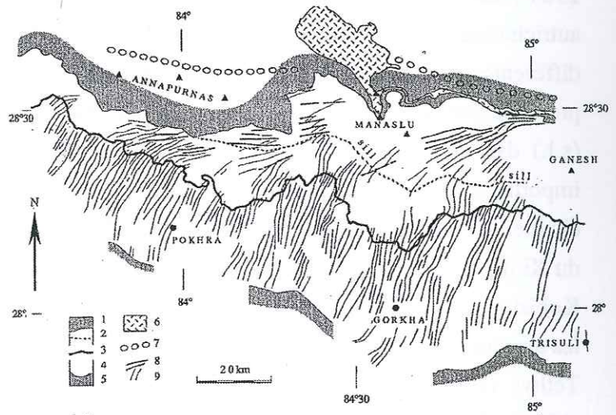


Fig. I.7. Trajectoires des linéations d'étirement dans le Népal central (d'après Pêcher, 1991). 1 : couverture sédimentaire ; 2 : unité du Cristallin du Haut Himalaya ; 3 : Main Central Thrust (MCT) ; 4 : Formations de Moyen-Pays ; 5 : Formations sédimentaires du Sud-Himalaya ; 6 : Manaslu Granite (Miocène) ; 7 : Trace axiale du pli de l'annapurna (à vergence nord) ; 8 : linéation dans les zones de cisaillement à sillimanite ; 9 : Linéation éohimalayenne et liée au MCT.

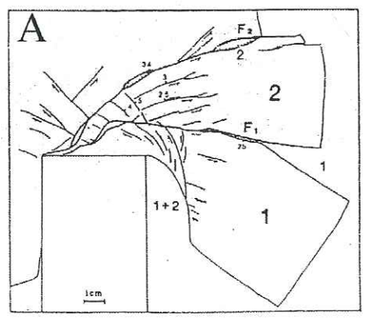
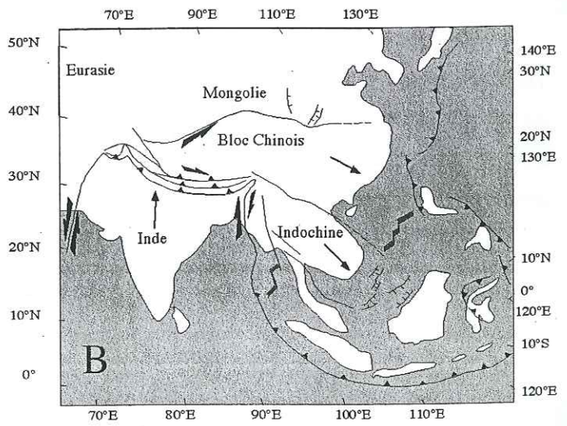


Fig. I.6. A, Modèle de poinçonnement d'un bloc de plasticine par un poinçon rigide. Ce modèle semble conforter l'hypothèse de l'accomodation de la convergence Indo-asiatique par le poinçonnement de l'Inde dans la plaque Eurasiatique. Les failles F1 et F2 symbolisant les accidents de Red River et de l'Altyn Tag. D'après Tapponnier et al. (1982).

B, Contexte géologique de l'Asie du centre et du sud-est, avec les principaux blocs tectoniques et de leur déplacement ainsi que les failles majeures. Il existe un bon accord entre le modèle de poinçonnement présenté à gauche et la tectonique des plaques du SE asiatique.



Dans les années 1970, la théorie de la tectonique des plaques est à l'origine d'un tournant conceptuel important. La chaîne himalayenne devient un modèle de collision continent - continent (Dewey & Bird, 1970 ; Le Fort, 1975). La carte des anomalies magnétiques de l'Océan Indien permet d'estimer le mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie depuis 110 Ma (Fig. I.5). Cette reconstitution montre que l'Inde, après une phase de rapprochement lent entre 110 et 85 Ma se déplace rapidement vers le nord au Crétacé supérieur à la vitesse de 18 cm an^{-1}, cette vitesse diminuant brutalement à partir de 55 ou 50 Ma selon les auteurs, et se stabilisant à 5 cm an^{-1} à partir de 36 Ma (Patriat & Achache, 1984 ; Molnar & Tapponnier, 1975 ; Klootwijk et al., 1992).

Aujourd'hui, de nombreux points restent sujets à débat :

- Les différentes hypothèses concernant la phase de convergence intra-océanique dans le Nord-Ouest Himalaya :

Les connaissances, par trop parcellaires, de l'ensemble Kohistan-Ladakh ne permettent pas encore d'établir un schéma d'ensemble bien contraint. Aussi, il existe un grand nombre de modèles concernant l'histoire pré-collisionnelle de la convergence indo-asiatique. Les différents modèles proposés et leurs variantes sont les suivants :

A - Edification d'un seul arc volcanique :

a- formé le long de la marge sud-asiatique par subduction de l'océan Téthys vers le nord (Tahirkeli et al., 1979 ; Bassoullet et al., 1980a ; Bard et al., 1980 ; Honegger et al., 1982 ; Dietrich et al., 1983).

b- Formation de cet arc au nord de la marge indienne, au droit d'une subduction vers le sud de l'océan Téthys (Reynolds et al., 1983 ; Khan et al., 1997).

α- Édification de cet arc sur croûte océanique (Honegger et al., 1982 ; Reuber, 1989 ; Khan et al., 1989, 1993 ; Petterson & Windley, 1991 ; Treloar et al., 1996).

β- Édification de cet arc sur croûte continentale (Raz & Honegger, 1989).

1- Présence d'un bassin arrière-arc, dont la fermeture donnera la zone de suture de Shyok ou suture nord, le long de la marge nord-Kohistan (Pudsey, 1986 ; Khan et al., 1994, 1996 ; Treloar et al., 1996) et nord-Ladakh (Srimal, 1986 ; Srimal et al., 1987 ; Coward et al., 1986).

2- Absence de ce bassin arrière-arc au Ladakh (Rai, 1982 ; 1983).

B - Edification de deux arcs parallèles, l'un très méridional, obducté précocement sur la marge indienne, correspondant à l'ophiolite de Spontang, et l'autre plus proche de la marge asiatique (Van der Voo et al., 1999 ; Maheo et al., 2000).

- Les différentes hypothèses concernant l'évolution syn-collisionelle :

- La principale source d'incertitude concerne les estimations respectives de la part d'extrusion latérale et d'épaississement.

Les arguments en faveur de l'épaississement sont nombreux. Les grands chevauchements (MCT, MBT), actifs depuis plus de 25 Ma en Himalaya central, auraient absorbé de 700 à 1000 kilomètres (Gansser, 1966 ; Brunel, 1975 ; Pêcher, 1978 ; Lyon-Caen & Molnar, 1983), et une grande part de la partie nord de la plaque indienne aurait pu être subduite sous l'Asie, au niveau de l'actuelle suture Indus-Tsangpo. La subduction de la plaque continentale indienne est attestée par la présence de roches métamorphisées dans le faciès des schistes bleus et des éclogites exhumées le long de la suture de l'Indus (ou MMT, Main Mantle Thrust) dans l'Himalaya du nord-ouest (Mascle et al., 1994 ; Guillot et al., 1995 ; de Sigoyer et al., 1997 ; Guillot et al., 1997 ; de Sigoyer et al., 2000), impliquant un enfouissement de croûte continentale à une profondeur à plus de 70 kilomètres. Cependant, la taille de la portion de plaque indienne enfouie sous l'Asie reste matière à débat, car la dimension originelle de la plaque indienne n'est pas connue précisément. La portion d'Inde enfouie sous le Tibet a été estimée à 1500-2000 kilomètres, en se basant sur la présence de faunes terrestres indiennes trouvées en Asie à partir de 65 Ma (Jaeger et al., 1989 ; Rage et al. 1995), et par tomographie sismique (Van der Voo et al., 1999). Cet enfouissement de croûte continentale sous le Tibet pourrait expliquer une épaisseur de croûte de 70 kilomètres (Hirn, 1984 ; Molnar, 1988), bien que l'épaississement du Tibet ne soit pas le seul fait de la collision Inde-Asie, puisque constitué de trois blocs accrétés du Trias au Jurassique supérieur (Bassoullet et al., 1981 ; Allègre et al., 1984 ; Matte et al., 1996).

D'autre part, l'hypothèse de l'extrusion latérale, proposée par Tapponnier & Molnar (1976, 1977), et modélisée par Tapponnier et al. (1982) (Fig. I.6A), a été largement testée sur le terrain. La marge est-asiatique étant considérée comme un bord libre (cf. Fig. I.6B), les grands décrochements lithosphériques actifs limitent des blocs en extrusion vers l'est (Altyn Tagh, faille du Karakorum, faille du Fleuve Rouge, faille de Jiali). Au niveau de la virgation est-himalayenne, la déformation décrochante est localisée le long de grands décrochements (Tapponnier et al., 1990). Le long de la faille du fleuve Rouge, la déformation est polyphasée, avec l'extrusion du bloc Indochinois débutant vers ~ 40 Ma en décrochement senestre, ce mouvement s'inversant vers 15 Ma avec l'initiation de l'extrusion du bloc Chinois (Lacassin et al., 1996, 1997). Il apparaît ainsi qu'une part importante de la convergence (17 ± 7 %, Leloup et al., 1995) ait été accommodée par l'extrusion de l'Indochine. Plus à l'ouest, le long de la marge sud-Tibet, l'extrusion du bloc tibétain pourrait s'effectuer en partie par déplacement senestre le long de la faille de l'Altyn Tagh et par

déplacement dextre le long de la faille du Karakorum et de la marge sud-tibétaine, comme l'indique la déformation ductile de type décrochement dextre + faille normale observée le long de la faille Nord-Himalayenne (Pêcher, 1991) et le contexte trans-tensif de mise en place des granites himalayens (Guillot, 1993 ; Guillot et al., 1995), ainsi que la présence de failles dextres de plus petite amplitude (Armijo et al., 1989 ; Avouac & Tapponnier, 1993). Les estimations de déplacement sur les failles bordant le bloc Tibétain sont de 500 kilomètres sur la faille de l'Altyn Tagh et de 1000 kilomètres sur celle du Karakorum, basées sur le décalage de marqueurs tectoniques (Peltzer et Tapponnier, 1988). Ces estimations sont cependant contestées par Searle (1996), Searle et al. (1998) et Murphy et al. (2000), qui ne proposent qu'un décalage de l'ordre de 120 à 150 kilomètres le long de la faille du Karakorum. Par ailleurs, il n'existe aucun argument pour un mouvement d'une telle amplitude le long de la zone de faille nord-Himalayenne (STDZ), ce qui pose un problème pour la poursuite de la faille du Karakorum vers l'est ou le sud-est.

Il semble donc que l'accommodation de la convergence s'effectue à la fois par extrusion et par épaississement, l'un et l'autre mécanisme pouvant être prédominants d'une époque à l'autre, comme le suggère Le Pichon et al. (1992) qui propose un modèle où l'extrusion du Tibet est plus importante au début de la collision (Eocène-Oligocène).

- Un autre sujet de discussion concerne l'évolution métamorphique du Karakorum, et donc également, mais de façon indirecte, les modalités de l'épaississement de la marge sud-asiatique :

La première hypothèse est que celle-ci est presque totalement achevée dès l'Eocène inférieur, comme le suggère l'âge du granite du Mango Gusar (37 Ma, Parrish & Tirrul, 1989) qui recouperait les structures tectoniques chevauchantes syn-collisionnelles précoces de la marge sud-Karakorum (Searle et al., 1989 ; Parrish & Tirrul, 1989 ; Allen & Chamberlain, 1991).

-Cependant, le très volumineux batholite du Baltoro (1000 km^2) a été daté entre 25 et 21.5 Ma par U-Pb avec des âges de refroidissement (K-Ar, Ar-Ar et Rb-Sr) de 8 Ma (Debon et al, 1986; Searle et al., 1989 ; Parrish & Tirrul, 1989 ; Schärer et al., 1990). L'intrusion de la syénite d'Hémasil, datée à 9 Ma, le dôme migmatitique de Dassu, daté à 7 Ma et de nombreux âges jeunes (9-1 Ma) ont également été obtenus le long de la marge sud-Karakorum, comme dans le nord-ouest du Ladakh, et surtout dans le promontoire Nanga Parbat-Haramosh de la marge indienne (Searle et al., 1989 ; Lemennicier et al., 1996 ; Villa et al., 1996a, 1996b, Zeitler et al., 1993 ; Smith, 1993). Ces âges jeunes ont conduit Bertrand et al. (1988) et Lemennicier et al. (1996) à réviser l'hypothèse précédente et à proposer que :

- un délai de temps est nécessaire entre la phase de métamorphisme précoce et le métamorphisme tardif associé à l'intrusion du batholite du Baltoro (Bertrand et al., 1988), les âges entre 21 et 0 Ma reflétant une phase de refroidissement.

- L'ensemble de l'évolution métamorphique de la marge Karakorum est plus récent, avec une phase à moyenne pression et moyenne température contemporaine de la mise en place du Baltoro (21 Ma) et une phase de relaxation thermique au cours de la décompression vers 9 Ma (Lemennicier et al., 1996).

Il semblerait donc qu'un épisode métamorphique majeur et jeune (25-1 Ma) affecte la marge Karakorum mais aussi l'ensemble croûte indienne + Ladakh + Karakorum, même si aucun lien entre l'évolution métamorphique du Nanga Parbat et celle du Karakorum n'a encore été montré.

II. La Construction de la Marge Asiatique pré-Himalayenne

Les nombreux décrochements qui affectent le pourtour de la chaîne himalayenne (s.l.) délimitent des blocs tectoniques déjà suturés avant la collision indo-asiatique (Pozzi et al., 1972 ; Burg, 1983 ; Allègre et al., 1984 ; Sengör, 1984, Dewey et al., 1988 ; Matte et al., 1996). Ces blocs sont de petite taille, provenant probablement du démantèlement du Gondwana au Protérozoïque supérieur (Bond et al., 1984). On observe un rajeunissement des zones de sutures du nord vers le sud (Allègre et al., 1984 ; Matte et al., 1996 ; Fig. II.1) :

-Au nord, l'accrétion du bloc du Kulun-Qinling au bloc du Tarim est datée Silurien.

-Plus au sud, le bloc de Songban-Ganzi est accrété au Trias inférieur, il pourrait s'agir de l'extrémité ouest du bloc de la Chine du Sud (Dewey et al., 1988).

-Le bloc de Quiantang est accrété au bloc précédant au Trias supérieur, après la subduction de la Paléo-Téthys.

-Ensuite, le bloc de Lhasa, limité par la suture de Bangong au nord et par celle de l'Indus-Tsangpo au sud, est accrété au Jurassique Supérieur - Crétacé inférieur.

-Enfin, la plaque Indienne est accrétée au Paléocène.

C'est ainsi que la plaque asiatique a progressivement été nourrie par accrétion successive de micro-blocs le long de sa marge sud. Mais quand ce mouvement d'accrétion progressive a-t-il débuté ? A-t-il été initié dès le Protérozoïque ou bien seulement au Silurien ? Dans la région du Masherbrum, dans la marge sud-est Karakorum à quelques kilomètres au nord de la suture de Shyok, nous avons retrouvé une klippe composite de roches vertes et de sédiments, où nous avons pu mettre en évidence un magmatisme d'âge Ordovicien. Un tel magmatisme, ici situé au sud du bloc Karakorum, a également été signalé dans de nombreuses sutures du centre-est asiatique, et semble donc ne pas s'inscrire dans un schéma d'accrétion successive N-S, pourtant valable à partir du Silurien. Les caractéristiques géochimiques des roches vertes du Masherbrum montrent qu'il ne s'agit pas d'une ophiolite, mais d'un agglomérat d'écailles d'arc, d'arrière-arc et d'OIB, empilées au cours d'une phase d'accrétion intra-océanique. Des caractéristiques géochimiques similaires ont été décrites dans de nombreuses zones de suture du centre-est asiatique, suggérant un important magmatisme d'arc durant cette période. La situation géodynamique du centre-est asiatique au cours de l'Ordovicien pourrait donc être plus complexe qu'initialement proposé, et pourrait être comparable à la marge sud-ouest Pacifique actuelle.

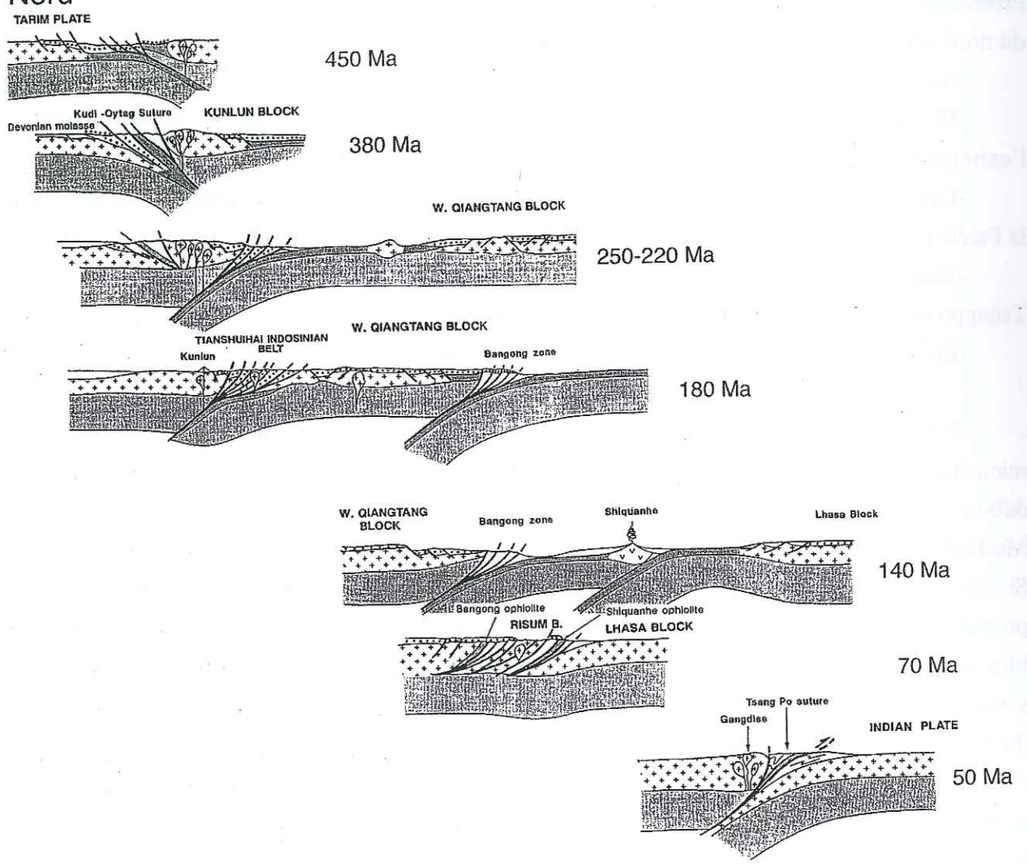


Fig. II.1. Evolution séquentille en coupe de la marge asiatique du Silurien à la collision indo-asiatique (50 Ma), d'après Matte et al. (1996), légèrement modifié. Depuis le Silurien, la marge sud-asiatique est nourrie par accrétion successive de blocs.

Soumis à Geodinamica Acta

Presence of Ordovician series in the South-eastern Karakorum (N Pakistan): evidence for Early Palaeozoic arc - back-arc formation and intra-oceanic accretion.

[a]Yann ROLLAND*, [a-b]Christian PICARD, [a]Arnaud PECHER, Igor M. Villa[c], Elisabeth Carrio[a].

[a] LGCA-LGIT, UMR-A5025 CNRS - Université J. Fourier, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble, France.

[b] Université de Nouvelle Calédonie, BP 4477, Géosciences, 98847 Nouméa, Nouvelle Calédonie.

[c] Isotopengeologie, Erlachstrasse 9a, 3012 Bern, Switzerland.

Keywords: Karakoram, Ordovician, arc, back-arc, isotopes, accretion

---

ABSTRACT

New geological, geochemical and geochronological data from the Southern Karakoram (NE Pakistan) indicate the presence of several unexpectedly old and well preserved units along the Asian margin:

- a Precambrian basement, displaying a minimum amphibole Ar-Ar age of 651 Ma;
- a thick Ordovician platform-type sedimentary unit overlying the Precambrian basement, with Lower Ordovician graptolith and crinoid faunas, this age being confirmed by concordant $^{87}Sr/^{86}Sr$ age of the marbles;
- a dismembered Ordovician ophiolitic series formed by imbricated slices of metagabbros and metabasalts separated by ultramafic lenses (the Masherbrum Greenstone Complex).

The occurrence of such Ordovician series overlying a Precambrian basement in south-eastern Karakoram similar to the south-western Karakoram suggests that the Karakoram constitutes a continuous tectonic block. The petrology and geochemistry of the Masherbrum Greenstone Complex (mineral chemistry, major and trace element and Sr-Nd isotopic data) is suggestive of a supra-subductive environment. The presence of LREE-enriched calc-alkaline rocks [$(La/Yb)_N$ = 4.4-5.6; $(Nb/La)_N$ = 0.2-0.3; εNd_{472} = 4.5-6.2] and LREE-depleted tholeiitic rocks [$(La/Yb)_N$ = 0.5-1.3; $(Nb/La)_N$ = 0.6-0.9; εNd_{472} = 6.0-7.8] are consistent with arc and back-arc settings, respectively. A high-Mg andesitic dolerite with low εNd and transitional LREE enrichments [$(La/Yb)_N$ = 3.4; $(Nb/La)_N$ = 0.7; εNd_{472} = 0.1], which crosscuts the arc series, suggest the contribution of a more enriched EMII-type source or pelagic sediment melting in the arc source region. Finally, an OIB-type metabasalt, with high LREE contents and Ti, Nb and Ta enrichments [$(La/Yb)_N$ = 10.7; $(Nb/La)_N$ = 1:1; εNd_{472} = 4.2], features the probable agglomeration of an Ocean

Island to the arc system. The Masherbrum Greenstone Complex, along with other Ordovician central-eastern volcanic series give evidence of a tectonic situation governed by micro-plate convergent-divergent systems with occurrence of arc - back-arc settings during the Lower Palaeozoic, comparable to that of the current SW Pacific area.

Résumé - Présence de séries Ordoviciennes dans le Sud-Karakoram (N Pakistan): évidences pour la formation de séries d'arc et d'arrière-arc et de leur accrétion intra-océanique au cours du Paléozoïque inférieur.

Des données nouvelles sur les séries sud-est Karakoram (marge Asiatique du NE Pakistan), révèlent la présence d'un ensemble d'unités bien préservées âgées du Précambrien à l'Ordovicien moyen :

- un soubassement Précambrien, avec un âge Ar-Ar minimum de 651 Ma ;
- Une épaisse unité sédimentaire de plate-forme, reposant sur le socle Précambrien, montrant des faunes de crinoïdes et graptolites datées de l'Ordovicien inférieur, cet âge étant confirmé par l'age $^{87}Sr/^{86}Sr$ des marbres ;
- Une ophiolite démembrée, comprenant un ensemble d'écailles de métagabbros et de métabasaltes séparés par des lentilles d'ultramafites (le complexe de roches vertes du Masherbrum).

La présence de séries Ordoviciennes et d'un socle Précambrien dans le sud-est Karakoram, analogue aux séries décrites dans la partie sud-ouest Karakoram, révèle une continuité géologique longitudinale le long de la marge sud Karakoram. La pétrologie et la géochimie sur le complexe de roches vertes du Masherbrum (éléments majeurs et traces, isotopes du Sr et du Nd) montrent des signatures interprétables en termes d'environnements d'arc et arrière-arc. La présence de roches calco-alcalines enrichies en LREE [$(La/Yb)_N = 4.4\text{-}5.6$; $(Nb/La)_N = 0.2\text{-}0.3$; $\varepsilon Nd_{472} = 4.5\text{-}6.2$] et de roches tholéiitiques déprimées en LREE [$(La/Yb)_N = 0.5\text{-}1.3$; $(Nb/La)_N = 0.6\text{-}0.9$; $\varepsilon Nd_{472} = 6.0\text{-}7.8$] sont compatibles avec des contextes d'arc et d'arrière-arc, respectivement. Une dolérite andésitique riche en magnésium, avec des enrichissements modérés en LREE et un εNd bas [$(La/Yb)_N = 3.4$; $(Nb/La)_N = 0.7$; $\varepsilon Nd_{472} = 0.1$], recoupant la série d'arc, suggère la contribution d'une source plus enrichie de type EMII ou la fusion de sédiments pélagiques dans la zone source de l'arc. Enfin, un métabasalte de type OIB, présentant des enrichissements en Nb, Ta et Ti et un faible εNd [$(La/Yb)_N = 10.7$; $(Nb/La)_N = 1.1$; $\varepsilon Nd_{472} = 4.2$], suggère l'agglomération d'une île océanique au système d'arc.

Le complexe du Masherbrum, ainsi que d'autres séries d'arc Ordoviciens décrits en limites de micro-blocks de l'Asie Centrale et Orientale suggèrent que la géodynamique à l'Ordovicien a été

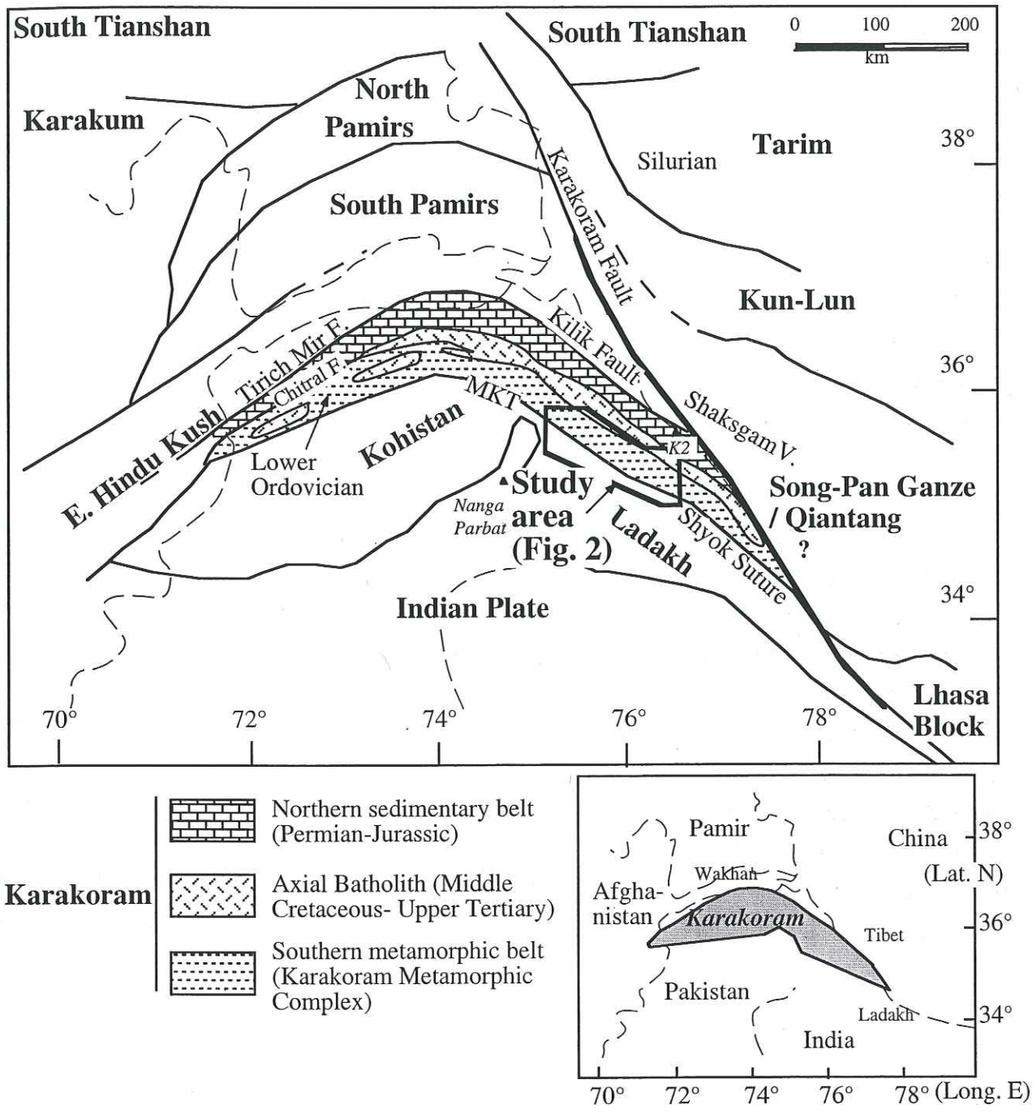


Figure 1. Schematic map of the Pamir-Karakoram syntaxis, with location of principal tectonic blocks and sutures. The main geological units of Karakoram are shown. The location of studied area in south-eastern Karakoram is indicated. MKT: Main Karakoram Thrust.

Figure 1. Carte schématique de la syntaxe Pamir-Karakoram, montrant la localisation des sutures et blocs tectoniques principaux. Les principales unités géologiques du Karakoram sont indiquées, ainsi que la localisation de la zone étudiée dans le sud-est Karakoram. MKT: Main Karakoram Thrust, limite majeure entre le Karakoram et le paléo-arc du Kohistan-Ladakh.

dominée par une tectonique d'arc complexe comparable à celle qui régit la marge SW Pacifique actuelle.

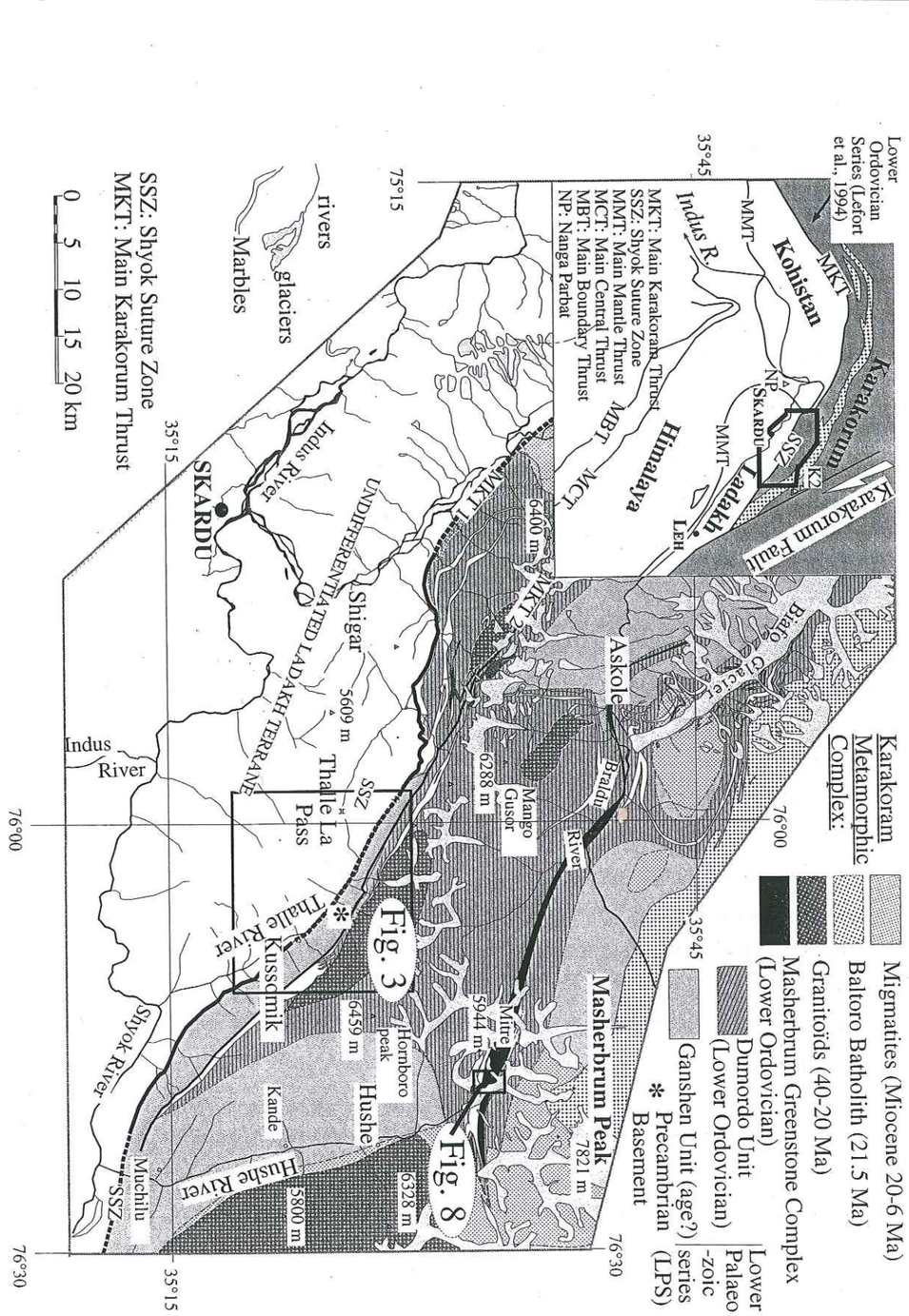
1. Introduction

Since Early Palaeozoic times, continued plate tectonics, involving closure of oceanic domains, crustal aggregation of numerous micro-plates and mountain building occurred in the central-eastern Asian realm to form the present day Himalayan mosaic. One puzzling problem concerns the Palaeozoic geodynamic setting of some parts of this mountain belt. The Karakoram, located in a central position in the tectonic canvas of central-eastern Asia (Fig. 1), is a key region for a better understanding of the geodynamics of Central-Eastern Asian Blocks during the Lower Palaeozoic.

The south-western part of the Karakoram (north-west Pakistan) has revealed the presence of Ordovician to Triassic series resting on a Pre-Arenigian (>465 Ma) basement (Talent et al., 1979; Le Fort et al., 1994; Gaetani et al., 1996). The northern Karakoram region has revealed Permian to Jurassic rocks, starting with Lower Permian terrigenous alluvial material, covered by Upper Permian and Triassic carbonate peritidal-type carbonate formations and ending up with Liassic molasses layers and shallow Upper Jurassic marine carbonates (Gaetani et al., 1990a; Flügel & Gaetani, 1991). However, the age and geodynamic evolution of the south-eastern Karakoram margin remains poorly documented, due to great tertiary metamorphic overprint in this area since the Eocene India-Asia collision (~ 50 Ma) up to Pliocene (~ 9 Ma). This metamorphism culminates with amphibolite to granulite conditions and large plutonism in the Braldu Valley (Dassu to Askole; Bertrand et al., 1988; Searle et al., 1989; Allen & Chamberlain, 1991; Lemennicier et al., 1996; Rolland et al., submitted; Fig. 2). This part of the Karakoram is currently thought to be the southern equivalent of Upper Palaeozoic northern Karakoram series (Searle, 1991). However, a lower metamorphic grade area is exposed south-west of the Braldu Valley from Upper Thalle Valley in the south to the Southern edge of the Masherbrum Peak in the north (Searle et al., 1989). This lower grade area has received much less geological visits in the recent past, but was pioneered by the previous geologists who visited the area at the end of the nineteenth century. Initial investigators of the area signalled the presence of fossiliferous limestones on the southern slope of the Masherbrum Peak, showing echinoderms of the genus *Sphaeronites* that they attributed to the Silurian. The samples were collected by E. C. Ryal during an expedition led in 1865, and were determined by Verchère (1867) and De Verneuil (1867). But, in the following expeditions, neither Lydekker (1883) nor Campbell Smith (1917) noticed the presence of such fossils. However, this Silurian age was used by Dainelli (1934) in its reconstitution of regional stratigraphy and tectonics of north-western Himalaya. Further, the Masherbrum formations were attributed a Permo-

Figure 2. Geological map of the Karakoram Metamorphic Complex (Skardu area - NE Pakistan), with locations of figures 3 and 8.

Figure 2. Carte géologique du Complexe Métamorphique du Karakoram (zone de Skardu - NE Pakistan), avec la localisation figures 3 et 8.



Carboniferous age by Gattinger (1961), on the basis of sediment facies analyse. Later on, after the field campaigns of Desio (1964) and Zanettin (1964), the foundings of Ryal and Verchère were regarded as scarcely credible, but some doubt remained as Desio and Zanettin did not reach the base of the Masherbrum Peak, area where the fossils were described. In the past thirty years no bio-stratigraphic constrains have been provided for the Palaeozoic protolith of the Karakoram, and the Silurian fossils found by Ryal were not taken into account.

The objective of this work is to give further constrains on the pre-Himalayan history of the Karakoram margin and attempt to integrate it in the geodynamic canvas of central-eastern Asian blocks during the Lower Palaeozoic. Therefore, we will focus on the lower metamorphic zone of south-eastern Karakoram which was previously explored by Ryal, from Upper Thalle Valley to the southern edge of the Masherbrum Peak (Fig. 2).

The age constrains are provided by both relative (palaeontology) and absolute (Sr, Nd, Ar isotopes) chronometers. The geodynamic setting will be reconstituted through geological and geochemical analysis of sedimentary and magmatic rocks, and their comparison with current settings.

2. Geological setting

The limits of the Karakoram block are still approximately defined, although they were largely precised in the past thirty years (Fig. 1). To the west, the western limit of Karakoram with east Hindu Kush is proposed along the Tirich Mir fault or along the Chitral fault (Gaetani et al., 1996; Zanchi et al., 1997). To the north, the boundary with south Pamirs is poorly defined, as the Wakhan part of Afghanistan is still difficult to reach for political reasons. But a limit along the Kilik fault at Chapursan has been proposed by Zanchi (1993) and Gaetani (1996), as this fault thrusts Permo-Carboniferous sediments over northern Karakoram Cretaceous sediments, and can be followed westwards to the western Karakoram (Kafarskyi & Abdullah, 1976; Buchroithner & Gamerith, 1986). To the East of the Karakoram Fault, formations have been included in the Karakoram s.l. by numerous authors (Desio, 1992; Thakur & Misra, 1984; Rai, 1983; Searle et al., 1998). But this interpretation is still debated, as Gaetani et al. (1990a) and Gaetani et al. (1990b) proposed that the sedimentary successions of the Shaksgam Valley could belong to the south Pamirs, as also supported by descriptions of the Qiantang area by Sun (1993). To the South, the boundary with the Ladakh Terrain is a complex suture zone closed in the upper Cretaceous (the Shyok Suture Zone) and reactivated during the Tertiary (Main Karakoram Thrust; Tahirkeli et al., 1979; Hanson, 1989; Treloar et al., 1989; Searle, 1991; Rolland et al., in press).

The Karakoram is composed of two east-west striking belts separated by the axial batholith of Mid-Cretaceous to Upper Tertiary age (Debon et al., 1987). The northern sedimentary belt is formed by Permian to Jurassic slates and limestones (Gaetani et al., 1990a; Flügel & Gaetani, 1991, Gaetani, 1996). The southern Karakoram belt is known as the Karakoram Metamorphic Complex (Desio, 1964; Desio et al., 1985; Searle et al., 1989). In the south-astern Karakoram (Skardu area, Fig. 2), the Karakoram Metamorphic Complex is mainly made of metasediments, which have been divided in the Ganshen Formation (paragneisses and minor marbles) and the Dumordo Unit (principally marbles and marls; Desio, 1964), and of various metagranitoids (orthogneisses). A minor proportion of amphibolites and metabasites occur from Askole in the west, to the upper Hushe Valley (south of the Masherbrum Peak). This last series, refereed to as the Panmah ultramafic-mafic unit by Searle et al. (1989) and Searle & Tirrul (1991), and presumed to be a Mesozoic suture remnant by these authors, or to represent the Shyok Suture Zone volcanics folded into the southern Karakoram margin (Bertrand et al., 1988). This unit is better preserved South of the Masherbrum Peak, where it shows slices of various magmatic origins, and minor ultramafic interlayers, consequently we prefer the name of Masherbrum Greenstone Complex to that of Panmah ultramafic-mafic unit.

These units were intensely deformed during the Himalayan period, which started with the collision of Indian and Asian plates at ~ 50 Ma (Treloar et al., 1989; Tonarini et al., 1993; de Sigoyer et al., 2000; Rolland et al., in press). The tectonic style during the 50-20 Ma period corresponds to the stacking of a poly-metamorphic pile in a NW-SE aligned, south vergent compressive context, associated to intense isoclinal folding (Searle et al., 1989, Allen & Chamberlain, 1991). During this period, a first phase of magmatism occurred with the intrusion of Mango Gusor type granites, the Mango Gusor pluton being dated to 37 Ma (Searle et al., 1989). The tectonic pile was afterwards intruded by the large Baltoro Batholith at ~ 20 Ma, which crosscuts the Karakoram with an east-west direction (Debon et al., 1987). During the later period (20-6 Ma), intense migmatization and granulitisation occurred along the Braldu Valley (Fig. 2), linked to the development of a thermal anomaly (Lemennicier et al., 1996; Rolland et al., in prep.).

3. Results

During summers 1997 and 1998, we particularly investigated the Braldu, Masherbrum and Thalle Valley areas, where we analysed the Ganshen and Dumordo units, the Masherbrum Greenstone Complex and some recent granites, but we also discovered a Precambrian basement, which has not been described yet (Figs. 3 & 4).

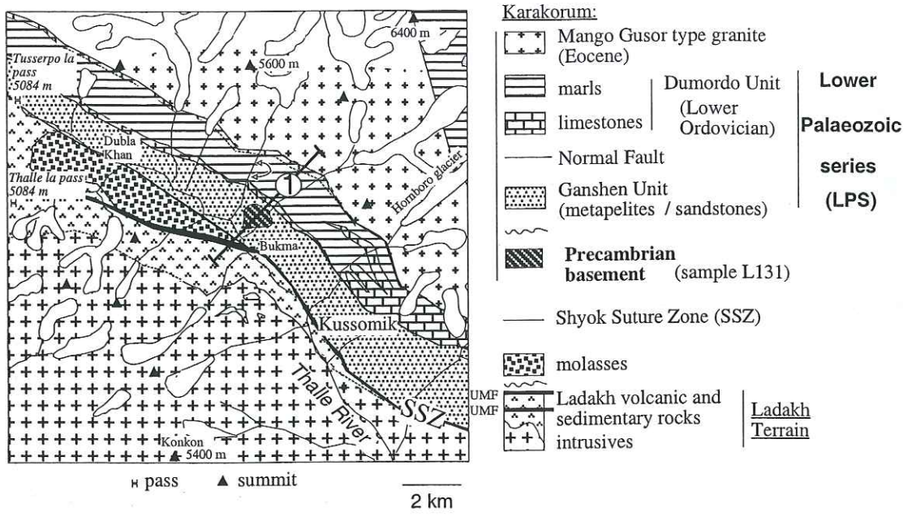


Figure 3. Geological map of the southern Karakoram Margin and Shyok Suture Zone in the Upper Thalle Valley (location on figure 1). 1: cross-section of figure 4.

Figure 3. Carte géologique de la marge sud-Karakoram et de la zone de suture de Shyok, dans la haute vallée de Thalle (localisation sur la figure 1). 1: coupe de la figure 4.

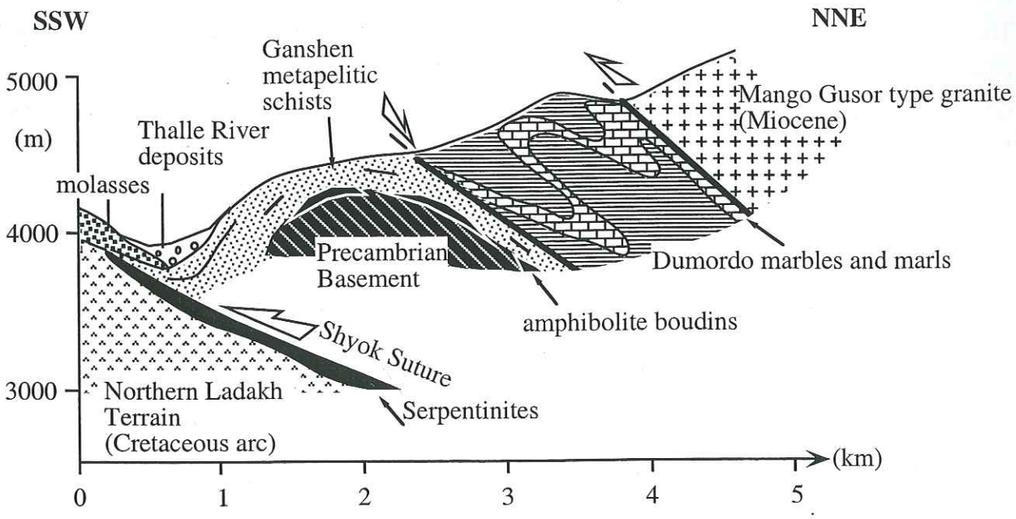


Figure 4. Cross-section of the Southern Karakoram margin in the Upper Thalle Valley. For location of the section and nature of symbols, see figure 3.

Figure 4. Coupe de la marge sud-Karakoram dans la haute vallée de Thalle. Pour la localisation de la coupe et la nature des symboles, voir la figure 3.

3.1. The Precambrian basement

The Precambrian basement outcrops in a kilometre large window on the northern side of the MKT in the Upper Thalle Valley, near the village of Kussomik (Figs. 3 & 4). It appears in the core of an anticline, on the northern limb of the Shyok Suture. It is overlain by lower Palaeozoic pelitic series (see § 4.2) along a discontinuous and boudinated amphibolite layer (Fig. 4). The basement (sample L131) is a mildly foliated metadiorite. In thin section, the metadiorite consists of centimetre large magnesio-hornblende / pargasite and plagioclase crystals with abundant accessory phases (sphene, apatite and magnetite) metamorphosed in the greenschist facies with minor occurrence of chlorite at the rim of the amphibole or in the matrix. Microprobe analyse of amphibole grains shows a progressive substitution of a pargasitic edenite core, with a Ca/K of ~ 20 by magnesio-hornblende towards the rim showing a Ca/K of ~ 15.

Ar-Ar spectra of the amphibole separate of sample L131 is presented on figure 5A. It displays a staircase age spectrum from the lower temperature step (703°C; 166 Ma) to the higher temperature step (1287°C; 651 Ma). Age increase correlates with increasing Ca/K values from 0-7 to 20 (Fig. 5B). This discordant argon spectrum suggests important Ar loss of amphibole through recrystallisation during greenschist grade Himalayan metamorphism. We believe that, as already proposed for some metabasites from the Shyok Suture Zone by Villa et al. (1996), the higher Ca/K ratios displayed by the older age steps of the Ar-Ar spectrum reflect the contribution of the amphibole core. Recent systematisations of age-chemistry correlations are given by Belluso et al. (2000) and Villa et al. (2000). The core would probably represent the magmatic stage, whereas the rim would represent metamorphic reequilibration. In particular, the very low Ca/K values of the lower age steps (0-7) are due to the contribution of phyllosilicates. Consequently, the age of 651 Ma may be considered as a minimum age for the Precambrian basement in regard to Ar loss of the amphibole core.

The geochemical analyses of sample L131 are presented in Table I and figure 6. L131 is a high-Mg diorite, with similar major element contents as current Mg-rich andesites (Shinjo, 1999; Kay, 1978). L131 has mafic characteristics including high Mg # ($Mg/Mg+Fe^{2+}$ = 0.72), elevated $Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 + MnO$ (10.7 wt%) and relatively high Ni and Cr contents (63 and 11 ppm, respectively), for such a SiO_2 content. In spite of this mafic character, L131 displays a marked negative Nb-Ta anomaly [$(Nb/La)_{MORB\text{-}N}$ = 0.2], typical of arc lavas. Further, it displays high LREE and low HREE contents [$(La/Yb)_{Chondrite\text{-}N}$ = 9.1] and a relatively high Sr content (385 ppm), which are found in adakitic lavas (Martin, 1999; Defant & Drummond, 1990; Sajona et al., 1996). These compositions are therefore transitional between adakites and typical calc-alkaline arc lavas, suggesting a supra-subductive setting and a high geothermal gradient (e.g., Martin, 1986).

3.2. The Lower Palaeozoic series

In the Upper Thalle Valley, the basal part of the Lower Palaeozoic Series is a thick band of metapelites (quartz, K-feldspar, biotite/chlorite, muscovite) and sandstones / quartz-arenites overlying the Precambrian Basement (Figs. 3 & 4), and forming a 2500 - 3500 meters thick band parallel to the Shyok Suture. The mainly silico-clastic nature of this basal part resembles the Ganshen Unit and Hushe gneisses (Desio, 1964). In the metapelitic lithologies, the assemblage: muscovite + biotite + quartz ± K-feldspar corresponds to greenschist facies metamorphic conditions. This basal part of the Lower Palaeozoic Series is structurally overlain by a folded sequence of marls and limestones (upper part). The contact between the two parts is a north dipping extensive fault (Fig. 4). The mineralogical nature of the upper part shows lower metamorphic grade assemblages at the anchizone – greenschist facies transition (calcite, smectite/chlorite, quartz ± phengite). The mainly carbonaceous nature of this upper part resembles the Dumordo Unit described by Desio (1964). The limestones display abundant palaeontological faunas, mainly graptoliths and crinoids clasts, mixed with rounded quartz grains (≤ 5 mode-%), defining a detrital platform-type environment. The graptoliths are of the type *Dictyonema flabelliform* (F. Atrops, Lyon, pers. Comm.), characteristic of the Lower Ordovician. In parallel to this palaeontological age, we have measured the isotopic Sr ratio of a purely carbonated graptolith-crinoid bearing marble. The measured $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio was plotted in the Sr isotope evolutionary curve of seawater versus time of Burke et al. (1982), (Fig. 7). The graptolith-bearing sample yielded a $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of 0.709060 ±11, which corresponds to an age of 480 ± 25 Ma on the curve of Burke et al., therefore representative of a Lower Ordovician age. To test the validity of the Sr age estimations, two foraminifera-bearing samples of known age (*Mesorbitolina*, Albian-Aptian), from the neighbouring Shyok Suture Zone, were analysed with the same method and yielded a $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of 0.707184 ±11 in accordance with an Albian age of 105 ± 5 Ma. In each case, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio is conform to the palaeontological age, confirming the validity of the geochemical method of dating.

3.3. The Masherbrum Greenstone Complex

3.3.1. Structure of the Masherbrum Greenstone Complex

The Masherbrum Greenstone Complex is a kilometre thick sequence best preserved on the right side of the Masherbrum glacier from an elevation of 3900 to 6000 metres (Figs. 2 & 8). It is mainly constituted of slices of discontinuous thicknesses, generally of ± 100 meters thick, of metagabbros, metavolcanics, ultramafics and metapelites suggesting a dismembered ophiolitic sequence.

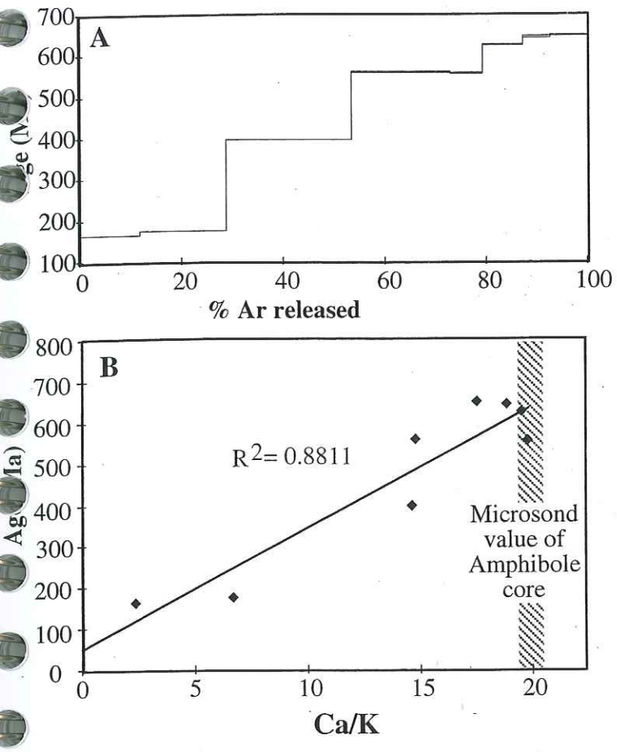


Figure 5. A, Ar-Ar spectra of L131 hornblende separate. B, Ca/K vs. age diagram (calculated from the data obtained with the rare gas spectrometer). The Ca/K ratio of amphibole core, obtained with a microsond, has also been shown. Note the good fit of amphibole core Ca/K microsond ratio value with older steps (651 Ma) Ca/K ratio values.

Figure 5. A, spectre Ar-Ar du séparat de hornblende de l'échantillon L131. B, diagramme Ca/K vs. age (données obtenues à partir des analyses spectromètriques de gaz rares). Le rapport Ca/K du cœur de l'amphibole, obtenu avec la microsonde, à également été reporté. Notez la bonne correspondance du rapport Ca/K du cœur d'amphibole obtenu par microsonde avec le rapport Ca/K des paliers d'âges supérieurs (651 Ma).

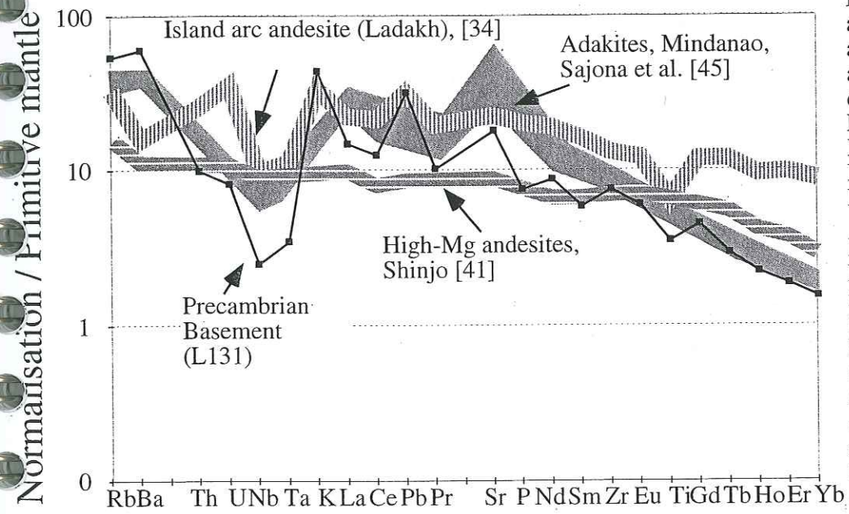


Figure 6. Primitive mantle normalised element pattern of Precambrian Basement (sample L131, filled boxes). Patterns of adakites, high-Mg andesites and of a typical (Ladakh) island arc andesite are shown for comparison. Note the good fit of L131 and adakites, except a deeper Nb-Ta negative anomaly. Normalisation values of Sun and Mac Donough (1989).

Figure 6. Analyse géochimique de l'échantillon de socle Précambrien, normalisé au manteau primitif (carrés noirs, échantillon L131). Les profils normalisés des adakites, des andesites magnésiennes et d'une andésite d'arc volcanique du Ladakh, sont montrés pour comparaison. Notez la ressemblance des profils d'adakites avec l'échantillon L131, excepté une anomalie négative en Nb-Ta plus forte pour L131. Valeurs de normalisation de Sun et Mac Donough (1989).

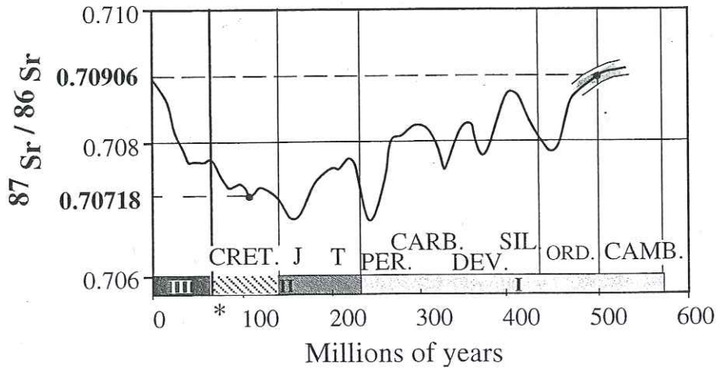


Figure 7. 87Sr/86Sr values of analysed Karakoram and Ladakh marbles plotted on the Sr isotope evolution curve of marine samples through time of Burke et al. [47].

Figure 7. Valeurs isotopiques 87Sr/86Sr des marbres du Karakoram et du Ladakh, placées sur la courbe d'évolution isotopique de l'eau de mer au cours du temps de Burke et al. [47].

The whole series defines a kilometre-thick unit folded inside the Dumordo marbles (Figs. 8 & 9A-B). The curved shape of the tectonic slices of different origins, which appear to thin and truncate laterally suggest that the initial tectonic stacking of units occurred before folding. The superposition of ophiolitic slices on serpentinised ultramafics suggests that the serpentinite lithologies may served as "soap layers", and that the "décollement" was possibly initiated during an intra-oceanic deformation phase. The whole sequence was subsequently thrusted over the Lower Palaeozoic Series marbles (Figs. 8 and 9A-B). The directions of the folds and of the contacts range between 90 and 110°E, showing a strong transposition of all original tectonic and lithological surfaces in the direction of Eocene-Miocene Himalayan structures (as for instance the Shyok Suture Zone, 20 km to the south; Fig. 2). The Himalayan deformation was mainly ductile and characterised by large and steep isoclinal folds. Some south-dipping faults (φ in Fig. 9B), associated with ductile normal shearing reactivate the tectonic pile, probably in consequence to the intrusion of the Miocene Baltoro granitic batholith and of doming, which occur to the north (Bertrand et al., 1988; Searle et al., 1989; Lemennicier et al., 1996).

3.3.2. Lithology

The lower slices of the complex (200-300 m; a in Fig. 9B) are formed by metagabbros cross-cut by a doleritic dyke swarm, the dikes thickness ranging 10-40 cm. In thin sections, both gabbros and dolerites show finely recrystallised pyroxene patches into acicular amphibole (<1 mm long) and triple-jointed albite ± epidote grains.

A slice of volcano-sedimentary formations of ~ 100 metres thick is interlayers in the lower gabbroic scales (b in Fig. 9B). These formations are made of thin (0.5-30 cm) layers of metabasites and metapelites, and rare bands of leptynite. In thin sections, the metapelites are finely recrystallised into muscovite – quartz – biotite – albite ± garnet ± staurolite, whereas the metabasites are finely recrystallised into tschermackite – albite – epidote ± biotite. The very fine structure of the rocks and layering of Fe-Mg rich / silica rich levels suggest that the protholith was made by alternated volcanic tuff and sedimentary layers.

Further up, irregular slices of ultramafics (150-200 metres thick; c in Fig. 9B) overlain the metagabbros. Ultramafics are made of thick talc - Mg-chlorite – magnesite layers, containing preserved boudin cores of serpentinite. Serpentinite shows minor proportions of calcite (5-15%) and more important proportions of antigorite and bastite serpentine (90-80%) in replacement of clinopyroxene, olivine and orthopyroxene respectively, and millimetre-large rounded chrome spinel cores, surrounded by magnetite rims (1-8%). Consequently, the protholith of these ultramafics should have been mainly of harzburgitic composition, as minor proportion of calcite may feature minor proportion of initial clinopyroxene.

Unit	Masherbrum Complex								P.B.
Sample N°.	**L10**	**L4**	**L12**	**L36**	**L28**	**L27**	**L20**	**L13**	**L131**
Lithology	gabbro	B andesite	diorite	gabbro	gabbro	diorite	basalt	high-Mg and.	High-Mg
Type	Arc type			Back-Arc type			OIB-type	dolerite	diorite
Major elements (wt%-normalised to 100%)									
SiO_2	51.06	53.92	58.24	50.80	53.74	60.43	49.57	56.50	57.85
TiO_2	0.69	0.78	0.81	0.33	0.87	1.00	3.54	0.36	0.77
Al_2O_3	17.09	17.16	16.76	16.74	17.32	15.02	14.17	13.60	14.42
Fe_2O_3	1.59	1.46	1.35	1.10	1.60	1.48	2.12	1.25	1.15
FeO	8.11	7.44	6.89	5.60	8.17	7.54	10.81	6.35	5.88
MnO	0.52	0.16	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.16	0.15
MgO	7.40	5.67	4.17	10.80	6.36	4.53	8.33	8.92	8.57
CaO	10.82	10.26	9.00	12.35	8.15	5.14	8.85	9.68	6.99
Na_2O	2.44	2.68	2.27	1.99	3.26	4.24	1.94	2.97	2.69
K_2O	0.15	0.26	0.22	0.12	0.35	0.42	0.07	0.20	1.33
P_2O_5	0.11	0.20	0.16	0.04	0.07	0.08	0.47	0.02	0.17
LOI	0.80	0.65	0.34	1.44	1.35	0.70	8.88	0.74	2.12
Trace elements (ppm)									
Ba	53	73	43	12	30	24	36	39	424
Rb	0.86	3.63	5.43	4.67	6.56	6.34	1.40	1.86	34.35
Sr	365	458	528	117	225	139	404	126	386
Ta	0.12	0.19	0.57	0.04	0.23	0.11	1.61	0.32	0.14
Th	1.82	3.43	4.03	0.13	0.59	0.32	2.94	2.54	0.86
Zr	80	83	130	26	79	70	230	52	86
Nb	1.6	2.4	4.0	0.5	2.7	1.1	26.4	3.9	1.8
Y	15.30	20.07	22.45	13.74	26.30	18.78	27.65	15.26	9.74
Hf	0.57	1.08	0.51	0.31	0.31	0.40	0.63	0.32	0.46
Cr	107	59	28	308	23	22	254	15	11
Ni	46	28	14	96	61	9	211	125	63
Co	72	62	46	48	92	45	69	469	578
U	0.756	1.125	1.370	-	0.173	0.082	0.647	0.614	0.173
Pb	13.04	7.86	7.38	4.31	9.40	1.80	6.90	4.91	5.97
Cs	0.06	1.25	1.55	1.79	1.69	1.64	0.34	0.23	0.77
La	8.01	14.53	14.35	0.74	3.27	1.85	26.78	5.88	10.28
Ce	17.92	29.56	29.83	2.15	7.83	5.07	62.16	12.20	22.69
Pr	2.36	3.83	3.68	0.38	1.18	0.83	8.22	1.39	2.84
Nd	10.35	16.73	14.83	2.13	5.70	4.53	36.48	5.34	12.06
Sm	2.70	4.06	3.58	0.89	1.94	1.72	8.72	1.43	2.65
Eu	0.785	1.239	0.976	0.354	0.795	0.425	2.738	0.606	1.024
Gd	2.60	3.88	3.46	1.09	2.13	2.03	7.83	1.59	2.73
Tb	0.432	0.617	0.551	0.236	0.425	0.435	1.173	0.276	0.323
Dy	2.41	3.32	3.48	1.70	3.04	2.82	5.66	1.87	1.76
Ho	0.497	0.675	0.780	0.409	0.709	0.608	0.993	0.441	0.370
Er	1.43	1.97	2.03	1.10	1.89	1.85	2.47	1.17	0.90
Yb	1.235	1.742	1.882	1.071	1.764	1.757	1.686	1.157	0.764
Lu	0.185	0.257	0.276	0.165	0.268	0.256	0.229	0.181	0.118
$(La/Sm)_{Chondrite-N}$	1.9	2.3	2.5	0.5	1.1	0.7	1.9	2.6	2.4
$(La/Yb)_{Chondrite-N}$	4.4	5.6	5.2	0.5	1.3	0.7	10.7	3.4	9.1
Mg#	60	58	50	76	56	50	55	72	72
Isotopic ratios:									
$^{143}Nd/^{144}Nd$	-	0.512713±8	0.512751±10	0.513037±9	0.512969±11	0.513039±5	0.512689±3	0.512538±11	-
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{472}$	-	0.51226	0.51237	0.51233	0.51240	0.51243	0.51224	0.51204	-
$\varepsilon(Nd)_{472}$	-	4.49	6.16	5.96	7.23	7.83	4.15	0.13	-
$^{147}Sm/^{144}Nd$	-	0.14656	0.12880	0.22713	0.18397	0.19678	0.14453	0.16228	-
$^{87}Sr/^{86}Sr$	-	0.705246±9	0.705432±30	0.704846±21	0.706582±19	-	-' (*)	0.706750±25	-
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{472}$	-	0.70510	0.70523	0.70407	0.70601	-	-	0.70646	-
$\varepsilon(Sr)_{472}$	-	16.30	18.30	1.79	29.42	-	-	35.77	-

P.B.: Precambrian Basement.; B andesite: Basaltic andesite; and.: andesite
(*): not determined due to elevated LOI
Table I - Geochemical analyses of Precambrian Basement and of the Lower Ordovician Masherbrum Greenstone Complex of the Karakoram.

Local presence of chrome spinel layers suggests some layering of the ultramafic series.

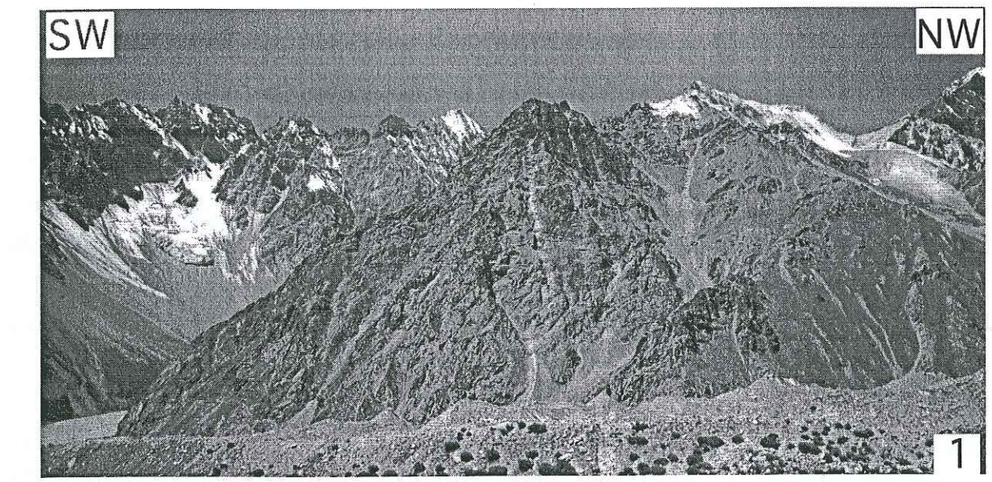
At the top of the series (d in Fig. 9B), a thick band of dark metabasites is comprised between two layers of ultramafics. The rocks are very homogeneous, black and thin-grained, appearing to form thick flow successions. In thin sections, the metabasites show very thin recrystallisation of calcite - chlorite - actinolite - albite with no trace of previous phenocrysts, suggesting that the protolith may have been an aphanitic lava.

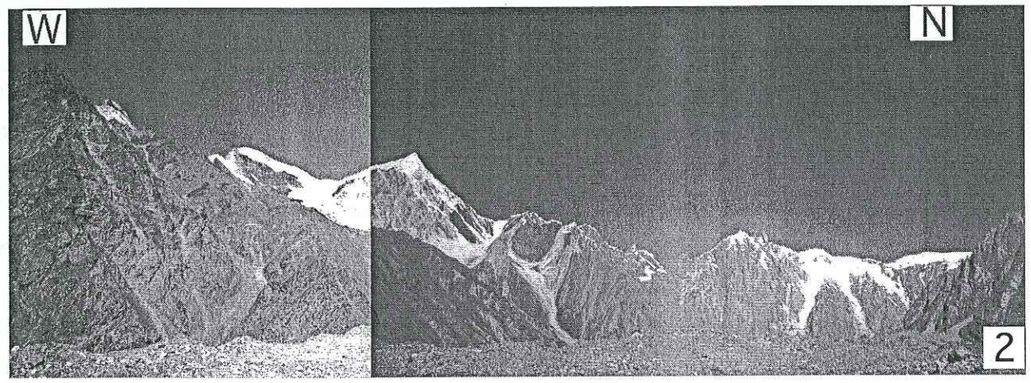
Consequently, the lithological associations of the Masherbrum Greenstone Complex appear to form dismembered sections of a complete ophiolite series defined as harzburgitic ophiolite type by Nicolas & Jackson (1972) and Nicolas (1989). From field investigations, the following reconstitution could be proposed, from base to top:

- the ultramafics present signs of layering and segregation, and could represent the transitional zone or basal cumulitic zone of an oceanic crust;
- the gabbroic section, cross-cut by the sheeted dyke swarm, which could represent the cumulative ophiolitic section;
- the basaltic section at the sea-floor level, which would represent the upper part of the ophiolite;
- the overlying pelagic / volcaniclastic sediments.

3.3.3. Mineralogy

Most initial minerals were metamorphosed during Himalayan metamorphism, such the primary minerals pyroxene - plagioclase sometimes recognisable texturally in the metabasites, which has been recrystallised into albite - tschermakite - epidote ± biotite. Metapelites display biotite - muscovite - albite - quartz ± garnet ± staurolite, defining epidote-amphibolite facies metamorphic conditions. However, spinel relicts in the ultramafics show some well-preserved chromitic cores from metamorphism (Fig. 10A), displaying high Cr_2O_3 (> 40 wt%), moderate Al_2O_3 (~ 20 wt%), FeO_t (~ 25 wt%), MgO (~ 5wt%) and TiO_2 (< 0.1 wt%) contents. In a plot of Cr# (atomic ratio of Cr/[Cr+Al]) vs. Mg# (atomic ratio of Mg/[Mg+Fe^{2+}]) of spinel core compositions, Masherbrum spinels differ notably to oceanic mantle spinels in having higher Cr# and lower Mg# (Fig. 10B). Masherbrum spinels show similar compositions as arc cumulate spinels (Kepezhinskas et al., 1993; Arai, 1992; Fig. 10B), and are in the field of Kohistan arc spinels (Jan & Windley, 1990). Considering their low Fe# (atomic ratio of Fe/[Fe + Cr + Al]) and TiO_2, Masherbrum spinels appear to be very close to boninitic mantle spinels (Orberger et al., 1995; Fig. 10C).





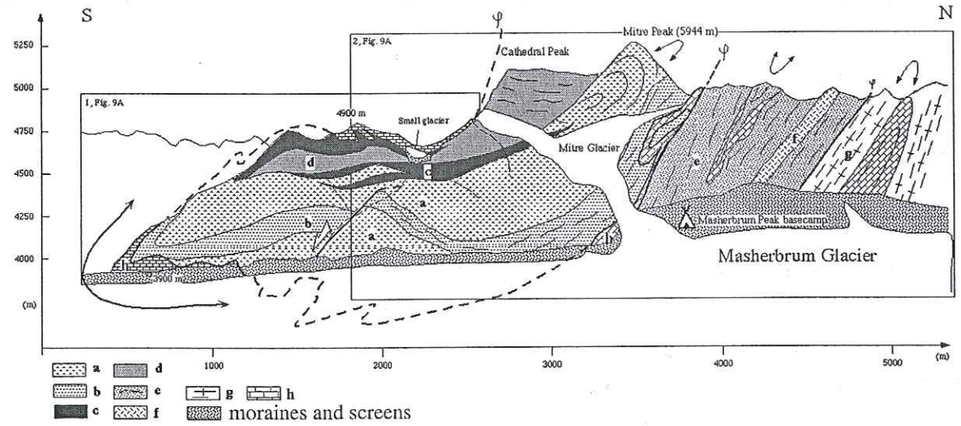


Fig. 9. A: Panoramic view of the Masherbrum Greenstone Complex (photos taken from the left side of the Masherbrum Glacier). B: Geological cross-section (corresponding to pictures 1 & 2, Fig. 9A). a: gabbroic slices; b, volcano-sedimentary slice; c, ultramafics; d, metabasaltic slice; e, metapelites (ganshen Unit); f, granitic dyke; g, orthogneisses and h, marbles.

Fig. 9. A: vue panoramique du complexe de roches vertes du Masherbrum (photos prises de la rive gauche du Glacier du Masherbrum). B: Coupe géologique (correspondant aux photos 1 & 2, Fig. 9A). a: écailles de gabbro; b, écaille de matériel volcano-sédimentaire; c, ultramafites; d, écaille de métabasaltes; e, métapélites (ganshen Unit); f, dyke granitique g, orthogneiss et h, marbres.

3.3.4. Geochemistry

8 samples have been collected through the different mafic and ultramafic slices of the Masherbrum Greenstone Complex (cf. Fig. 8) and analysed by XRF and ICP-MS for major and trace elements (see analytical method in annexe of the article and Table 1).

Although alteration and upper greenschist grade metamorphism generally restrict the use of major element data, Masherbrum Greenstone Complex samples can be separated clearly in two distinct groups considering major elements:

Most samples (6 samples from L4, L10, L12, L27, L28 and L36 in Table I) display a wide silica range from 51 to 60 wt%. Silica poor samples (SiO_2 = 51 - 54 wt%) show relatively high MgO (6 - 11 wt%), Al_2O_3 (17 wt%) and CaO (10.5 - 12.5 wt%), and low TiO_2 (0.3-0.8 wt%) and Na_2O+K_2O contents (1.8 - 3.7 wt%); whereas silica rich samples (SiO_2 = 54 - 60 wt%) display relatively low MgO (4.2 - 4.5 wt%), Al_2O_3 (15-17 wt%), CaO (5 - 9 wt%) and slightly higher TiO_2 contents (0.8-1%) and high Na_2O+K_2O contents (up to 4.6 wt%). Such low TiO_2 and high Al_2O_3 contents for most primitive samples are typical of tholeiitic arc to calc-alkaline arc series.

Two particular samples (L20 and L13) show lower Al_2O_3 contents (~ 14 wt%). Sample L20 shows higher FeO_t, TiO_2 (3.5 wt%) and lower CaO (8.8 wt%) than the first group of samples at equivalent SiO_2 contents, whereas sample L13 very low TiO_2 (0.4 wt%) and Al_2O_3 (13.6 wt%), and a high MgO (8.9 wt%) contents, for 57 wt% SiO_2. The particularly high TiO_2 and low Al_2O_3 contents of L20 are typical of alkaline lavas, whereas the elevated MgO and low TiO_2 contents of L13 is characteristic of high-Mg andesites.

Trace element data allow more distinctions between these rocks. Distinctions can be made on the basis of the more immobile elements considering alteration and metamorphism: Ta, Nb, La, Y, Th and REE (Rare Earth Elements) contents. The calc-alkaline to tholeiitic samples can be separated in two types (Fig. 11):

-(i) an arc type (samples L4, L10, L12), characterised by enrichments in LREE (Light REE) vs. HREE (Heavy REE), with high $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ (Table I, 1 Fig. 11A). MORB-normalised spidergrams (1, Fig. 11B) show clear negative Nb-Ta, P and Ti anomalies and positive Th anomalies, characteristic of an arc setting.

-(ii) a depleted to undepleted LREE type (samples L27, L28, L36), showing very slight negative Nb-Ta, P and Ti anomalies and positive Th anomalies (2, Fig. 11B), which suggests that these rocks were more probably emplaced in a mid oceanic ridge setting, in a back-arc basin environment or in a more primitive arc environment.

The more alkaline samples (L20 and L13) show contrasting REE and trace elements patterns (3, Fig. 11A-B). L20 metabasalt displays a very strong LREE enrichment, and no particular trace element anomalies, which is typical of alkali and more likely OIB-type lavas.

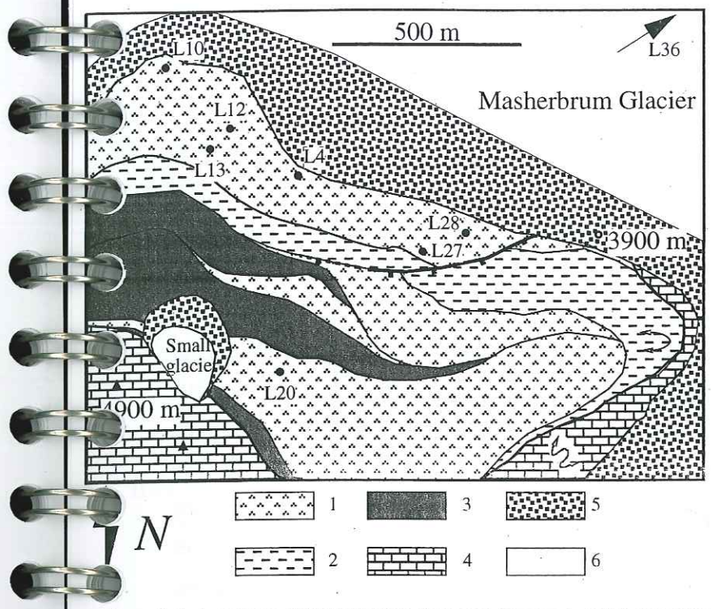


Figure 8. Geological map of the Masherbrum Greenstone Complex. 1, gabbro-dioritic rocks; 2, volcano-sedimentary rocks; 3, ultramafic rocks; 4, crinoid-graptolith bearing marbles; 5, screens, torrential alluviums and moraines; 6, glacier.

Figure 8. Carte géologique du complexe de roches vertes du Masherbrum. 1, roches gabbro-dioritiques ; 2, roches volcano-sédimentaires ; 3, roches ultramafiques ; 4, marbres à crinoïdes et graptolites ; 5, éboulis, alluvions torrentiels et moraines ; 6, glacier.

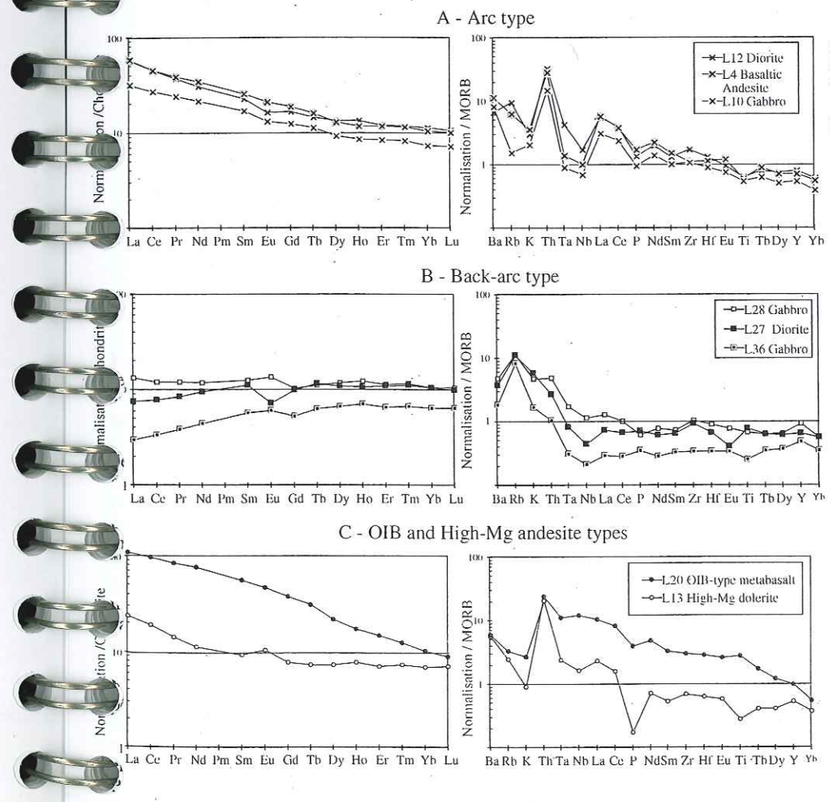
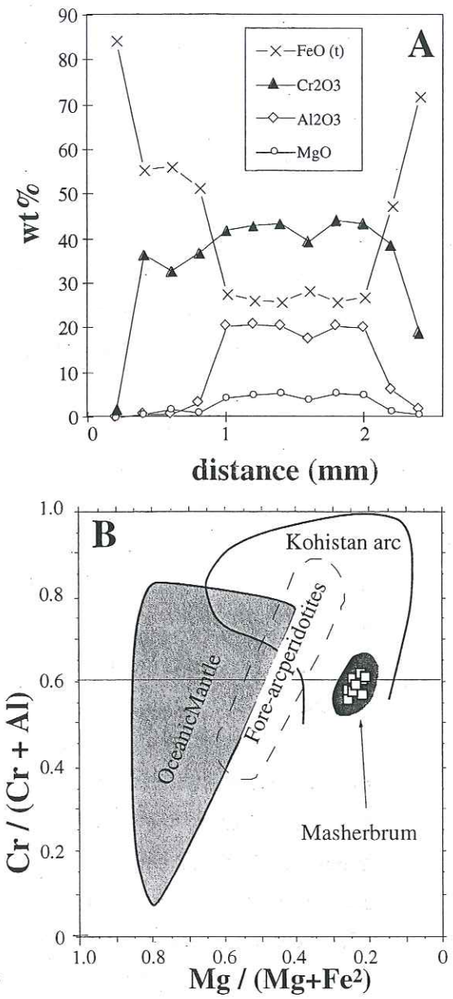


Figure 11. A. Chondrite-normalised and B. MORB-normalised element patterns of Masherbrum Greenstone Complex magmatic rocks. Chondrite normalisation values are from Evensen et al. (1978) and MORB normalisation values are from Sun & Mac Donough (1989)

Figure 11. A. diagramme multi-élémentaire (Terres Rares) normalisé aux valeurs chondritiques de Evensen et al. (1978) et B. diagramme multi-élémentaire (éléments en traces et Terres Rares) normalisé aux valeurs caractéristiques des MORB (Sun & Mac Donough. 1989). des roches magmatiques du complexe de roches vertes du Masherbrum.



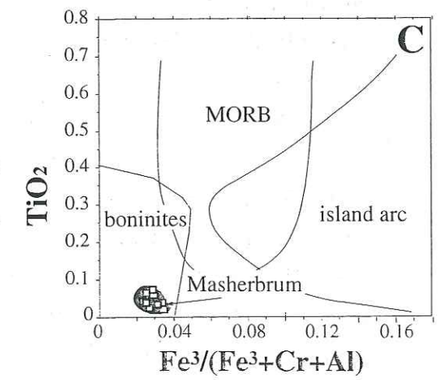


Figure 10. Chemical composition of Masherbrum Cr-spinels. A. single-mineral profiles. B. Cr# vs. Mg# diagram: the field for oceanic mantle is from Dick and Bullen (1984). the field for fore-arc mantle is from Parkinson and Pearce (1998) and Ishii et al. (1982) and the field of Kohistan arc complex mantle is from Jan and Windley (1990). C. TiO_2 vs. Fe# diagram from Orberger et al. (1995). Only spinel core values are plotted in B and C diagrams.

Figure 10. Composition chimique des spinelles chromifères du Masherbrum. A. profil microsonde d'un spinelle chromifère. B. diagramme Cr# vs. Mg# du spinelle: le champ du manteau océanique est d'après Dick et Bullen (1984), celui du manteau d'avant-arc est d'après Parkinson et Pearce (1998) et Ishii et al. (1982), et celui du manteau du complexe d'arc du Kohistan arc est d'après Jan et Windley (1990). C. diagramme TiO_2 vs. Fe# de Orberger et al. (1995). Seules les valeurs des cœurs de spinelle ont été représentées dans les diagrammes B et C.

L13 high-Mg dolerite shows slight arc features, with only slight Nb-Ta and strong P and Ti negative anomalies, a marked Th positive anomaly. L13 high-Mg dolerite has a clear LREE enrichment and a flat HREE pattern, similar to current high-Mg andesites (e.g., Shinjo, 1999).

As the importance of the Nb-Ta depletions and Th enrichments are generally diagnostic of crustal contamination in supra-subductive settings, the Ta/Yb vs. Th/Yb diagram is commonly used to evaluate the arc affinity and crustal components in geochemical signatures (Pearce 1982; Fig. 12). Hence, in order to compare the Masherbrum rocks with current arc – back-arc settings, we have also plotted the values of Vanuatu and Mariana arc lavas and of North Fidji basin dragged samples (Volpe et al., 1987; Nohara et al., 1994; Eissen et al., 1994). The Masherbrum arc-type samples (L4, L10 and L12) have high Th/Yb and low to intermediate Ta/Yb ratios, plotting in the upper calc-alkaline field defined by Pearce (1982). They show similar Th/Yb ratios as most differentiated Vanuatu arc lavas, but transitional Ta/Yb ratios, between most differentiated Vanuatu arc lavas and OIBs.

The depleted-undepleted LREE samples (L27, L28, L36) show low Ta/Yb and Th/Yb values, in the tholeiitic field defined by Pearce (1982). These samples plot between the fields of N-MORBs and those of primitive Mariana and Vanuatu arc lavas, with some Th enrichment probably linked to a subduction component (S in Fig. 12). The shift towards higher Ta/Yb for sample L28 features an enrichment that may be due to the source (W in Fig. 12). Back-arc basin lavas are generally distinguished from MORBs considering their relative LILE, LREE and Th enrichments and Nb-Ta negative anomalies, linked to the influence of subduction (Tarney et al., 1981; Saunders and Tarney, 1984). Considering that the depleted-undepleted LREE samples show intermediate geochemical features between MORB and arc lavas, they more likely represent a back-arc basin environment.

Finally, the last two samples, and in particular L20, show high Ta/Yb values. Sample L20 plots in the field of OIB-type lavas, whereas sample L13 plots in the upper calc-alkaline field, with transitional Ta/Yb ratio between OIB and most differentiated Vanuatu arc lavas.

In summary, the Masherbrum Greenstone Complex preserves contrasting geochemical types: a LREE-enriched type similar to lavas erupted in current evolved arc settings, a LREE-depleted type similar to the lavas emplaced in back-arc settings and more alkaline rocks, featuring the contribution of an OIB-type end-member. These contrasting geochemical types, which interlayer, suggest either the aggregation of different blocks or heterogeneities in the source region. Answering this question requires an isotopic analyse of the samples.

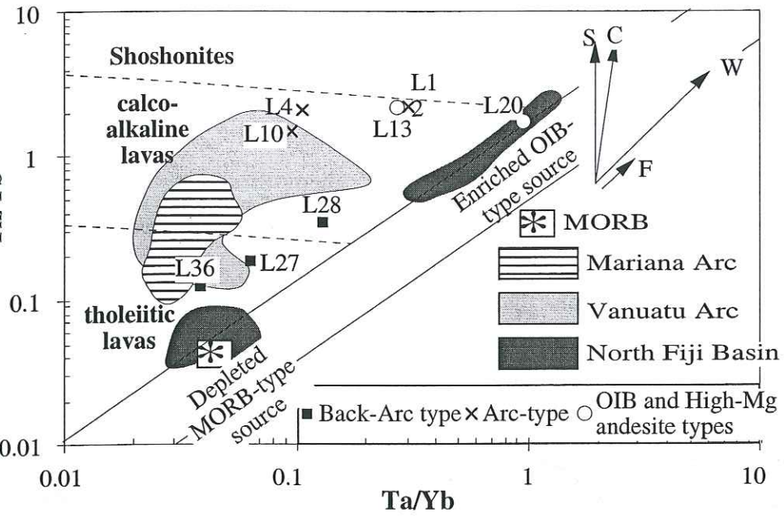


Figure 12. Ta/Yb vs. Th/Yb diagram of Pearce (1982). The vectors indicate geochemical variations linked to: crystal fractionation (F), source effects (W), crustal contamination (C) and subduction metasomatism (S).

Figure 12. Diagramme Ta/Yb vs. Th/Yb de Pearce (1982). Les vecteurs indiquent des variations géochimiques liées : à la crystallisation fractionnée (F), à des effets de source (W), à de la contamination crustale (C), et au métasomatisme supra-subductif (S).

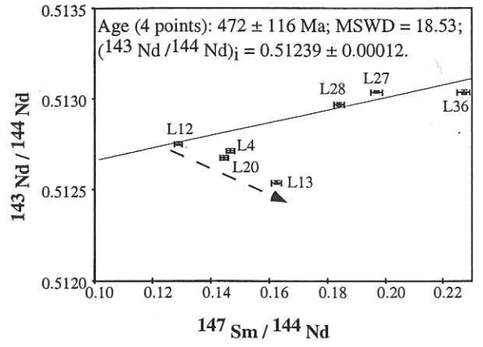
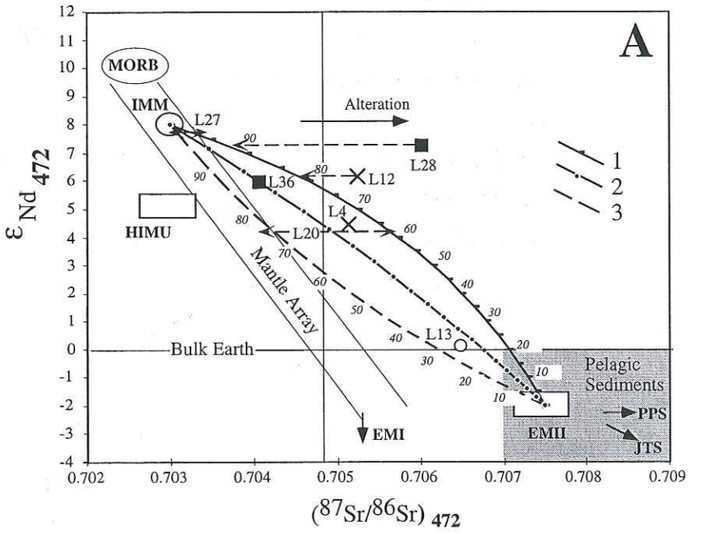


Figure 13. 143Nd /144Nd vs. 147Sm/144Nd whole-rock pseudo-isochron diagram. The trend towards lower Sm/Nd and 143Nd /144Nd ratios reflects source heterogeneity. Thus the age that has been calculated does not take into account these points, and the large error may reflect source heterogeneity. However, the trend defined by samples L12, L28, L27 and L36 remains compatible with a lower Ordovician age.

Figure 13. Diagramme 143Nd /144Nd vs. 147Sm/144Nd, pseudo-isochrone sur roche totale. L'alignement de points vers des rapports Sm/Nd and 143Nd /144Nd plus bas reflète une hétérogénéité de source. Ainsi, l'âge calculé ne tient pas compte de ces points. L'alignement défini par les échantillons L12, L28, L27 et L36 reste compatible avec un âge Ordovicien inférieur.

Figure 14. A, εNd vs. (87Sr/86Sr) isotope diagram. The poles represented on the diagram reflect isotopic variation of the mantle and possible contaminants: the Indian MORB mantle (IMM); the high U/Pb enriched mantle (HIMU); the Enriched Mantle components (EMI and EMII); the average of Pacific Pelagic sediment (PPS) and of the Java Trench sediments (JTS); values from Zindler & Hart (1986); White et al. (1987); Ben Othman et al. (1989). 1, 2 and 3 are mixing hyperbolas obtained for mixing with EMII and IMM poles, using different Nd and Sr concentrations for the EMII pole available from the literature (1: Sr = 220 and Nd = 9; 2: Sr = 220 and Nd = 16; 3: Sr = 104 and Nd = 16; values in p.p.m.). As Sr is shown to be mobile during alteration and metamorphism, the level of mixing between IMM and EMII is calculated taking into account the εNd ratio. Isotopic ratios are recalculated to 472 Ma. Symbols are same as in *figure 12*.

Figure 14. A, diagramme isotopique εNd vs. (87Sr/86Sr). Les pôles représentés sur le diagramme représentent la variation isotopique du manteau: manteau indien de type MORB (IMM); manteau enrichi en U/Pb (HIMU); les composantes mantelliques enrichies (EMI et EMII); la moyenne des sédiments pélagiques du Pacifique (PPS) et de Java (JTS); valeurs d'après Zindler & Hart (1986); White et al. (1987); Ben Othman et al. (1989).1, 2 et 3 sont des hyperboles de mélange calculées pour des concentrations différentes en Nd et en Sr du pôle EMII obtenues dans la littérature (1: Sr = 220, Nd = 9; 2: Sr = 220, Nd = 16; 3: Sr = 104, Nd = 16; valeurs en p.p.m.). Les rapports isotopiques sont recalculés à 472 Ma. Les figurés sont identiques à ceux de la *figure 12*.



3.3.5. Isotopic age of Masherbrum Greenstone Complex samples

The Masherbrum Greenstone Complex is folded inside Dumordo-like crinoid/graptolith bearing marbles, which appear to have a Lower Ordovician age (see section 3.2). In order to confirm this Lower Ordovician age, we have measured the $^{147}Sm/^{144}Nd$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios of the samples (see analytical procedures in annexe and Table I). These values are plotted on the diagram $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Fig. 13) to obtain a whole rock Sm-Nd isochron diagram. The plot does not define strictly an isochron, as the rocks are not strictly derived from the same source and may not be strictly contemporaneous. As samples L13 and L20 show distinct major, trace and isotopic characteristics, the right down-going trend towards lower $^{143}Nd/^{144}Nd$ and higher $^{147}Sm/^{144}Nd$ (arrow in Fig. 13) likely reflects a variation in the isotopic composition of the source. Therefore, these points must be excluded, and only the left hand-side point (sample L12) of the down-going trend will be used in the age calculation, The age given by four points, of 472 ± 116 Ma, though with a large uncertainty, is coherent with the lower Ordovician age of the Lower Palaeozoic Series of 480 ± 25 Ma and excludes the Mesozoic age proposed by Searle (1991).

3.3.6. Isotopic constrains on the nature of sources

The Sr and Nd isotopic ratios, even if not recalculated to 472 Ma, show that the different arc, back-arc, high-Mg dolerite and OIB types have also distinct radiogenic signatures compatible with distinct sources contributions (Table I). The LREE depleted-type samples (L27, L28, L36) display slightly higher Nd isotopic ratios ($(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ = 0.51297 - 0.51304) than the LREE enriched samples (L4, L12; $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ = 0.51271 - 0.51275), which confirms the hypothesis that the former belong to a back-arc setting whereas the latter correspond to an arc setting. The OIB-type sample L20 and the high-Mg dolerite L13 show lower $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ ratios of 0.51269 and 0.51254, respectively. Sr isotopic results are less obvious but stay broadly in accordance with Nd isotopic results. LREE depleted samples (represented by L36) show a lower value of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ of 0.7048, whereas the LREE enriched samples (L4, L12) show transitional values of 0.7051-0.7052 and, finally, the high-Mg dolerite shows a higher value of 0.7068. The high $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ value of sample L28 (0.7065) may be due to alteration (see below).

To evaluate the nature of the different sources, the isotopic ratios, recalculated to 472 Ma, are plotted on a εNd_{472} vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{472}$ diagram, along with main mantle isotopic end-members (Fig. 14). As the Masherbrum Greenstone Complex may have formed above a mantle reservoir close to that which forms the current Indian Ocean crust today, we have plotted the values of the Indian MORB mantle (IMM). The other end-members presented on figure 14 define the poles of isotopic variation in the mantle: the high U/Pb enriched mantle (HIMU) and the two Enriched Mantle components (EMI and EMII; Zindler and Hart, 1986; White et al. 1987). The average of Pacific Pelagic Sediment (PPS) and the Java Trench sediments (JTS) feature possible sedimentary contaminants, which could have been introduced in the mantle during subduction (values of Ben Othman et al., 1989).

Samples L36, L4 and L13 plot on the mixing paths between IMM and EMII, calculated for different compositions of EMII, which represent the EMII compositional range available in the literature. In contrast, samples L12 and L28 plot out of the mixing paths, due to higher $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{472}$ ratios. The Sr isotope ratios are known to be affected by alteration and metamorphism, so the horizontal variations towards more or less radiogenic Sr ratios are likely due to seawater contamination and probably unrelated to source effects (arrow on Fig. 14). The level of enrichment versus the IMM source must consequently be estimated taking into account the εNd ratio and more secondarily the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. So back-arc type samples (L28, L36 and L27 in Table I) show high εNd_{472} ratios of 5.96 to 7.83, compatible with restricted mixing (2-12%) of a IMM end-member with an EMII component. The Arc-type samples (L4, L12) show slightly lower εNd_{472} ratios of 4.49 to 6.16, consistent with a 12-35% contribution of an EMII component. The alkaline L20 sample shows a lower εNd_{472} ratios of 4.15 (Table I), featuring a 40% contribution of EMII. Finally, the high-Mg dolerite, with a εNd_{472} ratio of 0.13 features a likely 70% contribution of the EMII component. The different levels of source enrichment could also be linked to the contribution of pelagic sediments instead of EMII, as εNd - εSr compositions of pelagic sediments overlap those of EMII (Fig. 14).

4. Discussion

The study of the low grade metamorphic zone of the south-eastern Karakoram margin reveals a great geological variety. The section from the southern limb of Karakoram to the Axial Batholith reveals a Precambrian basement, exposed north of the Shyok Suture Zone, overlain by a thick pile of Lower Ordovician platform-type sediments, emplaced in a detrital environment. These southern Karakoram series were thrusted by a complex ophiolitic series, the Masherbrum Complex, which witnessed the intra-oceanic accretion of various arc, back-arc and OIB slices, representative of the geodynamics of the Karakoram in the Lower Ordovician period. These result allow a comparison with other parts of Karakoram in order to test the lateral continuity of the Karakoram Block, and raise a discussion about the geodynamics of central-eastern Asia in Lower Palaeozoic times.

4.1. Longitudinal continuity and geology of the Southern Karakoram margin

The northern Karakoram has been shown to be a continuous belt of Upper Palaeozoic to Middle Mesozoic series from the north-western Karakoram and Hindu Kush to the west, and to the Upper Hunza valley in the east (Boulin, 1988; Gaetani, 1996; Zanchi et al., 1997). The south-eastern Karakoram series described in this paper appear to be quite similar to those described in south-western Karakoram by Le Fort et al. (1994), in the area of Chitral. The stratigraphic pile of the south-western Karakoram appears to be very similar to the Lower Palaeozoic Series of south-eastern Karakoram. At the base of the south-western Karakoram sedimentary pile, the Yarkun Formation is a thick sequence of terrigenous sediments, mainly quartz-arenites in the lower half, becoming more calcareous at the top, resembling the Ganshen and Dumordo units. Both in western and eastern Karakoram these Ordovician series overly older basements, Precambrian in the east and ante-Arenigian in the west. The Precambrian Basement of eastern Karakoram itself was formed in a context of subduction and arc magmatism and probably under high-temperature conditions, as shown by the close geochemical affinity of Upper Thalle Precambrian Basement with adakites and Archean tonalites-trondhjemites-granodiorites (e.g., Martin, 1999).

As in the southern part, the northern Karakoram is a continuous belt of Upper Palaeozoic to Middle Mesozoic series from the north-western Karakoram and Hindu Kush, to the west, to the Upper Hunza valley in the east (Boulin, 1988; Gaetani, 1996; Zanchi et al., 1997). The longitudinal coherence of the Karakoram block ends at the contact with the Karakoram Fault. On the Eastern side of the Karakoram Fault, similar successions as those of the south Karakoram are only found in the Lhasa block, where a 539 ± 14 Ma basement gneiss (U/Pb; Xu et al., 1985) is overlain by unmetamorphosed Ordovician sediments (Yin et al., 1988). If the basal part of the Lhasa block was the prolongation of southern Karakoram series, it would imply a ~ 300 kilometres offset along the Karakoram Fault.

4.2. Importance of arc dynamics during the Lower Palaeozoic

Preceding works led in Central-Eastern Asia have shown that this region is made of blocks and terranes that were accreted from the Lower Palaeozoic to the Tertiary. Ordovician ophiolites, in most cases presenting volcanic arc affinities, have been described in most sutures of central-eastern Asia: in the south Tianshan of the Pamirs (Volkova & Budanov, 1999); in the northern Kunlun - southern Tarim ophiolitic belt (Pan, 1989; Matte et al., 1996); in the northern Tarim-Yili-Junggar ophiolitic belt (Gao et al., 1998; Cui, 1995); and in the suture between north and south China Blocks (Xue et al., 1996). Consequently, arc magmatism appears to be a common feature of

Ordovician central-eastern Asia suture zones. Now, arc magmatism reflects the nature of tectonic motions through its geochemistry, which features the geothermal state and the nature of the source regions involved in the production of magmas. The main way to investigate the nature of Ordovician tectonics through the geochemical nature of magmatic rocks is to show the difference between Ordovician and current arc dynamics. This question is still difficult to answer as still few Ordovician arcs have been studied in details. On a global scale, most studies of Ordovician arcs have emphasised the primitive nature of the magmatic rocks, of commonly basaltic and rarely andesitic composition. In the Newfoundland area of Canada, Bédard et al. (1998) showed that Ordovician arc remnants all have a boninitic affinity. In the English Lake District, Beddoe-Stephens et al. (1995) evidenced a thicker Ordovician calc-alkaline arc pile, showing evidences of an enriched mantle source modified by percolation of subduction fluids, but showed the recurrence of primitive basaltic lavas. In the Pamir area of central-eastern Asia, Volkova & Budanov (1999) have shown the presence of a primitive calc-alkaline arc series stacked with OIB-type series. The primitive character of most Ordovician arc magmatic rocks could be in part due to higher partial melting degrees, resulting from a higher geothermal gradient in that period than for most current arc settings. In the following section we will attempt to estimate the degrees of partial melting of Masherbrum Greenstone Complex magmatic rocks, their relations with the nature of the source, and compare these features with those of current arc settings.

The degree of partial melting can be estimated using ratios of incompatible elements, in order to eliminate the effects of fractional crystallisation and of alteration. Latin et al. (1990) have shown that the elements Nb, Zr, Y and Ce are immobile during alteration processes, and are relatively insensible to fractional crystallisation up to 4 wt% of MgO. The Ce/Y vs. Zr/Nb diagram, presented on figure 15, can thus be used to estimate relative degrees of partial melting featured by the samples of the Masherbrum Greenstone Complex. In the figure 15, both LREE enriched arc type and the LREE depleted back-arc type, represented by the most primitive samples L10 and L36, show elevated Zr/Nb ratios compatible with high rate melting of ~ 30 % of a standard Bulk-Earth source and ~ 30 % of a MORB-type source, respectively. Both estimates are more elevated than those predicted for MORB generated at a steady–state, which are of 10-24 % (McKenzie & Bickle, 1988; Klein & Langmuir, 1987), and range in the highest values obtained for most current arc settings, which are of 15-35% (e.g., Pearce and Parkinson, 1993; Gribble et al., 1998). These elevated partial melting estimates suggest rapid plate tectonics and/or an elevated geothermal gradient. In contrast, the high-Mg dolerite and OIB-type sample have lower Nb/La, which characterise lower melting rates (~ 7% and less than 1%, respectively) and enriched mantle sources (Latin et al., 1990). The contrasting melting rates obtained between arc-back arc samples and OIB – High Mg andesitic samples are clearly linked to source variations, as shown by isotopic results of section 3.3.6.

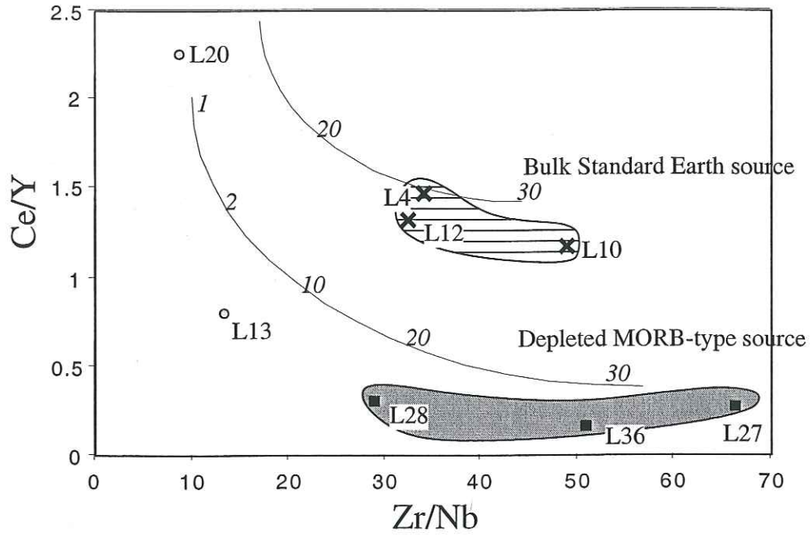


Figure 15. Ce/Yb vs. Zr/Nb diagram showing two curves of modelled partial melting obtained for a source of Bulk Standard Earth composition (up), and a source of a MORB composition (down), after Latin et al. (1991). The division of Masherbrum Greenstone Complex samples into mainly two groups: low Ce/Y and high Ce/Y, is consistent with high degrees of partial melting of 20-32% of a MORB-type source and 25-30% of a Bulk Standard Earth-type source, respectively. The lower Zr/Nb samples are due to high Nb (sample L20) or to low Zr (sample L13) contents. These low Zr/Nb ratios are consistent with relatively low partial melting degrees than for the two other groups, or suggest that the source was rich in Nb. Symbols are same as in *figure 12*.

Figure 15. Diagramme Ce/Yb vs. Zr/Nb montrant deux courbes de modélisation de fusion partielle d'une source de composition type Terre moyenne standard (BSE, en haut), et d'une source de composition MORB (en bas), d'après Latin et al. (1991). La division des échantillons du Complexe du Masherbrum en deux groupes principaux, l'un à haut Ce/Y (1) et l'autre à bas Ce/Y (2), est compatible avec des degrés élevés de fusion partielle : 25-30% d'une source de type BSE (1), et 20-32% d'une source de type MORB (2). Les rapports faibles de Zr/Nb présentés par les deux échantillons L13 et L20 sont dus à des teneurs élevées en Nb pour L20 et à des teneurs faibles en Zr pour L13. Ces rapports Nb/Zr faibles suggèrent des taux de fusion plus faibles que pour les deux autres groupes, ou que la source était riche en Nb. Les figurés sont identiques à ceux de la *figure 12*.

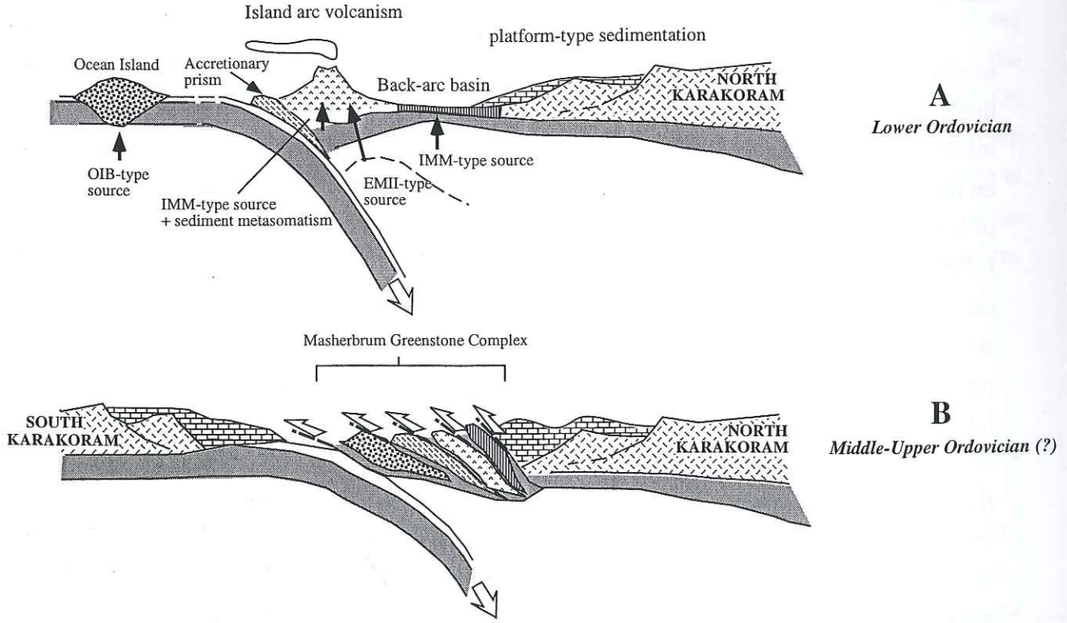


Figure 16. Schematic diagram illustrating the tectonic evolution proposed for the Karakoram in the Lower Ordovician times. A, during the Lower Ordovician period, a phase of subduction has occurred, featured by the formation of volcanic arc and back-arc series along the southern margin of a Northern Karakoram continental micro-block. Arc series were formed by ~ 30% melting of an IMM-type source (and sediment-dehydration metasomatism) and possibly mixing with sediment melts or with an EMII-type source, while back-arc series were formed by ~ 30% melting of a nearly pure IMM-type source. An ocean island forms separately to the arc back-arc system. B, phase of intra-oceanic accretion of the ocean island to the arc system and closure of the back-arc domain. The OIB, Island Arc and back-arc scales tectonic pile was afterwards obducted over carbonated platform (The Lower Palaeozoic series) of a southern Karakoram continental micro-block.

Figure 16. Diagramme schématique et interprétatif, illustrant l'évolution tectonique du sud-est Karakoram à l'Ordovicien inférieur. A, phase de subduction, au cours de laquelle ont été formées les séries d'arc et d'arrière-arc le long de la marge méridionale d'un micro-bloc nord-Karakoram. Les séries d'arc sont formées par une fusion de l'ordre de 30% d'une source de type IMM (associée à un métasomatisme lié à la déshydratation des sédiments) et un mélange avec un liquide issu de la fusion de sédiments ou avec une source de type EMII. Tandis que les séries d'arrière-arc sont formées par une fusion de l'ordre de 30% d'une source de type IMM presque pure. Une île océanique se forme séparément au complexe d'arc et arrière-arc. B, phase d'accrétion intra-océanique de l'île océanique et du complexe d'arc, et fermeture de l'espace arrière-arc. La pile structurale formée par les écailles d'OIB, d'arc et d'arrière-arc est ensuite obductée sur la plate-forme carbonatée d'un micro-bloc continental sud-Karakoram.

Sr and Nd isotopic heterogeneity of the geochemical types suggests variable contributions of a depleted IMM and enriched EMII-type components. For the arc-type samples (L4, L10, L12), the slight enrichment towards EMII is accompanied by LREE-LILE and Th enrichments, and more pronounced Nb, Ta and Ti negative anomalies, suggesting that mantle enrichment could result from fluid metasomatism similar to current arc settings (Pearce, 1982; Pearce & Peate, 1995). For the back-arc type samples (L27, L28, L36) the contribution of a nearly pure IMM-type source is accompanied by only weak arc features, similar to current back-arc settings (Tarney et al., 1981; Saunders & Tarney, 1984). In contrast, the very low εNd_{472} (0.13) ratio of the High-Mg dolerite L13, which shows only slight arc features, cannot be linked only to mantle metasomatism, but require 70% contribution of an enriched EMII-type source. This doleritic dyke (sample L13), as it crosscuts the arc series, could reflect mantle heterogeneity in the arc source region, or even pelagic sediment melting due to high geothermal conditions. The composition of L13 dolerite is quite similar to those of high-Mg andesites, which in some cases could be formed by interaction of slab melts products with the sub-arc mantle (e.g., Shinjo, 1999). The mantle enrichment could then be linked to the incorporation of pelagic sediments, which isotopic compositions overlap the EMII component (Fig. 14). However, we are not able from our data to discriminate between the contribution of EMII and that of pelagic sediments. In contrast, the low εNd_{472} ratio (4.15) of the metabasalt sample L20, associated to other diagnostic trace and REE geochemical features, suggest that it could be formed in an ocean island setting. Sample L20 was collected in separate tectonic slice, on top of the series, separated to the arc series by a thick band of serpentinites (Fig. 9B). This uppermost tectonic slice could therefore feature a separate setting to the arc, more likely the tectonic stacking of an ocean island to the arc - back-arc series. A similar Ordovician association of arc and OIB-type lavas that has been observed in South Tianshan by Volkova & Budanov (1999), which suggests that aggregation of Ocean Islands to arc systems could have been frequent in central-eastern Asia during that period.

4.3. Geodynamic significance of the Masherbrum Greenstone Complex

Although the Masherbrum Complex displays an ophiolitic association typical of an oceanic crust section in the field, the chemistry of chrome spinels and the geochemistry of most gabbroic and basaltic rocks which interlayer in the series indicate that the Masherbrum Complex is a tectonic sequence of various arc – back-arc and OIB slices (Fig. 16A), which were thrusted on each other. The piling of these different slices could have been initiated by the collision with an ocean island (represented by the upper metabasaltic slice of the complex). The presence of varied volcanic and plutonic metabasites, separated by thick bands of ultramafics, favours the hypothesis of intra-

oceanic piling processes, possibly in consequence to the closure of the back-arc domain (Fig. 16B). A similar interpretation has been proposed for the neighbouring Shyok Suture Zone (30 km to the south) in Upper Cretaceous times (Rolfo et al., 1997; Rolland et al., 2000), which shows the recurrence of similar back-arc and arc accretion processes on long-time span intervals (350 Ma) in the same zone. Such superpositions of contrasted geochemical types of ophiolites, separated by irregular contacts underlined by serpentinised ultramafics, overthrusted over carbonate platforms are also reported in the greek Hellenides (Clift & Dixon, 1998; Baumgartner, 1985), where they are thought to result from intra-oceanic subduction. The obduction of the ophiolite over sedimentary platform could have preceded the collision of two blocks (southern and northern blocks) within the Karakoram (Fig. 16B).

5. Conclusions

Despite the Himalayan deformation and metamorphism affecting most of the south central Karakoram, the less metamorphosed south-eastern Karakoram formations preserve Ordovician platform-type series uncomformably resting on a basement displaying a minimum age of 651 Ma. The Lower Palaeozoic sedimentary series appear to be similar to those occurring in south-western Karakoram, which suggests that the Karakoram is a continuous tectonic block.

The Ordovician series display a relic pile of ophiolitic rocks (the Masherbrum Greenstone Complex) which has witnessed the geodynamic evolution of the Karakoram in the Ordovician times. The Masherbrum Greenstone Complex shows the stacking of numerous slices of magmatic rocks with lithological features interpretable from field observations as an obducted oceanic crust sequence. However, the mineral chemistry of ultramafic rocks and geochemistry of magmatic rocks evidences the occurrence of different parts of an arc - back-arc system. Isotope geochemistry shows that back-arc and arc rocks are derived from depleted and slightly enriched mantle sources, respectively. Both arc and back-arc rocks are suggestive of elevated partial melting, due to a high geothermal gradient, probably in consequence of rapid plate tectonics (e.g., Martin, 1986). Two samples (L13 & L20) feature more important contribution of an enriched mantle source. Isotopic composition of L13 high-Mg andesitic dolerite suggests contribution of EMII by 70%. Along with slight arc characteristic considering REE and trace elements, and as the doleritic dyke crosscuts the arc series, it features mantle source heterogeneity in the source region of the arc, and possibly pelagic sediment melting. Isotopic composition of L20 metabasalt, suggests contribution of EMII by 40% and displays typical alkaline OIB-type features, suggesting that the upper slice of the Masherbrum complex could represent an Ocean Island, which was tectonically incorporated to the arc complex.

Consequently, the Masherbrum complex is another example of Ordovician arc ophiolite, showing that arc dynamics were omnipresent at the limb of most central-eastern Asian micro-blocks during the Ordovician. This result is consistent with palaeomagnetic studies led in central-eastern Asia, which have shown that central-eastern Asian was a puzzling tectonic network of micro-blocks, along with Siberia, Baltica, North China Block and North America were not connected to the Gondwanaland but highly mobile during that period (Trosvik et al., 1991; Dalziel et al., 1992; Smethurt et al., 1998; Huang et al., 1999). The complexity, polyphased and sometimes antithetic characters of some suture zones show that the most acceptable model concerning the tectonic situation of central-eastern Asia during Ordovician period is that of a complex network of convergent and divergent blocks, close to the geodynamic situation of the current SW Pacific margin.

Acknowledgements

This work forms part of first author's Ph.D. funded by the French government (M.E.N.R.T.). Field work and laboratory analyses were financially supported by LGCA-UMR 5025. Field investigations and part of laboratory work were conducted in collaboration with the Geosciences Laboratory of Islamabad (Pakistan), with the help of the French Embassy in Pakistan. We particularly thank Mr. Hasan Gohar, Mr. M. Sakhawat, Mr. Tahir Karim and Mr. A.B. Kausar from Geosciences Laboratory and the French concilor Mr Desseix from the French Embassy for their involvement. We particularly thank H. Lapierre, N. Arndt and C. Chauvel for discussions and F. Keller for her assistance in obtaining the geochemical data. F. Sebenier is thanked for the separation of minerals, and I.M. Villa for his careful guidance during Ar-Ar analyse, while H. Lapierre, D. Bosch and P. Brunet are thanked for their help during preparation and analyse of isotopic ratios.

APPENDICE: Analytical procedures

Mineral analyses were obtained on a Cameca SX-100 microprobe at the University Blaise Pascal of Clermont-Ferrand. Counting time was 10 sec. per element, the accelerating potential was 20 kV for a sample current of 20 nA. Natural silicates were used as standards.

9 igneous rocks were analysed for major and trace elements measure (Table I). Major elements, Ni, Cr and Co were analysed using X-Ray fluorescence (XRF) at the University C. Bernard of Lyon. Loss of ignition (LOI) was determined, heating the sample at 1000°C for 30 minutes. For trace elements analysis, samples were prepared and analysed following the method of Barrat et al. (1996), using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICPMS) at the University J. Fourier of Grenoble. The reproducibility of measurements (at 2σ), based on 9

measures of BHVO standard, is between 0.01 and 1 % for the Rare Earth Elements (REE) and between 0.01 and 6 % for all the other trace elements.

7 magmatic rocks (presented in Table I) and three marbles have also been analysed for isotopic analysis. The samples were leached twice in a 2N HCl - 0.1N HF mixture. For the determination of the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratio, samples were spiked with a solution of known $^{146}Nd/^{144}Nd$ composition. Sm, Nd and Sr isotopic compositions were determined on a Finnigan MAT 261 multicollector mass spectrometer at the University Paul Sabatier of Toulouse. Correction of the mass discrimination effect was made by normalising $^{143}Nd / ^{144}Nd$ to a value of $^{146}Nd/^{144}Nd$ of 0.71219 and $^{87}Sr/^{86}Sr$ to a value of $^{88}Sr/^{86}Sr$ of 8.3752. Errors on the measurements on the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratio are of 1% (2σ).

The sample L131, selected for Amphibole Ar-Ar dating was irradiated at the TRIGA reactor in Pavia, and analysed at the isotope geology laboratory of Bern University. The sample was heated in a double vacuum resistance furnace. Ar was analysed in a MAP 215-50B rare gas spectrometer. The Ar-Ar results are presented in figure 5, for more details about analytical procedures see Belluso et al. (2000) and Villa et al. (2000).

III. Convergence en domaine océanique

L'étude de la zone de suture de Shyok, le long de la marge nord-Ladakh, dans les régions de Skardu (Pakistan) à l'ouest et de la Nubra (Inde) à l'est, permet de compléter les connaissances existantes de l'ensemble Kohistan-Ladakh. Le Kohistan a déjà fait l'objet de nombreuses études, principalement le long de la coupe fournie par la Karakorum Highway dans la vallée de l'Indus et dans la basse vallée de Hunza (Tahirkeli et al., 1979; Bard et al., 1980; Petterson & Windley, 1985; Petterson & Windley 1991; Treloar et al., 1989, 1996; Khan et al., 1994, 1996; Jan et al., 1981, 1984, 1993, Jan & Asif, 1983 ; Jan & Windley, 1990; Khan et al., 1989, Khan & Coward, 1990; Khan & Jan, 1992; Kausar, 1998). Le Ladakh n'a été étudié en détail que dans sa partie sud-ouest, dans la région de Dras (Reibel & Juteau, 1981 ; Honegger et al., 1982; Dietrich et al., 1983 ; Schärer et al., 1984 ; Raz & Honegger, 1989 ; Reuber, 1989 ; Cannat & Mascle, 1990 et références citées par ces auteurs, Ahmad et al., 1998 ; Clift et al., 2000). La zone de suture de Shyok, ou marge nord-Ladakh apparaît donc comme une zone clé pour comprendre l'évolution géologique latérale depuis le complexe du Kohistan à l'ouest, et les terrains de Dras du Ladakh du sud-ouest, à la marge tibétaine à l'est. Les terrains du Kohistan et du Ladakh ont également l'avantage de présenter des coupes dans des niveaux profonds à superficiels dans des ensembles d'arcs volcaniques formés principalement au Crétacé Moyen. Ils peuvent donc permettre d'étudier les processus pétrologiques de fusion partielle et de cristallisation fractionnée depuis la transition manteau - base d'arc à la différenciation et au volcanisme dans les niveaux superficiels. Ces processus pétrologiques sont des indicateurs utiles de la dynamique lithosphérique et de l'environnement géodynamique, permettant de caractériser les stades précoces de la convergence Indo-Asiatique.

III.1. Reconstitution de l'Arc du Ladakh et signification tectonique à l'échelle de la marge asiatique

L'ensemble des données de terrain acquises au cours des deux premières campagnes de terrain a été exploité dans l'article qui fera le corps de ce chapitre (Rolland et al., 2000a) pour retracer l'évolution structurale et pétro-géochimique observée le long de la zone de suture de Shyok. Les arguments géologiques développés dans cet article permettent de relier l'arc du Kohistan et celui du Ladakh à la marge tibétaine à l'est. Les différentes unités présentes dans la zone de suture témoignent d'une évolution depuis l'ouest vers l'est : dans la partie ouest (zone de Skardu, Pakistan), les unités préservées témoignent d'un environnement d'arrière-arc au nord, et d'un ensemble d'arc immature au sud. Dans la partie est, l'ensemble d'arrière-arc est absent, mais laisse place à un environnement de dépôts à affinité continentale, déposé en marge nord d'un complexe d'arc mature. On est aussi conduit à une reconstitution latérale des environnements supra-

subductifs au Crétacé moyen où l'ensemble Kohistan-Ladakh, arc intra-océanique à l'ouest, passe latéralement à une marge continentale active à l'est (la marge tibétaine).

Article publié dans Tectonophysics

Middle Cretaceous Back-arc formation and arc evolution along the asian margin: the Shyok Suture Zone in Northern Ladakh.

(Mise en placè d'une zone arrière-arc et évolution latérale d'un complexe d'arc le long de la marge asiatique : la zone de suture de Shyok dans le Nord-Ladakh).

Y. Rolland [a*], A. Pêcher [a] and C. Picard [a,b]

[a] LGCA, UMR 5025 CNRS, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, Grenoble, France.
[b] Université de Nouvelle Calédonie, BP 4477, 98847 Nouméa, Nouvelle Calédonie, France.
[*] corresponding author. Fax: 0476878243; E-mail: yrolland@ujf-grenoble.fr

Abstract

The Shyok Suture Zone of the Ladakh paleo-volcanic arc is made of Cretaceous volcano-sedimentary formations intruded by granodioritic plutons. Field observations show a tectonic stacking of litho-units from different volcanic arc and back-arc environments.

In the western part (Skardu area), the Shyok Suture Zone can be subdivided in two groups:

(i) the Northern Group, which consists of olistolith basaltic blocks and tuffs. The basalts are LREE depleted with a LILE enrichment and a slight Nb depletion suggesting a back-arc basin origin.

(ii) the Southern Group, which consists predominantly of andesites that show LREE enrichment, a flat HREE pattern, strong Nb-Ta depletion, and LILE enrichment. The volcanic rocks of the Southern Group appear to have island-arc tholeiite (IAT) to calc-alkaline affinities.

In the eastern part of the Suture Zone (Nubra-Shyok area), Albian to Cenomanian-age silicoclastic sediments predominate. These sediments correspond to a large detrital platform built on the northern part of the Ladakh Arc. At the top, these sediments interlayer with basaltic to andesitic lavas. These lavas appear to be more differentiated and calc-alkaline in nature than the Skardu Southern Group lavas, but show similar volcanic arc affinities. No evidence of a back-arc basin was found in this area.

Our data from these two areas shows a northwest-southeast evolution, from back-arc to arc formations in northern Ladakh. Opening of this back-arc basin occurred on the north-western side of the Ladakh Arc. This back-arc was progressively closing eastward. The arc itself was more mature in the east, resembling the southern Tibetan continental arc, and was characterised by more continental sedimentation.

Subsequent Himalayan tectono-metamorphic evolution, closure of the back-arc basin and deformation along the Shyok Suture, reflects an early asymmetrical geometry along the Asian margin and Kohistan-Ladakh Arc.

Keywords: volcanic arc, back-arc basin, arc-continent accretion, Ladakh, Karakoram, Himalaya.

1. Introduction

Located between the Main Karakoram Thrust (MKT) or Shyok Suture Zone to the north and the Main Mantle Thrust (MMT) or Indus Suture Zone (ISZ) to the south, the Kohistan-Ladakh Arc formations outcrop on both sides of the Nanga Parbat spur, in Pakistan and India (Fig. 1). The Kohistan-Ladakh Arc resulted from the northward subduction of the Tethys ocean along the MMT, and ISZ respectively (Tahirkeli et al., 1979, Honegger, 1983).

While the southern part of the Kohistan Arc preserves ultramafic and mafic rocks (e.g., Jijal Complex, Kamila Amphibolite, Chilas Complex), the northern part consists mainly of large granodioritic plutons, although remnants of volcanic arc and associated sedimentary formations are also present (De Terra, 1935; Dietrich et al., 1983; Tahirkeli et al., 1979; Bard et al., 1980; Petterson and Windley, 1991). A first volcanic period is dated to Albo-Cenomanian (108-92 Ma) from the presence of Orbitolina faunas intercalated with the volcanic rocks throughout the northern part of Kohistan (Pudsey, 1986), and in the Dras I unit of southern Ladakh (Dietrich et al., 1983; Reuber, 1989). In Tibet, a first volcanic period has also been dated to Mid-Cretaceous, though lasting until Late Cretaceous (110-80 Ma; Coulon et al., 1986). A second volcanic period has been dated to the Early Tertiary, Late Paleocene to Early Eocene in the Dir Group of Kohistan (Treloar et al., 1989), Oligocene in the Khardung volcanic unit of northern Ladakh (Thakur and Misra, 1984), Paleocene to Oligocene in the Dras II unit of southern Ladakh (Honegger et al., 1982; Reuber, 1989) and Paleocene to Early Eocene in Tibet (Maluski et al., 1983; Coulon et al., 1986). Early plutonism in the arc was contemporaneous with the volcanic activity (103 Ma) and continued until ~ 25 Ma (Honegger et al., 1982; Schärer et al., 1984, Petterson and Windley, 1985). Plutonism has been interpreted to represent an Andean-type evolution (Petterson and Windley, 1985).

In southern Ladakh and Kohistan, volcanism is generally interpreted as being of island arc type (Honegger et al., 1982; Dietrich et al., 1983; Reuber, 1990; Petterson and Windley, 1991; Treloar et al., 1996; Kausar, 1998). In northern Kohistan, the northern Chalt units have been interpreted as back-arc basin sequences (Khan et al., 1994, 1996; Treloar et al., 1996), however Khan et al. (1997) suggest the Chalt units represent a fore-arc terrain above a south-dipping subduction zone.

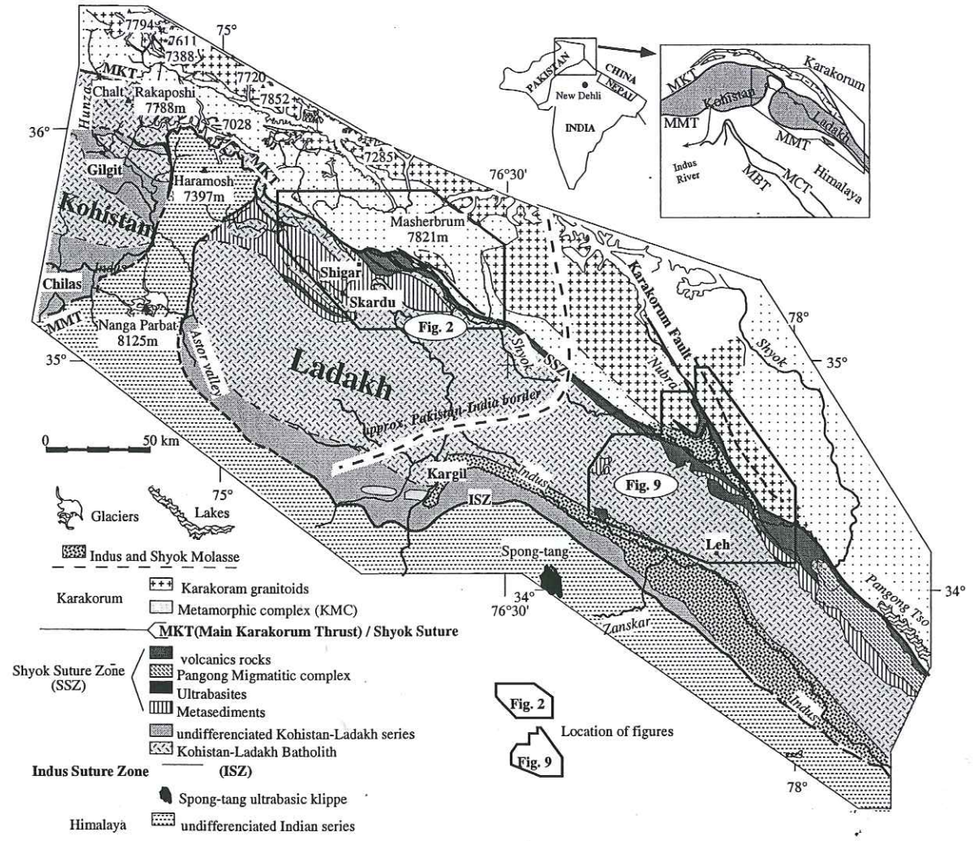


Fig. 1 - Simplified geological map of the Ladakh arc and location of figures.

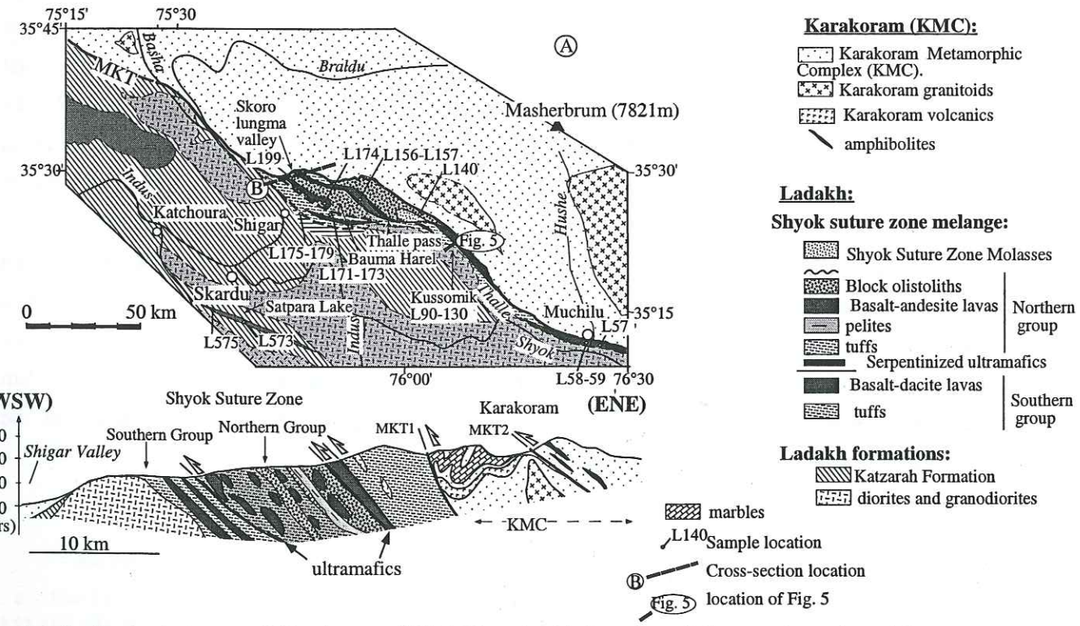


Fig. 2 - A: Geological map of Skardu area (NE Pakistan) with location of the samples selected for geochemical analysis and the location of the cross-section of Fig. 5. B: Geological cross-section of the Shyok Suture Zone in the Skoro Lungma Valley.

Most previous studies have focused on the northern part of the Kohistan Arc, and there is little information available from the northern part of the Ladakh Arc. The northern part of the Kohistan-Ladakh Arc has been incorporated into the Shyok Suture Zone and reactivated by the MKT, a steep late fault. The boundary between Karakoram and Kohistan-Ladakh is generally fixed along the MKT. The Northern Ladakh structures generally seem to be less affected by the MKT reactivation than the northern Kohistan series.

New data collected along the Shyok Suture Zone, both in the west (from Skardu to Thalle Valley, Pakistan) and in the east (from the Nubra-Shyok Junction to Pangong Lake, India), brings new insights on the northern Cretaceous Kohistan-Ladakh arc and back-arc system, and its lateral evolution.

The nature of the northern Ladakh terrain has been constrained through the lithology, petrography, geochemistry and structure of the volcanic and volcano-sedimentary units present in the Shyok Suture Zone.

2. The north-western part of the Shyok Suture Zone (Skardu area)

In the Skardu area (Fig. 2) the Shyok Suture Zone was studied from Shigar to Muchilu, particularly along the Thalle and Bauma Harel Valleys, on both sides of the Thalle Pass.

2.1. Structural context

The Ladakh Shyok Suture Zone formations are stacked in several thrust sheets which do not show any stratigraphic continuity. Each sheet is bound by north to north-east dipping thrusts, most often underlined by decametre layers of sheared serpentinized ultramafics. Three main thrust contacts have been followed for nearly 50 km along strike, delineating large sigmoidal shape lenses thinning towards the south-east (Fig. 2a). In the lenses, the initial sedimentary or volcanic fabric is overprinted by a penetrative north-north-east dipping metamorphic foliation, parallel to the thrust contacts (Fig. 3a), whereas syn-metamorphic shear criteria indicate top to the south movements. Thus, in this area, the Shyok Suture Zone can be tectonically defined as the piling of the northern Ladakh formations (northernmost formations are the uppermost tectonic sheets), in response to a strong north-north-east south-south-west shortening, oriented close to the Indian-Asian direction of convergence. Dispersion of syn-metamorphic folds and mineral lineations in the average Sm metamorphic foliation plane (Fig. 3a) together with the cartographic scale sigmoidal shape of the tectonic lenses suggests an along strike shearing component.

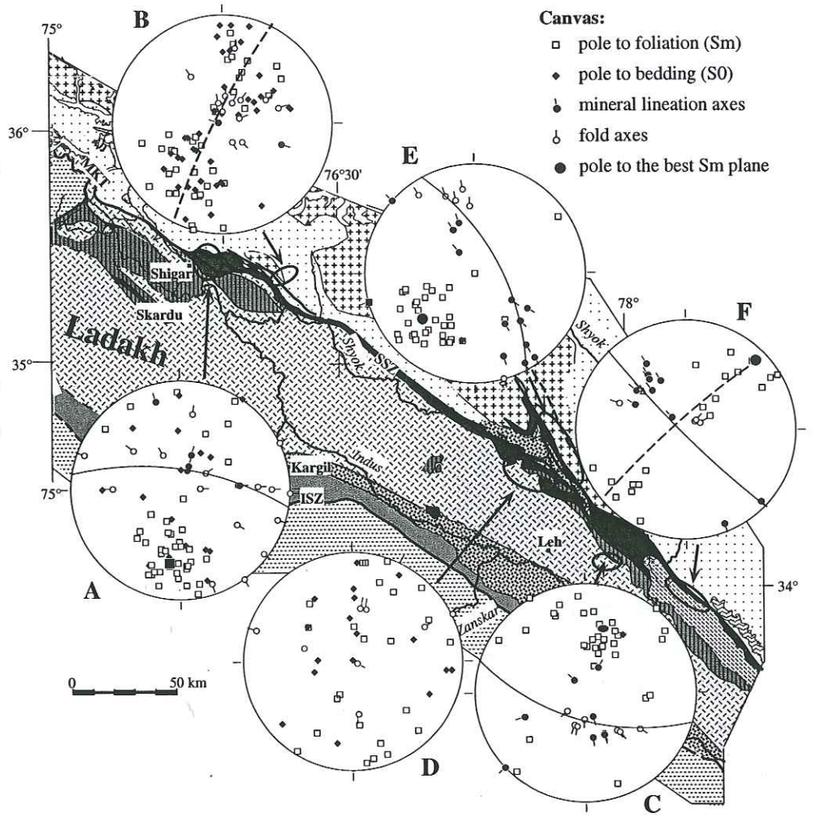


Fig. 3 - Structural evolution along the Shyok Suture Zone. In stereoplot A and E the stripped great circle fits Sm (foliation plane) and S0 (initial bedding plane) poles. In Stereoplots B to F, great circles correspond to the cyclographic traces of best calculated Sm planes (Wulff nets in lower hemisphere). Symbols are same as in Fig. 1.

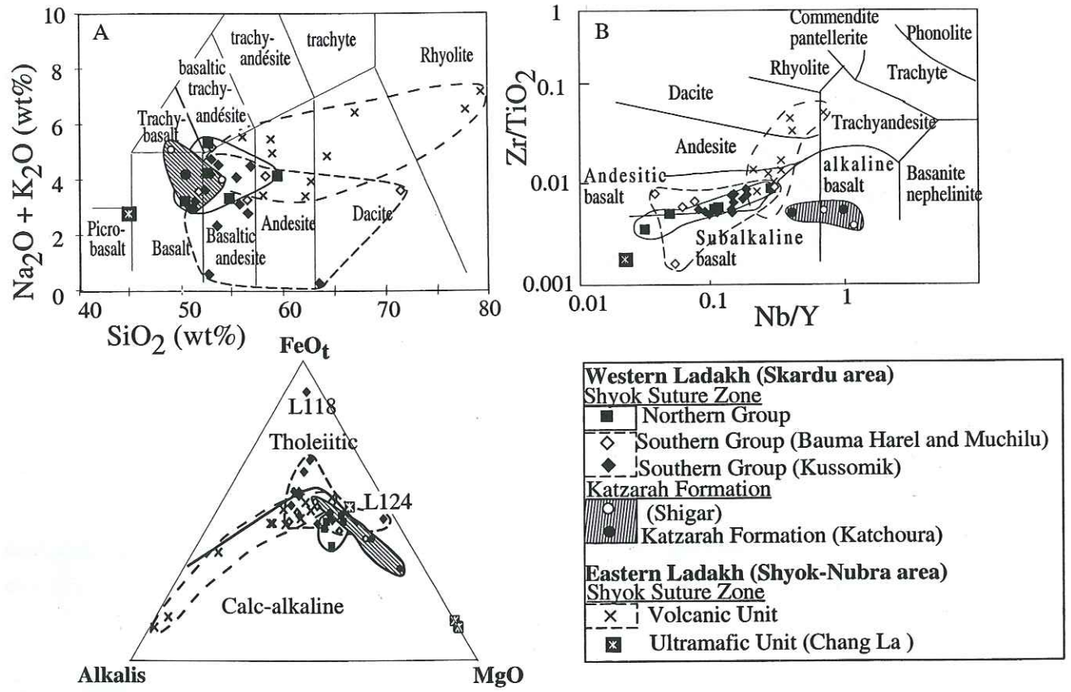


Fig. 6 - The Shyok Suture Zone volcanic rocks are plotted using the classifications of (A) Le Maitre et al. (1989) and (B) Winchester and Floyd (1976). Note the SiO2 enrichments towards dacitic compositions in the Skardu area samples, whereas the same rocks do not appear to be dacitic considering Figure 6b. C: AFM ternary diagram, with calc-alkaline / tholeiite dividing line of Kuno (1968). Most volcanic rocks from the Suture Zone plot in the calc-alkaline field, except some of the Southern Group lavas (L118 & L124).

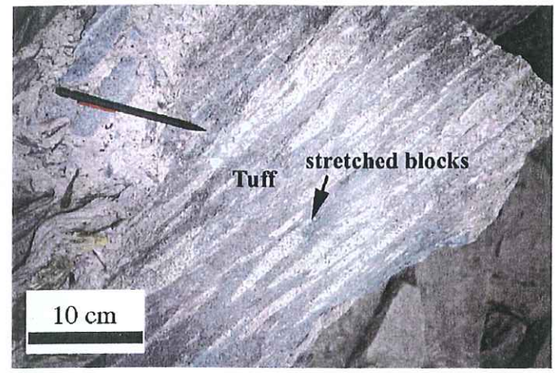
North of the tectonic Shyok Suture prism, the Karakoram southern Asian margin formations appear to be less sheared and less metamorphosed. Here, the metamorphic assemblage is in the low greenschist facies (chlorite + calcite + quartz ± phengite ± smectite). The sedimentary bedding is well preserved, and still recognisable Ordovician faunas (graptolites: dictyonema D. flabelliform) have been found (Rolland et al., 1999). Deformation corresponds to hectometre south-west verging isoclinal folds, trending 120-130°E (Fig. 3b), compatible with a shortening direction oriented north-east-south-west, roughly orthogonal to the Shyok Suture Zone, but oblique on the shortening direction in the Suture Zone itself. As in the Shyok Suture Zone, steeply plunging stretching lineations and fold axes suggest along strike shear movements.

2.2. Lithology of the Shyok Suture formations

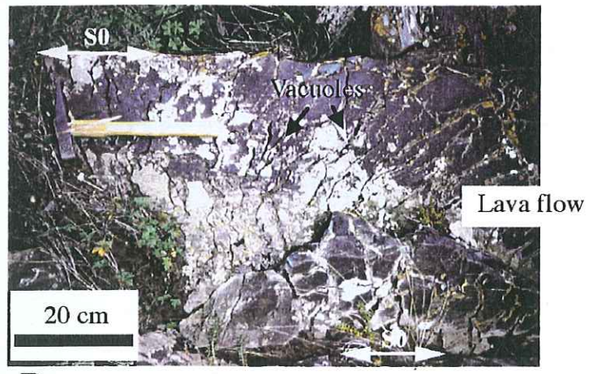
All the rocks of the Skardu area and Shyok Suture Zone have recrystallized during the syn-tectonic metamorphism. In the Skardu area, the conditions of metamorphism are known to be of Amphibolite grade, except for narrow high temperature contact zones around the Ladakh Batholith (Hanson, 1989; Allen and Chamberlain, 1991; Rolfo et al., 1997; Rolfo, 1998). In the volcanic rocks of the Shyok Suture Zone, metamorphism is characterised by the assemblages: blue-green amphibole, plagioclase, epidote, sphene, calcite, ± chlorite/biotite ± phengite ± quartz. Primary hornblende is coated by a blue-green amphibole, recrystallized in the foliation with sphene and plagioclase. From stability of amphibole and epidote, the conditions of metamorphism in the Suture Zone are in the amphibolite-epidote facies.

Despite this metamorphic imprint, initial lithologies can still be clearly distinguished in the various tectonic slices. Where still present, volcanic textures are intersertal to glomerophyric. Plagioclase is the most abundant relict phenocryst with lesser pyroxene relicts also present, though pyroxene is generally replaced by hornblende.

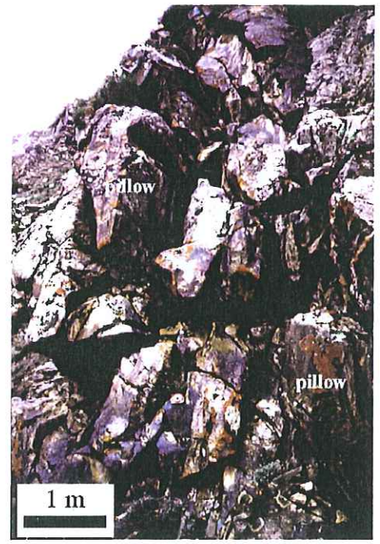
It is possible to distinguish the Northern Group, which mainly consists of detrital formations emplaced in a marginal marine basin, that outcrop in the Skoro and upper Thalle Valleys (Fig. 2a). These detrital formations consist of slided blocks, i.e. olistoliths, ranging in size from millimetres to hundreds of meters in a slaty or tuffaceous matrix (Fig. 2b and 4a). The lithology varies from tuffaceous slates in Skoro Lungma Valley, to conglomerates of volcanic and limestones blocks in a tuffaceous matrix in upper Thalle Valley, 10 km to the east. This uppermost unit overlies a thin zone of sheared ultramafics including basaltic to basaltic andesite pillow-lava lenses, which can be followed westwards to the Skoro Valley, where (Figs. 2a-b) it overlies another olistolith unit, dominated by slump blocks of limestone and pillow basalts in a tuffaceous matrix, intercalated with red-green pelites. The size of the basaltic blocks increases southward and the matrix becomes more conglomeratic, showing that this lowermost unit was closer to the basin margin.



A



D



C

B

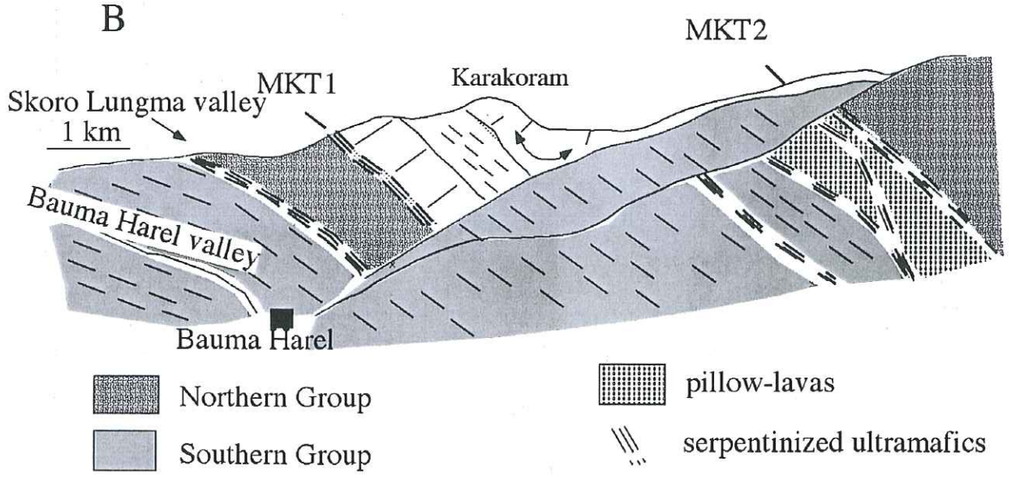


Fig. 4

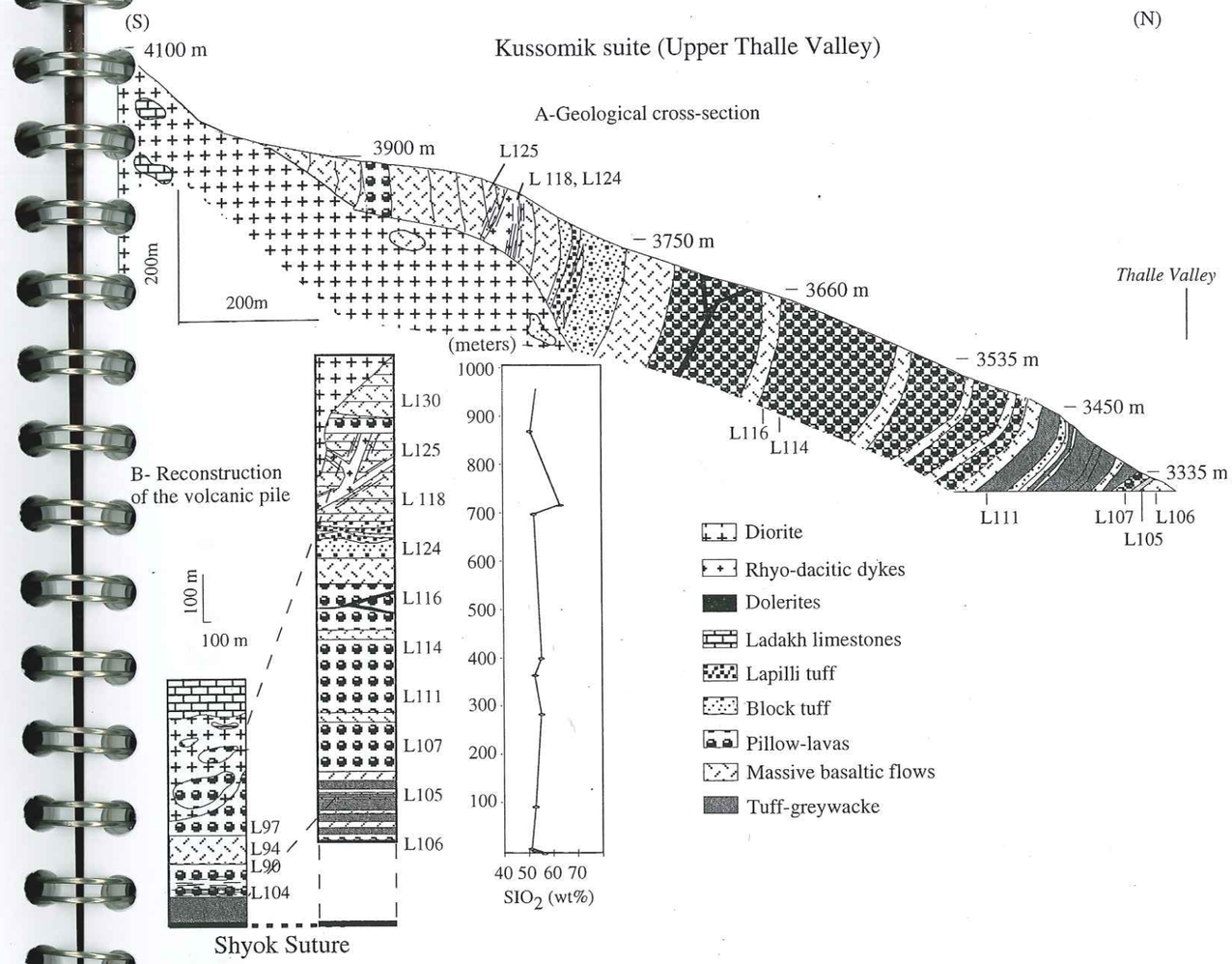


Fig. 5 - A: Cross-section of the Kussomik suite (upper Thalle Valley; located on Fig. 2a). B: Reconstruction of the volcanic pile with corresponding profiles of silica (SiO2) contents, from base to top, and location of the samples described in the geochemical section.

Fig. 4 - Photographs of the Skardu Shyok Suture Zone. A: Stretched conglomerate of the Northern Group series showing elongated limestone blocks in a tuffaceous matrix. B: Panorama of the Skardu Shyok Suture Zone from the Thalle Pass (view to west) with corresponding schematical cross-section below. C: Pillow-lavas from the thick pillow-lava sequence observed in the Kussomik suite section of the Southern Group (at the altitude of L114 on Fig. 5). D: Lava-flow from the upper part of the Kussomik suite section of the Southern Group (at the altitude of L124 in Fig. 5), S0 (initial bedding) is indicated.

This olistolith-rich Northern Group is thrust over a volcanic Southern Group along a steep contact containing serpentinized ultramafics (Fig. 4b), which displays the assemblage serpentine + calcite + spinel ± talc. Those ultramafics could be compatible with a mantle origin (Hanson, 1989). They are associated with amphibolites characterised by an assemblage with more than 80% amphibole, and minor calcite + albite, which may be derived from basaltic rocks (e.g. Pudsey, 1986). Both mafic and ultramafic lithologies are strongly recrystallized due to intense shearing in the contact zone.

The Southern Group itself is composed of volcanic units and no olistoliths have been observed. In the Skoro Lungma and lower Bauma Harel Valleys, the Southern Group consists mainly of green tuffs and rare pillow-lavas. Tuffs are basaltic to basaltic andesitic in composition (e.g. L171-173). To the south and east in the Shigar, Thalle and Muchilu areas, the Southern Group consists of alternating pillow-lavas (Fig. 4c), lava flows and green tuffs. Compositionally, these volcanic rocks range from basalts to basaltic andesites. As a whole, the Southern Group represents a thick volcanic pile, evolving from a distal volcanic environment at the base to a proximal volcanic environment at the top, as seen in the upper Thalle Valley (Fig. 5a), near the village of Kussomik. At the base of the volcanic pile, rocks are mainly volcanic tuffs and greywackes, constituting a generally fine, laminated volcano-sedimentary matrix. Tuffs alternate with scarce pillow lava and massive lava flow horizons. They are overlain by a thick (> 600 meters) pillow-lava sequence with minor massive lava interbeds, cross-cut by rare doleritic dykes. The polarity of the series is top to south, as inferred from the position of the pillows. The uppermost exposed part of the series consists of proximal volcanic deposits, massive lava flows (Fig. 4b) and pyroclastic lapilli or bloc tuffs, cross-cut by rhyodacitic dykes. Rare pillow-lavas are also found at the top. The volcanogenic tuffs and some lava flows from this part of the series are silica-rich (e.g. L118, Fig. 5b) but in the rest of the series volcanic rocks are basalts and basaltic andesites.

The Southern Group formations are intruded by the mainly granodioritic Ladakh Batholith and unconformably overlain by a less deformed conglomeratic molasse, exposed in the upper Thalle Valley (Fig. 2a). This molasse is mainly made up of blocks of limestone and sandstone in a carbonated matrix, with intercalated horizons of non-fossiliferous, partly detrital, limestones. The molasse is almost unaffected by deformation and cross-cuts the Shyok Suture Zone structures. The presence of limestone interbeds in the molasse shows that it was deposited in a rather wide basin environment. Its structural emplacement in the Suture Zone and its lithological nature suggest that it could correlate with the Eocene Shyok Molasse (Rai, 1983), farther east. Most of the tectonic stacking in the Suture Zone would then have occurred between Late Cretaceous and Eocene.

Farther south, the volcanic rocks of the Southern Group are thrust over the Ladakh " Katzarah Formation ", which outcrops from Shigar in the north to the Satpara and Katchoura areas in the south (Fig. 2a; Desio, 1964; Hanson, 1989). This formation differs greatly from the Shyok Suture Zone groups, as it consists mainly of metapelites and carbonate-rich rocks (Hanson, 1989), with few interlayered volcanic rocks (basaltic tuffs: L175; or pillow basalts: L179, L573, L575).

2.3. Geochemistry of the volcanic rocks

Geochemical characterisation of the volcanic rocks is based on the major, trace and REE analysis of 27 samples (Fig. 2; Table 1; analytical procedures are shown in annexe).

Using classifications of Le Maitre et al. (1989; Fig. 6a) and Winchester and Floyd (1976; Fig. 6b), most volcanic rocks range from basalts to basaltic andesites. Some apparently more felsic samples (SiO_2 = 57 to 72 wt%, Table 1) plot in the dacitic field of Fig. 6a. However these felsic samples plot in the same fields in diagrams using trace elements, as the silica-poor samples, suggesting a possible mobility or chemical transfer of some major elements (alkali and silica), in response to alteration processes. For this reason, the discussion about tectonic setting is based on non mobile elements, i.e. High Field Strength Elements (HFSE).

The Northern Group lavas can be separated in two types on the basis of their trace contents (Table 1, Fig. 7a): type 1 is slightly enriched in Light Rare Earth Elements (LREE) relatively to Heavy Rare Earth Elements ($(La/Sm)_N$ = 1.0-1.3, $(La/Yb)_N$ = 1.0-1.4, e.g. L140, L156, L199), and enriched in Th and Large Ion Lithophile Elements (LILE, e.g. Ba, Rb, K) relatively to High Field Strength Elements (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti and REE) with $(Th/Yb)_N$ = 3.5-11.5. Type 2 is depleted in LREE ($(La/Sm)_N$ = 0.5-0.8, $(La/Yb)_N$ = 0.6-0.8, e.g. L157, L174), with low Th and LILE enrichments relative to Normal Mid Ocean Ridge Basalts (N-MORB) values ($(Th/Yb)_N$ = 0.8-3.9; Fig. 7a). Most samples from both groups have a small relative Nb-Ta depletion (Fig. 7a). Considering the major elements (Table 1), type 1 is silica-poor (49-52 wt%) and type 2 is slightly more silica-rich (50-57 wt%). Both types have high MgO contents (around 8 wt% for type 1 and 7 wt% for type 2) and have no Ti anomaly (TiO_2 = 2-0.5 wt%). Type 1 is relatively depleted in P, whereas type 2 is not. REE contents show that both lava types, particularly type 2, appear to be geochemically close to MORB (Fig. 7a). However, some major elements, LILE and LREE enrichments and associated to Nb-Ta depletions, suggest (particularly type 1) chemical affinities associated with arc-related rocks (Stolz et al., 1996 and references therein). These affinities with both MORB and arc lavas suggest a back-arc setting, as supported by ternary diagrams (Figs. 8a-b).

Table 1 (continued) - Whole-rock geochemistry of Skardu area, Southern Group, Thalle Valley lavas.

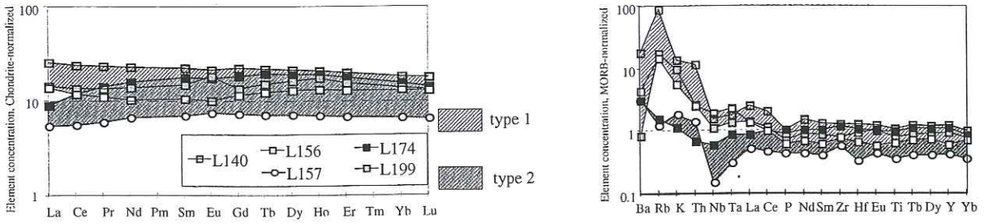
	Southern Group: Upper Thalle valley, Kussomik suite														
sample	L90	L94	L97	L104	L105	L106	L107	L111	L114	L115	L116	L118	L124	L125	L130
lithology (type)	pillow	pillow	pillow	pillow	pillow	pillow	pillow	Tuff	pillow	pillow	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow
Locality	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik	Kussomik
Area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area
(wt%)															
SiO2	52.43	49.32	52.69	52.94	50.01	54.28	48.80	50.64	50.95	53.68	54.17	62.22	49.52	52.47	47.37
TiO2	1.29	0.94	1.21	1.24	0.85	0.80	0.86	1.07	1.11	1.24	1.37	1.11	0.71	0.97	0.95
Al2O3	16.84	17.54	17.55	15.79	17.57	16.05	18.94	17.65	18.28	15.30	15.80	13.90	17.46	18.99	16.84
Fe2O3t	12.12	9.42	11.74	8.83	10.04	8.24	9.74	10.08	10.62	10.93	11.81	7.48	9.64	8.93	10.12
MnO	0.28	0.20	0.18	0.47	0.16	0.13	0.11	0.18	0.18	0.35	0.22	0.19	0.48	0.37	0.26
MgO	3.02	6.36	3.57	3.13	6.69	5.01	5.78	6.09	3.71	3.60	3.15	0.46	9.04	4.07	5.81
CaO	10.83	12.31	7.82	7.15	7.75	9.67	8.53	6.18	8.28	8.69	8.56	12.92	7.45	8.45	8.48
Na2O	2.09	1.21	3.59	2.77	3.01	2.28	2.93	3.14	2.70	3.62	2.11	0.24	0.51	4.25	2.89
K2O	0.28	1.62	0.95	1.49	0.53	0.48	0.20	1.46	1.43	0.40	0.99	0.08	0.10	0.26	1.01
P2O5	0.21	0.17	0.21	0.45	0.16	0.15	0.18	0.30	0.32	0.30	0.43	0.38	0.15	0.17	0.21
LOI	0.89	0.59	0.56	5.45	3.10	3.04	3.29	2.87	1.79	1.34	0.93	1.39	5.23	0.93	5.46
H2O-	-	0.05	0.02	0.04	0.03	0.04	0.06	0.02	0.08	0.02	-	-0.03	0.19	-	0.03
Total	100.28	99.73	100.09	99.75	99.90	100.17	99.42	99.68	99.45	99.47	99.54	100.34	100.48	99.86	99.43
(ppm)															
Ba	33	n.d.	79	253	84	117	53	109	134	23	111	9	10	68	n.d.
Rb	3	n.d.	14	36	10	8	3	40	36	6	21	2	2	4	n.d.
Sr	303	n.d.	296	166	307	432	415	287	379	92	481	954	219	484	n.d.
Ta	0.3	n.d.	0.2	0.6	0.1	0.1	0.1	0.2	0.8	0.3	0.5	0.4	0.2	0.2	n.d.
Th	0.84	n.d.	0.71	2.58	0.55	0.49	0.65	0.99	1.43	1.47	2.23	1.60	0.96	0.73	n.d.
Zr	87	75	85	159	56	56	65	80	119	109	149	116	70	66	86
Nb	3	4	3	6	2	2	2	3	5	5	7	5	3	3	3.5
Y	30.2	47.3	30.6	34.7	20.7	18.5	21.4	25.5	30.8	33.7	49.9	35.1	17.2	22.3	23.9
Hf	1.5	n.d.	1.0	1.7	0.9	0.6	0.5	0.9	1.5	2.4	3.7	2.2	1.4	1.2	n.d.
Co	71.6	91.1	2.9	14.8	n.d.	52.2	20.2	50.0	17.7	51.8	58.5	59.0	78.4	43.3	41.22
U	0.24	n.d.	0.22	0.94	0.21	0.17	0.23	0.40	0.45	0.52	0.76	0.51	0.34	0.26	n.d.
Pb	3.5	n.d.	3.0	12.6	2.7	2.3	2.6	4.2	3.3	5.5	5.9	5.6	2.9	4.3	n.d.
Cs	0.06	n.d.	0.87	0.68	0.86	0.57	0.39	2.57	0.87	0.11	0.53	0.09	0.11	0.12	n.d.
La	7.2	n.d.	7.2	15.0	4.9	4.8	5.3	7.6	9.9	10.3	15.4	11.1	6.6	5.8	n.d.
Ce	18.0	n.d.	18.7	37.5	12.6	11.7	13.6	19.6	25.0	25.4	38.0	27.0	15.0	14.4	n.d.
Pr	2.7	n.d.	2.8	5.3	1.9	1.7	2.0	2.9	3.6	3.7	5.5	3.9	2.1	2.1	n.d.
Nd	13.2	n.d.	14.0	23.9	9.2	8.3	9.6	14.3	16.3	17.6	26.2	18.9	9.5	10.3	n.d.
Sm	4.0	n.d.	4.4	6.3	2.6	2.4	2.8	4.0	4.4	4.9	7.2	5.2	2.6	3.0	n.d.
Eu	1.36	n.d.	1.51	1.85	0.94	0.88	0.95	1.32	1.38	1.41	2.07	1.54	0.73	1.01	n.d.
Gd	4.2	n.d.	4.6	6.3	3.1	2.5	2.8	4.1	4.4	4.8	7.2	5.2	2.5	3.1	n.d.
Tb	0.80	n.d.	0.85	0.99	0.52	0.43	0.50	0.72	0.75	0.88	1.30	0.94	0.46	0.58	n.d.
Dy	4.8	n.d.	5.0	6.0	3.3	2.8	3.3	4.1	4.8	5.2	7.5	5.4	2.7	3.4	n.d.
Ho	1.00	n.d.	1.02	1.33	0.70	0.64	0.76	0.85	1.09	1.09	1.58	1.11	0.55	0.71	n.d.
Er	3.01	n.d.	2.97	3.32	1.97	1.64	1.94	2.45	2.80	3.23	4.75	3.24	1.61	2.05	n.d.
Yb	2.74	n.d.	2.73	3.01	1.79	1.50	1.79	2.15	2.55	2.97	4.38	2.90	1.46	1.88	n.d.
Lu	0.42	n.d.	0.41	0.41	0.25	0.22	0.27	0.32	0.39	0.45	0.66	0.43	0.23	0.28	n.d.

Table 1 - Whole-rock geochemistry of volcanic rocks from the Skardu area, Northern Group (Skoro to Thalle valleys), Southern Group (Bauma Harel and Muchilu) and Kaizarah Formation.

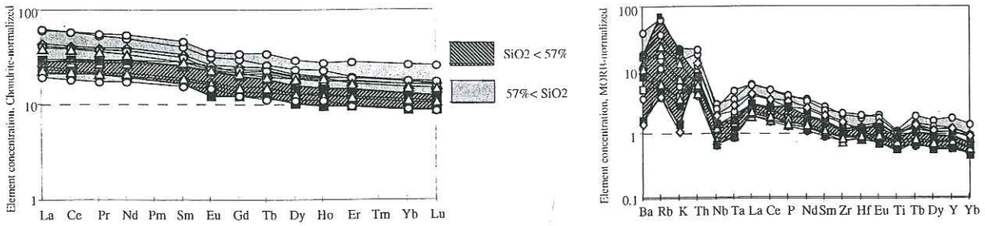
	Northern Group: Upper Thalle to Skoro valley							Southern Group: Muchilu and Bauma Harel					Kaizarah Formation				
sample	L140	L156	L199	L174	L157			L57	L58	L59	L173	L171	L573	L575	L179	L175	
lithology (type)	pillow Type 1	lava flow Type 1	pillow Type 1	pillow Type 2	pillow Type 2			pillow	pillow	dyke	tuff	tuff	pillow	pillow	pillow	tuff	
Locality	upper Thalle	Bauma Harel	skoro lungma	Bauma Harel	Bauma Harel			Muchilu	Muchilu	Muchilu	Bauma Harel	BH shigar	Katchoura	Katchoura	Shigar	Shigar	
Area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area			Skardu area	Skardu area	Skardu area	Skardu area	BH	Saqara Lake	Skardu area	Lower Bauma Harel valley	Skardu area	
(wt%)																	
SiO2	48.71	51.17	52.24	50.02	57.04			54.29	48.77	68.95	49.1	56.3	46.89	52.98	48.56	49.28	
TiO2	1.34	0.8	0.95	1.2	0.44			0.55	0.51	0.4	0.56	0.51	0.79	0.75	2.4	2.00	
Al2O3	14.56	13.82	11.71	15.96	14.04			14.95	18.07	12.16	18.92	17.97	14.82	12.09	16.33	11.8	13.53 0.7
Fe2O3t	11.6	11.76	11.01	10.36	7.57			8.49	7.99	6.4	9.57	8.26	8.02	7.16	11.96	10.86	11.23 1.00
MnO	0.19	0.16	0.15	0.17	0.13			0.14	0.17	0.11	0.16	0.12	0.25	0.12	0.18	0.16	0.17 0.7
MgO	7.87	8.02	8.07	6.69	6.8			6.81	3.48	2.1	4.7	3.51	8.67	12.93	5.43	11.4	7.23 0.9
CaO	10.35	7.37	9.21	7.63	6.85			8.49	8.89	3.57	9.41	6.7	15.23	11.30	8.27	8.97	11.01 0.8
Na2O	2.19	4.83	2.54	4.01	3.91			1.84	4.34	3.12	2.5	3.59	1.29	1.09	3.37	2.64	2.22 1.9
K2O	0.99	0.4	0.69	0.08	0.13			1.34	0.46	0.4	0.93	0.45	0.50	0.34	0.72	0.26	1.09 1.6
P2O5	0.12	0.07	0.08	0.1	0.05			0.18	0.16	0.08	0.1	0.11	N.D.	0.12	0.23	0.23	0.23 3.3
LOI	1.78	1.04	2.7	2.17	2.01			2.19	5.87	2.78	4.14	2.55	3.55	1.12	2.57	2.94	-
H2O-	0.04	-	0.06	0.06	0.05			0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	-	-	-	-	-
Total	99.74	99.44	99.41	98.45	99.02			99.29	98.76	100.07	100.11	100.07	0.00	0.00	100.02	100.54	mean (n=9)
(ppm)																	
Ba	115	28	5	20	20			n.d.	74	44	147	64	116	72	69	139	132.47
Rb	51	8	10	1	1			n.d.	7	6	19	8	10	7	6	4	9.08
Sr	198	262	111	128	115			n.d.	676	238	441	339	249	200	163	219	402.67
Ta	0.24	0.31	0.18	0.12	0.04			n.d.	0.09	0.05	0.06	0.08	1.17	0.60	0.80	1.23	1.25
Th	1.39	0.31	0.32	0.08	0.17			n.d.	0.89	0.23	0.70	0.88	1.83	0.79	0.94	1.75	1.10
Zr	96	55	60	89	44			70	10	43	44	46	39	54	164	145	186.63
Nb	4	4	3	1	0			4	1	1	1	1	19	9	12	19	20.32
Y	35.1	16.9	26.3	31.2	11.9			15.5	22.7	15.9	15.3	15.3	16.4	13.6	31.1	19.8	27.31
Hf	0.51	0.89	0.90	1.16	0.69			n.d.	0.43	0.45	0.51	0.82	1.12	1.39	1.17	1.54	4.54
Co	41.33	56.41	129.45	33.43	40.67			36.18	53.37	33.18	34.68	29.10	43.16	56.71	36.16	49.75	44.95
U	0.27	0.07	0.30	0.06	0.08			n.d.	0.48	0.47	0.22	0.27	0.31	0.26	0.25	0.34	0.41
Pb	9.2	1.0	0.3	-	0.3			n.d.	8.2	2.5	2.5	4.4	1.1	1.1	1.0	2.3	2.07
Cs	1.65	4.55	0.29	0.22	0.19			n.d.	1.40	0.75	1.01	0.40	0.57	0.68	0.25	0.62	0.10
La	6.4	3.5	3.6	2.2	1.3			n.d.	11.0	2.6	5.4	5.6	11.7	7.2	11.8	15.7	15.84
Ce	15.5	7.7	8.7	7.7	3.6			n.d.	23.4	5.5	11.4	12.3	21.3	15.6	29.4	37.5	38.22
Pr	2.3	1.1	1.3	1.4	0.6			n.d.	3.2	0.9	1.6	1.7	2.5	2.0	4.2	4.9	5.44
Nd	11.1	5.0	6.6	7.6	3.2			n.d.	14.4	4.6	7.1	7.8	9.7	8.5	19.1	20.6	24.89
Sm	3.5	1.6	2.3	2.8	1.1			n.d.	3.4	1.5	1.8	2.0	2.1	2.0	5.2	4.8	6.14
Eu	1.27	0.59	1.08	1.03	0.45			n.d.	1.15	0.51	0.65	0.72	0.70	0.70	1.77	1.43	2.02
Gd	4.6	2.4	2.8	3.8	1.5			n.d.	3.5	1.7	2.1	2.2	2.3	2.3	5.7	4.6	6.28
Tb	0.84	0.48	0.58	0.74	0.28			n.d.	0.58	0.35	0.36	0.38	0.38	0.37	0.99	0.72	0.95
Dy	5.5	3.3	4.2	5.0	1.9			n.d.	3.6	2.2	2.3	2.5	2.4	2.3	6.0	4.0	5.38
Ho	1.19	0.76	1.00	1.09	0.40			n.d.	0.77	0.50	0.52	0.54	0.52	0.48	1.17	0.74	1.01
Er	3.38	2.19	2.61	2.97	1.14			n.d.	2.14	1.53	1.46	1.54	1.43	1.33	3.02	1.78	2.42
Yb	3.08	2.17	2.35	2.58	1.11			n.d.	1.88	1.44	1.37	1.46	1.54	1.21	2.17	1.24	2.02
Lu	0.46	0.34	0.34	0.37	0.17			n.d.	0.28	0.21	0.20	0.22	0.24	0.18	0.27	0.15	0.29

BHVO certificate standard		
	errors (%)	
	-	
2.75	1.2	
13.53	0.7	
11.23	1.00	
0.17	0.7	
7.23	0.9	
11.01	0.8	
2.22	1.9	
1.09	1.6	
0.23	3.3	
-	-	
mean (n=9)	accuracy	standard
(ppm)	(ppm)	deviation
132.47	0.4	3.7
9.08	-1.9	0.3
402.67	-3.7	10
1.25	-0.04	0.1
1.10	-0.002	0.02
186.63	-2.6	5.8
20.32	-0.6	1.0
27.31	-0.2	0.7
4.54	-0.05	0.2
44.95	0.05	0.6
0.41	-0.002	0.01
2.07	-0.02	0.2
0.10	-0.002	0.01
15.84	-0.1	0.4
38.22	-0.4	0.9
5.44	-0.04	0.1
24.89	-0.08	0.4
6.14	-0.04	0.1
2.02	-0.04	0.05
6.28	-0.08	0.2
0.95	-0.005	0.02
5.38	-0.01	0.1
1.01	-0.001	0.03
2.42	-0.04	0.06
2.02	-0.01	0.05
0.29	0.0004	0.01

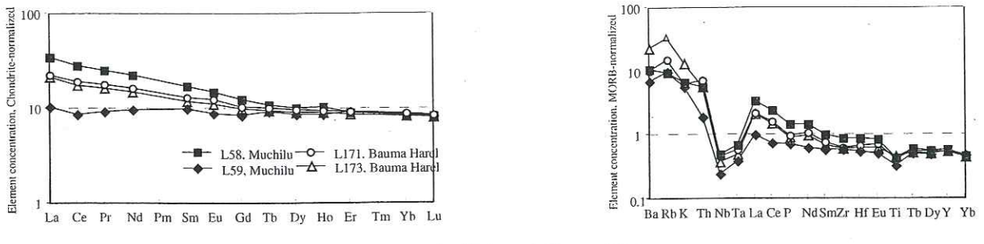
a - Northern Group



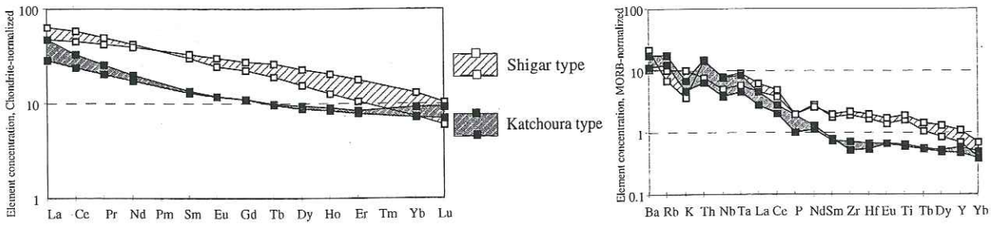
b - Southern Group (Upper Thalle Valley)



c - Southern Group (Muchilu and Bauma Harel valleys)



d - Katzarah Formation



e - Eastern Shyok Suture Zone (Nubra-Shyok Volcanic Unit)

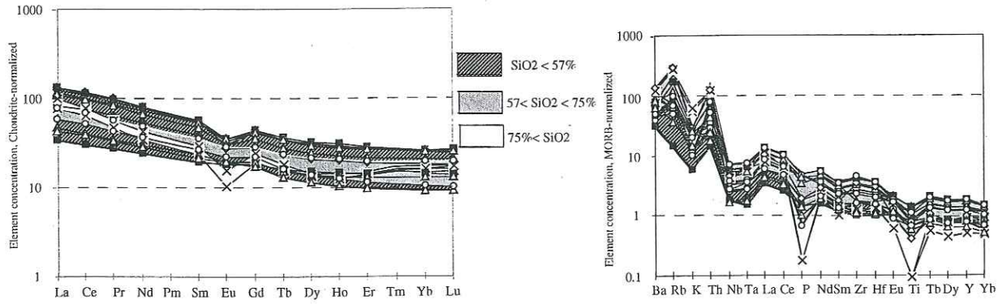


Fig. 7 - Trace and REE plots of Skardu and Nubra-Shyok areas. Left: REE plots are normalised to the chondritic values of Evensen et al. (1978). Right: the trace and REE spidergrams are normalised to the N-MORB values of Sun and McDonough (1989). Filled and unfilled symbols correspond to □: SiO2 < 52 wt%; △: 52< SiO2 < 57 wt%; ○: 57 < SiO2 < 63 wt%; ◇: 63 < SiO2 < 75 wt%; × 75w t% < SiO2.

In the Southern Group (Upper Thalle Valley, Muchilu and Bauma Harel), the volcanic rocks range from basalts to basaltic andesites (Fig. 6b). They are clearly enriched in LREE relatively to HREE, with flat HREE patterns (Figs. 7b-c). Enrichment of Th and LILE and a relatively strong Nb-Ta depletion similar to arc-related rocks is more marked for Bauma Harel and Muchilu volcanic rocks ($(La/Sm)_N$ = 1.1-2.0, $(La/Yb)_N$ = 2.6-3.9, $(Th/Yb)_N$ = 12-15) than for Upper Thalle lavas ($(La/Sm)_N$ = 1.0-1.6, $(La/Yb)_N$ = 1.8-3.0, $(Th/Yb)_N$ = 7-22). Southern Group lavas have tholeiitic to intermediate calc-alkaline compositions (Fig. 6c). Upper Thalle lavas (SiO_2: 47.4-62 wt%; MgO: 9-3 wt%; TiO_2: 1.4-0.8 wt%) and Bauma Harel-Muchilu volcanic rocks (SiO_2: 48.8-69 wt%; MgO: 6.8-2.1 wt%; TiO_2: 0.55-0.4 wt%) present important variations of major oxides, with relatively high MgO contents in the most primitive samples. As with most of the Southern Group lavas, the most primitive lavas have low TiO_2 contents (respectively 0.71 wt% in L124 and 0.55 wt% in L57), which is also typical of an arc signature (Juteau and Maury, 1997). Finally, most Southern Group volcanic rocks display slight Eu anomalies, reflecting abundance of plagioclase.

In the Katzarah Formation, lavas are subalkaline to alkaline basalts (Table 1, Fig. 6b), which can be separated in two types based on their major elements contents: type 1, the Shigar basalts, which have high TiO_2 (2-2.4 wt%), Fe_2O_{3t} (11-12 wt%), Na_20 (2.6-3.4 wt%) and low CaO (8.3-9 wt%) contents; and type 2, the Katchoura basalts, which have lower TiO_2 (0.7-0.8 wt%), Fe_2O_{3t} (7-8 wt%), Na_20 (1.1-1.3 wt%) and higher CaO (11-15 wt%) contents than type 1 basalts. Both types are LILE and LREE enriched (Table 1, Fig. 7d), however the Katchoura basalts have flat-REE patterns whereas Shigar basalts are progressively more depleted in HREE from Tb to Lu. These basalts have no marked Nb, Ta, Ti negative anomalies, only very restricted K, Nb and P anomalies, and a slight positive Ti anomaly for the Shigar basalts (Fig. 7d). As such the Katzarah Formation basalts which have typical features of Ocean Island Basalts (OIB) type basalts (Rollison, 1993; Juteau and Maury, 1997), with major, trace elements and REE in the same range as OIBs (Figs 8a-b).

3. The south-eastern part of the Shyok suture zone (Nubra-Shyok area)

In the Nubra-Shyok area (Fig. 9a), the Shyok Suture Zone was studied from Hundar to Darbruk, particularly along the Nubra and Shyok Valleys and on both sides of the Nebok la Pass.

3.1. Structural context

In the Nubra-Shyok area Karakoram formations are overthrust on the Ladakh formations (cross-section AB in Fig. 9b). In the field (right bank of the Nubra valley), this thrust appears to be unconformably overlain by the Eocene Shyok Molasse (Rai, 1983).

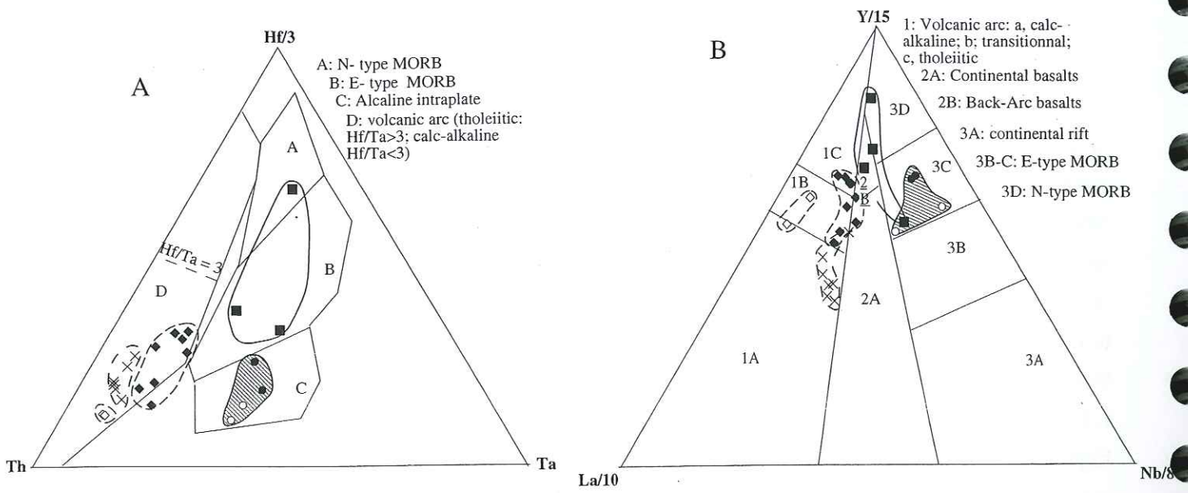


Fig. 8 - Ternary plots after Wood et al., 1981 (A) and Cabanis and Lecolle, 1989 (B). The triangular diagrams based on discriminant elements (Hf, Th, Ta, Nb, La, Y) better illustrate the chemical differences between the groups previously defined. The Northern Group, displaying both MORB and arc features, clusters in the MORB and back-arc fields. The arc suites, characterised by the classic Nb-Ta depletion, show variations from tholeiitic to calc-alkaline fields, with marked enrichments in Th and La, relative to Hf and Y. The Katzarah Formation significantly differs from the previous groups by its enrichment in Ta and Nb, typical features of within plate magmas. Symbols are same as in Fig. 6. Only basalts and basaltic andesites have been plotted.

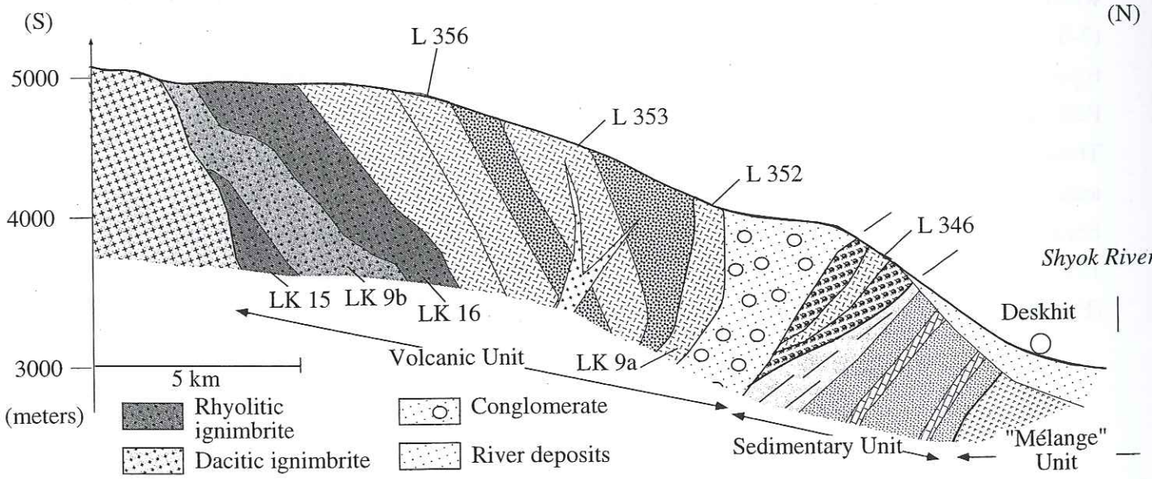


Fig. 10 - Cross-section of the volcanic unit of the Shyok Suture Zone (Nubra-Shyok area, NW India). For location see Fig. 9. Location of samples selected for the geochemical analysis are shown. L346-356 have been sampled along the actual Deskhit section while LK9-16 have been sampled along the road between Khardung and Deskhit. Symbols are same as in Figs. 5 & 9, except those described above.

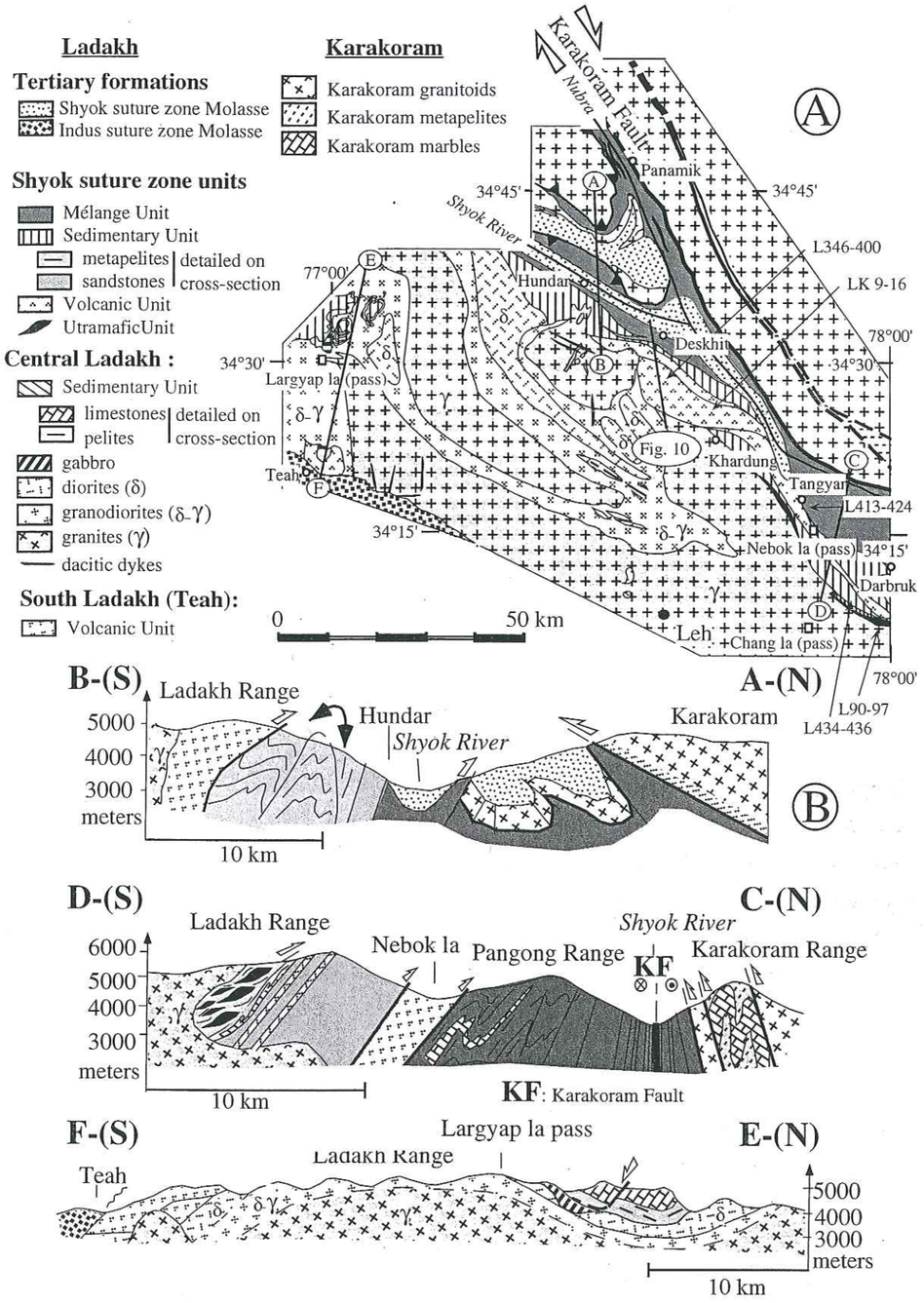


Fig. 9 - A: Geological map of the Nubra-Shyok Suture Zone area (Northwest India) showing the location of Fig. 10. B: Geological cross-sections of AB = Nubra-Shyok confluence, CD = Chang La-Pangong range, EF = Ladakh Batholith.

The thrust could be an early pre-Eocene D1 thrust, however this assumption has not yet been confirmed by detailed field investigation in this restricted area. The D1 thrust and the overlying Shyok Molasse are subsequently deformed together by westnorthwest-eastsoutheast striking D2 folds, with axial planes steeply plunging to the north.

Farther to the south and south-east, when far from the Karakoram Fault (Fig. 3c), metamorphic foliations (synchronous to the D1 thrusting?) strike 70°E to 90°E indicating a north-south shortening axis, oblique to the suture but roughly parallel to the main Himalayan convergence direction. Stretching lineations and late to post metamorphic small D2 fold axes are usually steeply plunging, while whereas isoclinal D2 folds strike east-west with axial planes steeply dipping to the south. This pattern also indicates a strong north-south shortening with some additional vertical extrusion of the Shyok Suture Zone and Ladakh formations. The same strain regime persists in the D3 brittle deformation as evidenced by antithetic thrusts on both sides of the Shyok River (sections AB & CD in Fig. 9b) and by a huge bending of the central Ladakh Batholith roof (section EF in Fig. 9b). Finally, the current topography probably reflects a recent exhumation of the Ladakh Terrain, more important in the central Ladakh Batholith (altitude ~ 5000m) than in the boarding southern and northern volcanic and sedimentary formations (altitude ~ 3500m).

Close to the Karakoram Fault (section CD in Fig. 9b) metamorphic foliations and stratigraphic bedding become extremely dispersed (Fig. 3d), and in the Karakoram Fault itself, metamorphic foliation rotates to become parallel to the fault (Figs. 3e & f), whereas late metamorphic small-scale folds and lineation axes are moderately dispersed in the foliation plane. It is difficult to conclude, from our data, if the changes in orientation are due to the presence of an early Karakoram Fault, modifying the stress and strain pattern at its vicinity, or are the result of the passive reorientation of earlier structures in a late, post D2 dextral strike-slip motion of the fault.

3.2. Lithology

Regional metamorphism in this part of the Shyok Suture Zone is in the low greenschist facies with the assemblage chlorite + epidote + calcite ± quartz. The exception occurs in the Karakoram Fault zone, where a temperature increase is characterised by the assemblage: biotite + trémolite-actinolite ± epidote ± chlorite ± calcite, corresponding to the upper greenschist facies. The low grade metamorphic conditions allow the recognition of several lithological units. To the north, a volcano-sedimentary unit (the "Mélange" Unit of Rai, 1983; Fig. 9a) outcrops along the Karakoram Fault. This mélange contains lenses of intensely deformed metapelites, pillow-basalts, metatuffs and serpentinized ultramafics. In the Shyok-Nubra Confluence, the Mélange forms only a narrow strip along the Nubra Valley.

Table 2 - Mineral chemistry of selected basalts from the Nubra-Shyok area Volcanic Unit, and of plutonic rocks from thea Ultramafic Unit.

Locality	Chang La	Chang La	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Chang La	Chang La	Chang La	Deskhit
Nature	Harzburgite	gabbro	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	Dunite	Dunite	Dunite	basalt
N°	L380	L437	L402	L402	L352	L352	L441	L441	L380	L380	L380	L402
Mineral	orthopyroxene	clinopyroxene					plagioclase	plagioclase	olivine	Cr-spinel	Cr-spinel	ulvospinel
(wt%)												
SiO_2	57.8	52.2	51.8	50.9	49.1	51.3	52.2	50.9	41.4	-	-	-
Al_2O_3	0.9	0.7	2.7	2.3	4.4	2.6	29.3	30.4	-	4.3	4.3	3.0
MgO	36.4	13.0	16.0	15.0	14.4	15.2	0.1	0.1	52.6	6.9	7.4	-
FeO	4.0	6.8	5.6	9.1	4.8	5.8	0.6	0.7	5.4	21.2	20.4	71.5
Fe_2O_3	1.0	2.5	1.9	2.1	5.1	3.2	-	-	-	24.6	23.3	-
MnO	0.1	0.5	0.2	0.4	0.4	0.4	-	-	0.1	0.3	0.3	1.4
Cr_2O_3	0.1	-	0.1	0.1	-	-	0.1	-	-	42.4	43.5	0.1
TiO_2	-	-	0.5	0.8	0.8	0.5	-	-	-	-	-	17.4
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4	0.2	0.2	-
CaO	0.1	24.7	21.2	18.8	20.7	20.9	13.3	14.5	-	-	-	-
Na_2O	-	0.1	0.2	0.3	0.4	0.3	4.0	3.4	-	-	-	-
K2O	-	-	-	-	-	-	0.3	0.2	-	-	-	-
Total	100.5	100.5	100.2	99.7	100.1	100.3	100.0	100.2	100.0	100.0	99.4	93.4
Oxygen Number	6	6	6	6	6	6	8	8	4	32	32	32
Si	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	2.4	2.3	1.0	-	-	-
Al	-	-	0.1	0.1	0.2	0.1	1.6	1.7	-	1.4	1.4	1.0
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.7
Fe^3	-	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	-	-	-	5.0	4.7	11.2
Fe	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	-	-	0.1	5.2	5.1	5.8
Mg	1.9	0.7	0.9	0.8	0.8	0.9	-	-	1.9	2.9	3.1	-
Ca	-	1.0	0.8	0.8	0.9	0.8	0.7	0.7	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1	0.3
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.4	9.6	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1	-
Na	-	-	-	-	-	-	0.4	0.3	-	-	-	-
%Jd	1.8	1.8	5.0	3.8	8.7	5.4						
%Ac	-	-	-	-	-	-	% Albite	0.3	0.3	% Forsterite	94.4	Fe^3 # 0.3	0.3	0.9
%Wo	0.2	50.2	41.4	38.4	41.2	41.8						Mg# 0.4	0.4	-
%En	91.6	36.8	43.5	42.4	39.9	42.3	% Anorthite	0.6	0.7	% Fayalite	5.5			
%Fs	6.5	11.3	10.2	15.4	10.3	10.6						Cr # 0.9	0.9	-

Jd: jadeite, Ac: acmite, Wo: wollastonite, En: enstatite, Fs: Ferrosilite, Fe^3#:= $(Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al))$, Mg#:= $(Mg/(Mg+Fe^{2+}))$, Cr#= Cr/(Cr+Al).

This unit is better developed in the eastern part of the Nubra-Shyok area where it forms the Pangong Range. The contact with the other units, to south, is a steep fault, dipping either to the south-west or to the north-east.

To the south, and always in fault contact with the Mélange Unit, three units can be identified; the Ultramafic Unit (Chang La ultramafic rocks of Reuber, 1989), the Sedimentary Unit, and the Volcanic Unit (Rai, 1982; Rai, 1983). The Ultramafic Unit is best seen in the Chang La-Nebok La area where the section is inverted (section CD in Fig. 9b). North of the Chang La Pass, the Chang La ultramafics consist of harzburgites and dunites that form a 500 m thick band, laterally disappearing to the west. The Chang La ultramafics consist mainly of olivine (~ 90%; Fo: 0.94), minor proportions of orthopyroxene (~ 5%; En: 0.9) and Cr-spinel (2-5%; Mg/(Mg+Fe) = 0.2-0.4, Cr/(Cr+Al) = 0.86-0.87; Table 2). These ultramafics do not present any clear repeated sequences. They are cross-cut by irregular and rare gabbroic dykes containing an ophitic plagioclase (labradorite - bytownite)- diopsidic pyroxene (En: 0.4) texture. Pyroxene has been partly replaced by hornblende. Neither cumulative sequence of gabbro nor levels of basalt have been observed.

Southward, the Ultramafic Unit is intruded by the Ladakh granodioritic batholith, which contains several large, kilometric, enclaves. Northward, the Ultramafic Unit is thrust over the Sedimentary Unit.

The Sedimentary Unit consists mainly of 2000 to 3000 meters of conglomerates and sandstones, with minor interbeds of limestone. The limestone contains Orbitolina faunas of Albian - Cenomanian age (mesorbitolina). Further west, the Sedimentary Unit can be followed to the Shyok-Nubra Confluence where it consists of a 300 to 1000 meter-thick pelitic body, with lesser thicknesses of sandstone.

In the Nebok La Pass, some metric basaltic to andesitic flows are interbedded within the upper part of the Sedimentary Unit (samples L413-424). The Sedimentary Unit is overlain by the Volcanic Unit formed by a thin band of mainly rhyolitic lavas. The thickness of the Volcanic Unit increases westward and is well developed between Khardung and Deskhit (Fig. 9a). In Deskhit (Fig. 10) the volcanic series is represented at its base by narrow, discontinuous alternating basaltic pillow-lavas, massive lava flows (e.g. LK9a, L346, Table 3), and one horizon of conglomerate. Basalts are partially preserved from metamorphic overprinting and display a glomerophyric texture. Preserved magmatic phenocrysts are diopside clinopyroxene (En: 0.4, Wo: 0.4), Ti-rich ulvospinel ($Ti/Fe^{3+} = 0.33$) and a labradorite-bytownite plagioclase (see Table 2). Clinopyroxene is the most abundant phase. The conglomerates are overlain by thick and regular north-dipping basaltic andesite and tuffs (samples L352-L353). Lavas become andesitic at the top (e.g. L356-L400). In the andesitic lavas only plagioclase is present as a phenocryst (up to 1 cm across), and the texture is intersertal to glomerophyric.

Table 3 - Whole rock geochemistry of Eastern Shyok Suture Zone (Nubra-Shyok area) volcanic rocks of the Volcanic Unit, and plutonic rocks of the Chang La Ultramafic Unit.

Eastern Shyok Suture Zone: Nubra-Shyok area Volcanic Unit.																	Nubra-Shyok area Ultramafic Unit.				
sample	L346	L353	L352	L356	L400	LK9d	LK9a	LK9b	LK16	LK15	L424	L423	L413				L390	L434	L456	L397
lithology	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	ignimbrite	ignimbrite	lava flow	lava flow	lava flow					dunite	dunite	dunite	gabbro
Locality	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Deskhit	khardung	khardung	khardung	khardung	khardung	khardung	Tangysar	Tangysar	Agham				Chang la	Chang la	Chang la	Chang la
Area	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok	Nubra-Shyok							
(wt%)																				
SiO2	53.23	54.19	56.13	57.63	60.07	49.38	51.03	65.35	75.22	77.87	50.39	60.42	61.72				45.81	44.40	41.72	43.77
TiO2	1.27	0.70	0.83	0.84	0.95	0.98	1.73	0.50	0.12	0.12	1.68	1.39	1.03				0.00	0.00	0.00	1.07
Al2O3	17.81	14.82	17.13	17.32	17.03	17.96	17.86	17.07	13.08	11.19	20.73	12.98	15.85				0.30	0.15	0.03	15.55
Fe2O3t	8.59	7.06	8.25	7.61	7.49	10.69	10.92	4.55	1.28	1.04	9.35	9.45	6.68				6.40	6.65	6.20	14.47
MnO	0.14	0.12	0.15	0.20	0.19	0.18	0.22	0.13	0.05	0.12	0.14	0.20	0.17				0.11	0.06	0.10	0.20
MgO	3.45	2.41	3.91	3.28	3.57	5.39	3.53	0.79	0.27	0.10	0.14	0.20	2.34				43.22	37.88	43.71	9.45
CaO	7.68	8.45	7.72	6.72	3.48	9.34	9.01	3.21	0.70	1.00	7.50	5.96	3.76				0.33	0.02	0.02	11.88
Na2O	2.65	3.38	2.33	3.33	3.10	2.14	2.48	4.25	1.98	3.22	3.15	2.57	3.11				0.02	0.01	0.01	2.65
K2O	0.73	1.67	1.03	1.54	0.71	0.42	1.69	2.05	4.35	3.85	1.39	0.78	1.57				0.09	0.02	0.01	0.17
P2O5	0.39	0.11	0.16	0.20	n.d.	0.16	0.50	0.22	0.02	0.02	n.d.	n.d.	0.54							
LOI	4.09	7.08	2.36	1.33	3.40	1.67	0.46	0.72	1.95	1.32	2.03	1.81	3.24				3.59	10.77	8.17	0.78
H2O-	.	.	.	.	.	0.14	0.13	0.14	0.21	0.12	.	.	.				.	.	.	.
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	98.45	99.36	98.98	99.23	99.97	100.00	100.00	100.00				100.00	100.00	100.00	100.00
(ppm)																				
Ba	576	398	526	677	296	204	492	855	764	506	401	252	314				2	3	3	11
Rb	36.8	42.1	20.0	33.8	28.6	8.4	65.5	165.2	159.6	122.8	94.3	56.1	53.7				10.1	0.2	0.1	5.6
Sr	630	186	564	725	337	393	465	117	68	104	430	325	468				1	1	1	98
Ta	0.8	0.2	0.3	0.4	0.5	0.2	0.7	0.9	0.7	0.8	0.9	1.0	0.5				.	.	0.0	0.0
Th	7.33	2.07	2.92	2.90	3.42	1.73	5.33	15.10	14.63	14.25	8.19	9.62	4.26				0.00	0.02	0.01	0.01
Zr	243.5	83.3	88.3	119.4	167.6	75.5	126.2	251.5	95.3	81.9	309.6	333.1	200.8				.	.	0.2	10.2
Nb	13	4	4	6	9	4	13	10	10	10	14	16	8				0.01	0.04	0.02	0.38
V	39.5	18.1	22.5	21.4	33.7	24.1	48.9	26.7	14.6	26.4	52.2	50.1	39.5				.	0.6	.	17.7
Hf	5.5	2.2	2.4	3.1	4.1	2.1	3.5	6.1	2.7	2.9	7.4	7.5	5.0				100.7	.	.	0.5
Co	23.7	23.3	28.9	23.9	24.5	39.9	32.0	3.3	1.2	1.2	26.1	25.8	14.1				0.19	0.03	0.01	65.6
U	1.97	0.63	0.86	0.75	0.94	0.53	1.23	5.84	2.75	2.12	2.29	2.45	0.99				100.6	0.03	0.01	0.01
Pb	11.3	6.9	9.0	8.8	15.7	3.4	9.0	23.8	16.5	13.5	8.2	2.77	3.66				0.3	1.4	0.2	1.0
Cs	6.83	3.25	0.55	1.84	3.37	0.80	7.56	11.62	10.77	4.35	5.60	7.2	36.9				1.83	0.10	0.02	2.07
La	27.9	10.8	11.7	15.0	21.0	8.7	29.8	25.2	28.5	19.4	35.2	35.7	21.2				0.051	0.200	0.021	0.5
Ce	65.0	25.2	26.6	34.2	49.0	19.8	65.3	50.6	48.9	42.9	75.4	77.5	47.9				0.108	0.457	0.042	2.1
Pr	8.0	3.3	3.4	4.3	6.3	2.7	8.4	5.7	4.3	4.7	9.6	9.8	6.2				0.013	0.057	0.005	0.4
Nd	32.6	13.9	14.8	17.8	26.0	11.8	35.2	21.1	14.7	16.9	39.4	39.7	25.7				0.043	0.227	0.024	3.0
Sm	7.1	3.4	3.7	4.2	6.1	3.1	8.4	4.6	2.7	3.8	9.0	8.9	6.0				0.013	0.058	0.008	1.4
Eu	1.79	1.17	1.16	1.31	1.66	1.10	2.10	0.93	0.62	0.61	2.13	1.83	1.85				0.007	0.009	0.004	0.63
Gd	7.2	3.6	4.1	4.6	6.1	3.8	8.6	5.1	3.3	4.0	9.3	9.2	6.0				0.011	0.064	0.002	2.2
Tb	1.08	0.49	0.59	0.61	0.91	0.62	1.30	0.70	0.38	0.61	1.40	1.32	1.02				0.002	0.013	0.002	0.43
Dy	6.4	3.0	3.6	3.6	5.5	3.9	7.7	3.7	2.0	3.4	8.4	8.1	6.3				0.010	0.092	.	2.9
Ho	1.32	0.60	0.78	0.72	1.16	0.84	1.60	0.76	0.42	0.74	1.81	1.70	1.32				0.002	0.023	.	0.64
Er	3.69	1.68	2.19	1.93	3.19	2.43	4.49	2.38	1.33	2.41	4.86	4.69	3.75				0.005	0.071	0.005	1.80
Yb	3.40	1.57	2.21	1.79	3.10	2.41	4.30	2.51	1.48	2.76	4.43	4.34	3.56				0.007	0.059	0.005	1.51
Lu	0.52	0.24	0.34	0.26	0.47	0.36	0.66	0.40	0.24	0.45	0.70	0.67	0.55				0.001	0.007	0.001	0.22

For Chang La ultramafic rocks, some trace and REE values, given at the third decimal, appear to be extremely low, close to the detection limits, but still remain coherent. Negative anomalies such as Nb must be regarded with reserves.

Vacuoles with diameters ranging from 0.1 to 1 mm have been filled by quartz. The upper last andesitic lavas are overlain by a thick ignimbritic pile (> 2000 meter thick; Fig. 10) made of alternating rhyolite (LK15-16) and dacite (LK9b), which displays clastic tuff textures or partially welded ignimbritic textures.

3.3. Geochemistry

Characterisation of the volcanic and plutonic rocks of the Nubra-Shyok Suture Zone area is based on the analyses of major oxide, and trace elements of 13 lavas from the Volcanic Unit, and 4 plutonic samples from the Chang La Ultramafic Unit. The data is presented in Table 3. Lava compositions cover a wide SiO_2 range (49 to 78 wt%), from basaltic to rhyolitic compositions (Table 3, Fig. 6a-b). In comparison to the Skardu area, they are generally more differentiated, with andesitic, dacitic and rhyolitic compositions.

The most primitive volcanic rock (LK9d, SiO_2 = 49.38 wt%) is characterised by moderate TiO_2 (0.98 wt%) and MgO (5.4 wt%) contents. The evolution to more evolved basaltic lavas (LK9a, L424; SiO_2: 50.4-51.03 wt%) is characterised by a TiO_2 increase (1.68-1.73 wt%) and a MgO decrease (3.1-3.4 wt%). Concerning further SiO_2 increase from 53 to 75 wt%, TiO_2 and MgO decrease regularly and Na_2O+K_2O increases moderately (up to 7 wt%). Such behaviour suggests a tholeiitic fractionation trend, although the suite remains in the calc-alkaline fields (e.g. Figs. 6c & 8a-b). For equivalent silica contents, lavas are more enriched in LREE relative to HREE (basalts to basaltic andesites: $(La/Sm)_N$ = 1.79-2.47, $(La/Yb)_N$ = 2.45-5.7) in comparison to the Skardu area. The lavas have marked Eu, Nb, Ta, Ti and P negative anomalies and a marked Th enrichment ($(Th/Yb)_N$ = 18-55), characteristic of a mature volcanic arc environment, as also pointed in Figures 8a-b.

The Chang La Ultramafics are Mg-rich dunites, with little variation in major elements (MgO = 38-44 wt%; Fe_2O_{3t} = 6.2-6.7 wt%). The Chang La gabbro is also Mg rich (MgO = 9 wt%; Table 3). Trace elements and REE patterns of the gabbro are typical of N-MORB compositions ($(La/Sm)_N$ = 0.24, $(La/Yb)_N$ = 0.23, $(Th/Yb)_N$ = 0.24, Fig. 11a-b). The dunites are depleted in trace and REE, with either Eu negative or positive anomalies in response to their cumulative nature. However, the gabbro pattern presents a Zr-Hf negative anomaly and dunites display Ti and Nb negative anomalies, with some LILE enrichments. Though these anomalies should be considered carefully, as the contents of ultramafic rocks are close to detections limits, and LILE are subject to be mobile, such features have also been observed in Spongtang and Nidar ophiolites where they are interpreted to be due to a supra-subduction zone (Maheo et al., 2000).

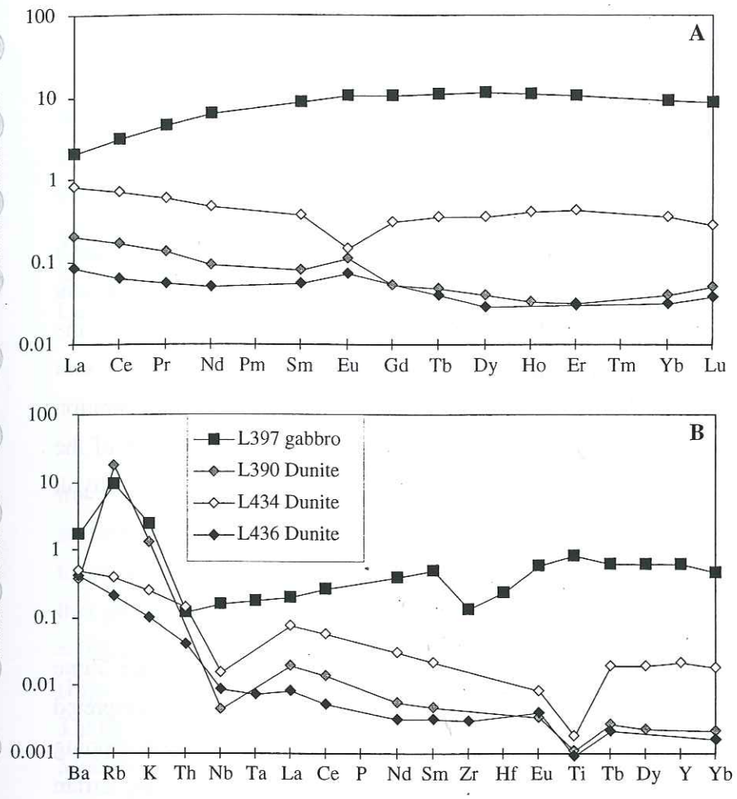


Fig. 11 - Trace and REE plots of Chang La Ultramafic Unit.

A: trace and REE spidergrams normalised to the N-MORB values of Sun and McDonough (1989).
B: REE plots are normalised to the chondritic values of Evensen et al. (1978).

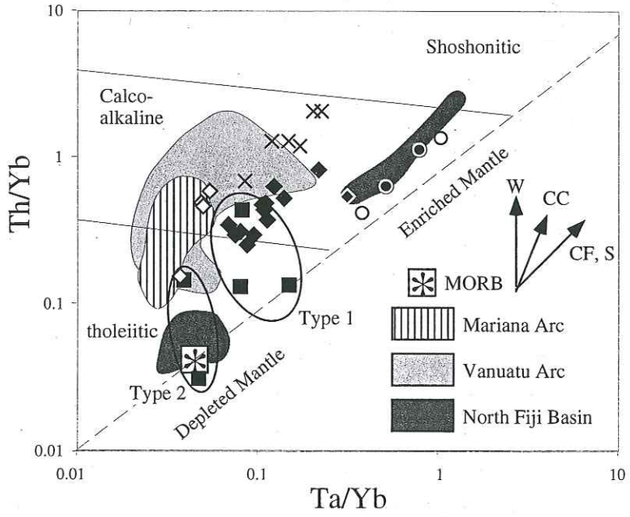


Fig. 12 - Comparison between the Shyok Suture Zone arc - back-arc series with the Vanuatu arc - North Fiji basin (Peate et al., 1997) and Mariana arc (Elliott et al., 1997) series, plotted in the diagram of Pearce et al., 1982.
N-MORB values are from Sun and Mc Donough (1989). Only basalts and basaltic andesites have been plotted.
W: (Wedge) enrichment via a fluid phase, CC: crustal contamination, CF: crystal fractionation, S: enrichment linked to the source. Symbols are same as in Fig. 6.

4. Discussion

Age of the Shyok Suture Zone formations

Presence of Orbitolina foraminifera bearing limestones, interbedded with the eastern Ladakh basalts and andesites, yield an Albian-Cenomanian age. So, at least the base of the Nubra-Shyok Volcanic Unit has a middle Cretaceous, 108 to 92 Ma. Same ages have been proposed for the western Ladakh Shyok Suture Zone units (Tahirkeli, 1982), for the southern Ladakh Dras I unit (Reuber, 1989), for the northern Kohistan Chalt Units (Pudsey, 1986), and for the first generation of Tibetan volcanic rocks (Coulon, 1986). The age of the more differenciated volcanic rocks of the upper Volcanic Unit is still controversial, as they appear to be overlain by the Eocene Shyok Molasse (Rai, 1983), but have been dated to the Oligocene by Thakur and Misra (1984).

Presence or absence of a back-arc basin

Two different interpretations have been proposed for the northern Kohistan Suture Zone volcanic rocks (Chalt Group). Khan et al. (1994, 1996) and Treloar et al. (1996) have interpreted this group as being part of a back-arc basin, behind the Kohistan arc, formed above a north-dipping subduction zone, whereas Khan et al. (1997) have interpreted it as a remnant of a fore-arc terrain above a south-dipping subduction zone.

The Shyok Suture Zone Northern Group has intermediate characteristics between MORB and arc lavas. Back-arc basin lavas are generally distinguished from MORBs considering their relative LILE and Th enrichments and relative Nb-Ta depletion, linked to the influence of subduction (Tarney et al., 1981; Saunders and Tarney, 1984; Volpe et al., 1987; Stern et al., 1990). For some back-arc lavas, however LILE and Th enrichments can also be due to the contribution of an enriched OIB-type mantle source, such as in the North Fiji Basin (Nohara et al., 1994; Eissen et al., 1994). While LILE are subject to be influenced by alteration and metamorphism, the Th content is probably stable during these processes (Wood et al., 1981), and can be used as a marker of enrichments relative to a N-MORB-like component. In order to show to what extent the Northern Group is close to a back-arc basin, we present here comparisons with south-western Pacific back-arcs and arcs, which could tentatively be representative of the Asian margin geodynamic setting in the Late Cretaceous. The diagram of Pearce (1982; Fig. 12) appears to discriminate between the contributions of subduction and enrichment linked to the source. The Northern Group type 2 lavas plot in the Th-Ta poor field, one sample being close to typical N-MORB values of Sun and Mc Donough (1989) and to the depleted North Fiji basin lavas, and the other plotting at the lower limit of the Vanuatu and Mariana arc fields. These plots are compatible with a depleted mantle source

comparable to the North Fiji N-MORB-type back-arc source end-member, with some Th enrichment linked to a subduction component ("W" in Fig. 12). Type 1 basalts appear to be intermediate between depleted and enriched (OIB-type) sources, with the same Th enrichment for one sample towards the Th-rich arc field. Hence, it appears that the Northern Group lavas are intermediate between MORB and arc fields, and are compositionally close to North Fiji back-arc lavas, confirming the hypothesis that the Northern Group represents a back-arc basin between the Ladakh arc and the Asian margin.

Does the Southern Group also corresponds to a back-arc or an arc setting?

The Southern Group lavas are more typical of an arc setting considering their major oxide, trace elements and REE contents, lower Mg-number and particularly the presence of Nb-Ta anomalies. But, for some samples, the relative enrichments in Fe and Mg versus alkalis correspond to a tholeiitic character, as shown in the AFM diagram (Fig. 6c). Basalts and basaltic andesites of this group have Th contents (0.5-2.6 ppm), slightly higher than type 1 Northern Group basalts (Th = 0.3-1.4 ppm) and much higher than type 2 (Th = 0.08-0.17 ppm). In the Pearce (1982) diagram (Fig. 12), most Southern Group samples overlap the Vanuatu and Mariana arcs fields. The Upper Thalle Kussomik suite volcanic rocks are closer to the type 1 Northern Group lavas, whereas some Muchilu and Bauma Harel volcanic rocks are closer to the type 2 Northern Group lavas. In these cases, Southern Group volcanic rocks are substantially enriched in Th and depleted in Ta relatively to Northern Group lavas, which is compatible with an increasing influence of subduction from north to south ("W" in Fig. 12). The Southern Group thus appears to correspond to an arc setting with some immature, tholeiitic features.

Evolution towards a more mature arc: the Nubra-Shyok area in Eastern Ladakh.

Most lavas from the eastern Ladakh Nubra-Shyok area have clear arc to active continental margin characteristics. The basalts and basaltic andesites have generally higher REE contents, than their Skardu area equivalents (Tables 1 & 3), and all lavas from the Volcanic Unit have clear Nb-Ta, Eu, Ti, and P negative anomalies (Fig. 7e). Basalts and basaltic andesites are clearly enriched in Th (2-9.4 ppm) comparatively to the Skardu area Southern Group, corresponding to the upper part of the calc-alkaline field (Fig. 12), which is comparatively higher than for the Vanuatu and Mariana arcs. Such high Th contents suggest the presence of significant crustal contamination or sedimentary assimilation ("CC" in Fig. 12) and crystal fractionation processes ("CF" in Fig. 12). However, the east Ladakh Nubra-Shyok lavas correspond to a more mature arc setting than the west Ladakh Skardu area volcanic rocks.

Was this arc based on continent or oceanic crust?

the basement of the arc has been contradictorily interpreted as " continental " (Raz and Honegger, 1989) or " ophiolitic " (Reuber, 1989). Our observations in the Largyap area indicate that the "migmatites" found in this zone by Raz and Honegger (1989) may be highly deformed granodiorite and granitic pods around a granitic intrusion. Hence, the only possible preserved basement of the arc appears to be the Chang La Ultramafic Unit. The presence of N-MORB like gabbros, although scarce, associated with dunitic ultramafics in this unit favours the ophiolitic interpretation of Reuber (1989), although it is not a complete ophiolitic section. Further, structural relations of the ophiolitic rocks to the rest of the Shyok Suture Zone formations are not clear. The Sedimentary Formation lies in direct contact with the ultramafics, but it is difficult to argue that the sediments were previously emplaced stratigraphically on the ultramafics. From the structural relations with the Sedimentary Unit, it is clear that the ophiolite has been thrust northward, over the Shyok Suture Zone formations. Therefore, the hypothesis that the ophiolitic rocks were the basement of the arc has not clearly been tested. Moreover, geochemical affinity with Spongtang and Nidar ophiolites, located south of the Ladakh batholith and interpreted as supra-subductive environments, suggests that this ophiolite was located south of the Shyok Suture volcanic arc formations.

Can the Katzarah Formation belong to the arc complex?

The Katazarah lavas are alkaline OIB-type basalts to trachy-basalts, erupted in a sedimentary environment. Similar OIB-type basalts are known in back-arc settings (e.g. Fiji Basin, Eissen et al., 1994; Nohara et al., 1994). In figure 12, Katchoura and Shigar basalts plot very close to the north-Fiji basin enriched back-arc basalts field. Katchoura and Shigar basalts could then have been erupted either in a back-arc or in an Ocean Island. However, from the relative scarcity of volcanic rocks in the Katzarah Formation, it could be argued that volcanism did not correspond to a short time-span event with relatively large amounts of lavas as generally required for Ocean Island volcanism. More probably volcanism resulted in small amounts of lava, interbedded in quite large amounts of carbonated and pelitic sediments, more compatible with a marginal basin setting. Further, these lavas have marked geochemical differences to the proper Shyok Suture Zone lavas and hence correspond to a different geodynamic setting, possibly occurring to the south of the Southern Group volcanic arc. Moreover, though outcropping directly south of the Southern Group of the Suture Zone, there is no structural or lithological continuity with the Shyok Suture Zone Units. Hence, the Katzarah Formation could have been formed in another marginal basin, south of the Shyok Arc and Back-arc formations.

Evolution from a back-arc to an arc in the Shyok Suture Zone

On the northern side of the arc, the geodynamic setting is marked by a transition from an olistolith environment in the north-west to a platform-type environment in the south and south-east. The platform was built of limestones in the west (Skardu area) and mainly of pelites and sandstones in the east (Nubra-Shyok area), suggesting a transition from marine sedimentation in the west to more continental sedimentation in the east.

The textures and structures of the lavas of the Northern Group (Skardu area) indicate an effusive emplacement in a sub-marine environment (pillow-lavas and lava flows). These volcanic rocks, emplaced as olistoliths interlayered in distal volcanic deposits (tuffs), are interpreted to have been deposited in a back-arc basin environment, close to the northern margin of the Ladakh Arc (1 in Fig. 13). Farther south and east, in the Southern Group of the Skardu area and lower Nubra-Shyok area Volcanic Unit, volcanism is characterised by still relatively distal volcanic formations, with minor pyroclastites (2 in Fig. 13). The upper part of the Nubra-Shyok area Volcanic Unit, however, is characterised by catastrophic aerial eruptions (huge masses of ignimbrite rhyolitic layers), which correspond to a mature volcanic arc environment (3 in Fig. 13). Due to its higher Th, LREE contents and calc-alkaline character, this volcanism could either be linked to an active continental margin setting, however no continental basement has been observed in the Nubra-Shyok area, or to the marked influence of subducted sediments (4 in Fig. 13). Hence, the geochemical evolution along the Shyok Suture Zone corresponds to a progressive transition from a back-arc basin setting in the Northern Group to a volcanic arc setting in the Southern Group of the Skardu area, and to a more mature arc in the Nubra-Shyok area Volcanic Unit. The Nubra-Shyok lavas are geochemically close to the farther east Ladakh and Tibetan margin lavas, interpreted as being erupted in an active continental margin setting (Coulon et al., 1986; Ahmad et al., 1998), and dated as Albian-Santonian (110-80 Ma) by Coulon et al. (1986). These lavas, ranging from basalts to rhyolites, have especially high Al_2O_3, low TiO_2 and MgO contents and marked Nb anomalies, which are in the same range as the Nubra-Shyok lavas.

Post-Cretaceous structural evolution

The structural evolution of the region is linked to the initial arc - back-arc geodynamic environment. Tectonic stacking of different arc and back-arc units in the Shyok Suture Zone of the Skardu area occurred in the Late Cretaceous to Early Tertiary. This tectonic stacking corresponds to strong north-south (0-10°E) compression, close to the India-Asia direction of convergence. Thin bands of mantle-derived serpentinized and sheared ultramafics underlining the thrust contacts in the Skardu Shyok Suture Zone suggest that the stacking of thrust sheets occurred during subduction of the back-arc under the Karakoram margin, as already suggested by Rolfo et al. (1997).

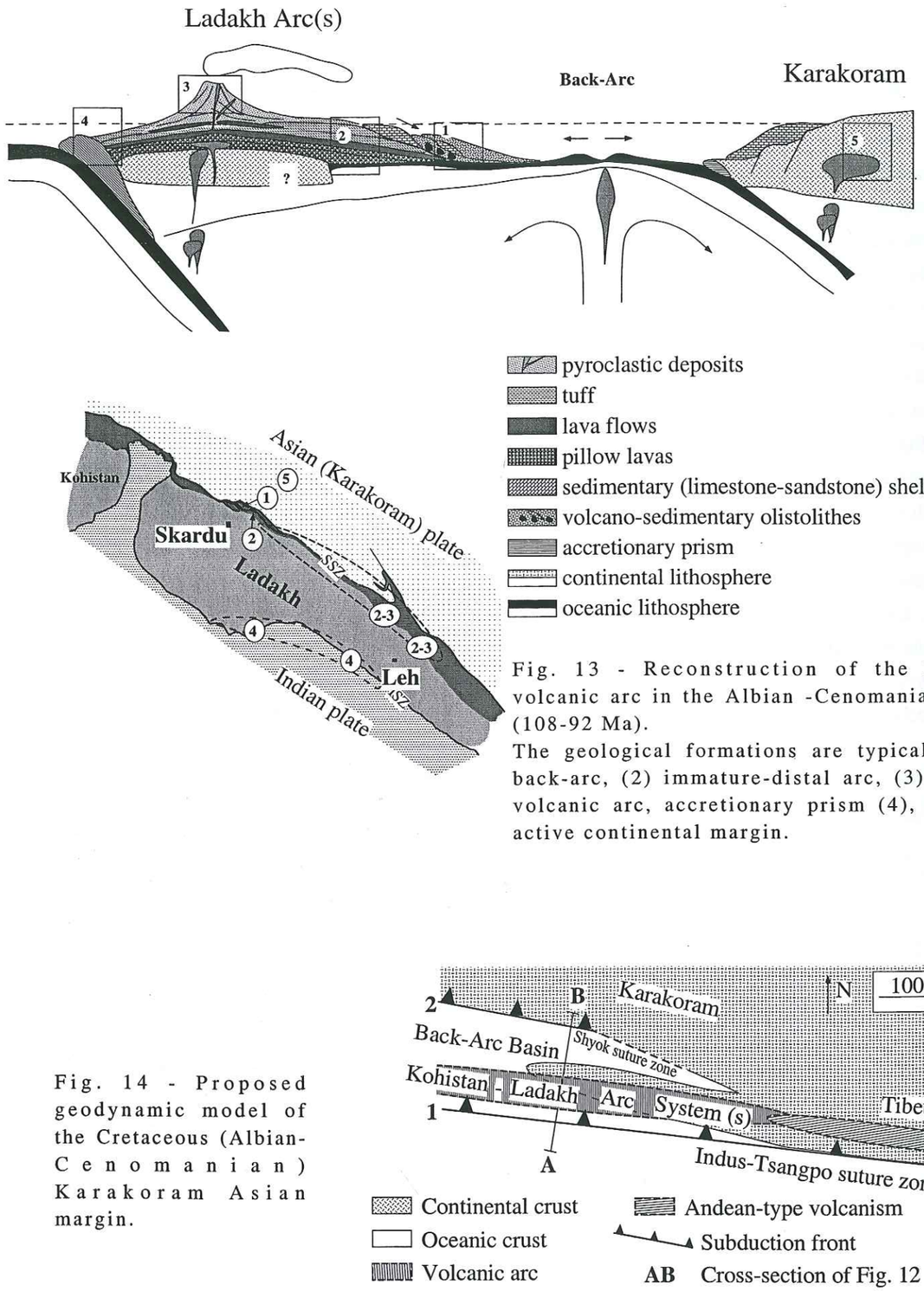


Fig. 13 - Reconstruction of the Ladakh volcanic arc in the Albian -Cenomanian times (108-92 Ma).
The geological formations are typical of (1) back-arc, (2) immature-distal arc, (3) mature volcanic arc, accretionary prism (4), and (5) active continental margin.

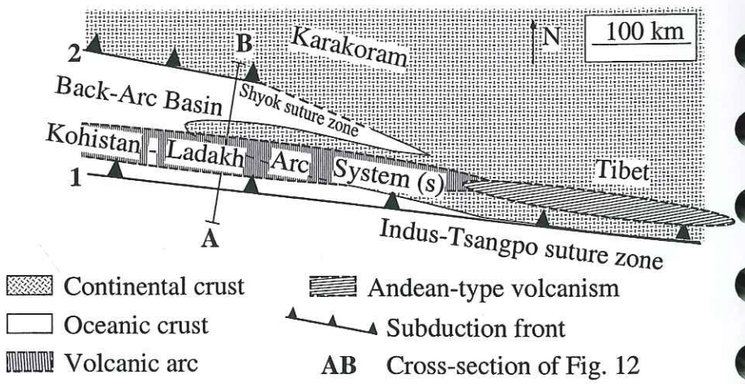


Fig. 14 - Proposed geodynamic model of the Cretaceous (Albian-Cenomanian) Karakoram Asian margin.

This event might have started in the Late Cretaceous (102-85 Ma), as indicated by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar dating in Kohistan (Treloar et al., 1989), and 115 to 95 Ma subduction-related granitoids in Karakoram (5 in Fig. 13; Crawford and Searle, 1992; Searle et al., 1989). In the Nubra-Shyok area, antithetic thrusts on each side of the suture and large scale east-west folds, also indicate a north-south compression possibly occurring after the emplacement of the Eocene Shyok Molasse. Finally the Shyok Suture Zone units are less affected by deformation and metamorphism probably due to the absence of a back-arc basin. Hence, the Shyok Suture in the Nubra-Shyok area corresponds to a single thrust contact.

The Skardu area Karakoram margin 120°E foliations indicate a 30°E compression, oblique to the north-south Indian-Asia convergence direction, in contrast to the Shyok Suture Zone. This difference indicates a possible partitioning of the deformation, related to strike-slip shearing along the Karakoram Asian margin.

After closure of the back-arc basin and collision of the Ladakh Terrain, Karakoram and Ladakh were deformed as a whole. Subsequent tectonism and metamorphism affected both Karakoram and Ladakh, especially along the Karakoram Fault.

5. Conclusion

The presence of back-arc sequences has been clearly identified in the northern part of the Kohistan arc (Khan et al., 1994, 1996; Treloar et al., 1996). Our data confirms the existence of back-arc formations in Ladakh, although it was probably narrower and ended progressively eastward. A paleogeographical reconstruction of the Karakoram margin in the Late Cretaceous has been presented, with opening of a back-arc basin on the northern side of the Ladakh Arc in response to northward subduction of the Tethyan oceanic lithosphere (1 in Fig. 14). This back-arc seems to have progressively opened towards the west and was closing in the east. The asymmetrical opening suggests subduction oblique to the Asian margin, emplaced intra-oceanically in the west (Kohistan and western Ladakh) whereas it was emplaced along the Tibetan continental margin in the east. Such processes of dissymetrical opening of marginal basins, with isolated thin strips of continental lithosphere on the border of a continental margin, have been invoked for the Cretaceous to Eocene evolution of the south-west Pacific margins (e.g. Cluzel et al., 1999).

The geochemical evolution of the northern Ladakh Arc itself also fits the model. From west to east, the arc lava geochemistry features an evolution from an immature-arc to a mature arc. Western Shyok Suture Zone arc lavas are geochemically close to the Dras lavas (Dras I of Dietrich et al., 1983) in south-western Ladakh, and to the Chalt Kohistan Cretaceous magmatic and volcanic

rocks interpreted to have been emplaced in oceanic settings during Albian to Cenomanian times (Petterson et al., 1991; Sullivan et al., 1994; Treloar et al., 1996; Khan et al., 1997; Kausar, 1998). From the comparable structural positions of Chalt and northern Ladakh series, it appears logical to consider Chalt as the western continuity of the Shyok Suture Zone arc - back-arc system. The correlation of the Dras I unit in southern Ladakh with the northern Ladakh Skardu area arc series is less certain, although both series have comparable age and geochemical affinities. Finally, the problem of the presence of one or several arcs, more or less contemporaneous during Mid to Late Cretaceous times is posed. Could the situation of the Asian Margin at this time have been comparable to the current south-west Pacific tectonic setting, with a variety of arc and back-arc systems resulting in the formation of the Kohistan-Ladakh system? These intra-oceanic settings are not found in the Mid-Cretaceous units of eastern Ladakh (Nubra-Shyok area) and Tibet (Coulon et al., 1986).

The geochemistry of the east Ladakh Nubra-Shyok area volcanic rocks suggests an evolution towards a more mature volcanic arc in the east, possibly built on continental basement and associated with a more continental sedimentation. Finally, the Cretaceous arc complex evolves eastward, along the Tibetan margin, towards a mature continental margin setting (Coulon et al., 1986).

In such a system, the Chang La ophiolite may represent a part of oceanic lithosphere, originating from the south of the arc, but its structural relations with the arc itself are not yet clear. The Katzarah Formation, made of sedimentary basin series alternating with OIB-type basalts, might reflect the formation of a separate marginal basin to the south of the Skardu area arc series.

Subsequent evolution of the arc - back-arc system corresponds to the closure of the back-arc basin by subduction along its northern Karakoram margin (2 in Fig. 14). Subduction and associated south-vergent stacking of units was important in the west and less important in the east, due to the ending of the proper Shyok Suture Zone in eastern Ladakh.

Acknowledgements

This work has been financially supported by LGCA-UMR 5025, and was conducted in collaboration with the Geosciences Laboratory of Islamabad (Pakistan), with the help of the French Embassy in Pakistan. We particularly thank Mr. M. Gohar, M. Sakhawat, T. Karim and A.B. Kausar from Geosciences Laboratory for their involvement. We thank H. Lapierre, N. Arndt and C. Chauvel for discussions, and F. Keller for her assistance in obtaining the geochemical data. This paper also benefited from the involvement of K. Nicholson, who helped for the formal improvement of the paper.

Appendices: analytical procedures

Samples were analysed for major and trace elements using X-Ray fluorescence (XRF) at the University C. Bernard of Lyon, and Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICPAES) at the University J. Fourier of Grenoble. Loss of ignition (LOI) was determined at 1000°C for 30 minutes. For trace elements analysis samples were prepared and analysed following the method of Barrat et al. (1996), using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICPMS) at the University J. Fourier of Grenoble. The reproducibility of measurements, based on 9 measures of BHVO standard, is between 1 and 3 % (2σ) for all the REE and their accuracy is also less than 2 % (2σ) for all the REE, see in Table 1 for values.

Selected samples for mineral chemistry of volcanic rocks were analysed on a Cameca SX-100 microprobe at the University B. Pascal of Clermont-Ferrand. Count time was 10 seconds per element. The accelerating potential was 20 kV for a sample current of 20 nA. Standards used were natural silicates.

III.2. Processus géochimiques et implications géodynamiques

Dans le chapitre précédent, nous avons utilisé les données géochimiques pour reconstituer l'environnement géodynamique et la paléogéographie de la zone d'arc le long de la marge sud-asiatique au Crétacé Moyen. Dans ce chapitre, nous tenterons de mieux définir les processus pétrogénétiques à l'origine de la grande diversité des laves observées dans la zone de suture de Shyok. Les données utilisées au cours de cette étude sont des données en éléments majeurs et traces et des données isotopiques (Sr, Nd, Pb).

Ces données montrent que les laves de l'arc du Ladakh n'ont subi que des degrés modérés de cristallisation fractionnée dans la partie ouest-Ladakh au moins, où il n'y a pas de termes volcaniques différenciés. Par contre, la présence de termes rhyolitiques dans la partie est-Ladakh implique des degrés de cristallisation fractionnée plus importants. Mais il apparaît, même pour l'est-Ladakh, que l'enrichissement en terres rares légères n'est pas corrélé au degré de différenciation des laves, des termes moins différenciés présentant des enrichissements plus forts en éléments incompatibles que des termes plus différenciés ; la cristallisation fractionnée n'est donc pas le processus principal d'évolution pétrologique.

Par ailleurs, les données isotopiques suggèrent des variations importantes de la composition de la source. Pour l'ensemble des laves du Ladakh, les rapports isotopiques du plomb, du strontium et du néodyme sont dans la fourchette de valeurs de l'anomalie " DUPAL ", comme il a été observé au Kohistan par Khan et al. (1997). L'ensemble des données isotopiques est compatible avec un mélange entre un pôle mantellique déprimé de type IMM (manteau n-MORB indien) et un pôle enrichi correspondant aux valeurs des sédiments pélagiques et à celles du manteau de type EMII. De plus, certaines laves ont des compositions particulières de type adakite et basalte riche en niobium, qui ont souvent été décrites ensemble dans les contextes de convergence rapide où une croûte océanique jeune a été subduite (e.g., Defant et al., 1992 ; Sajona et al., 1996), où elles ont été interprétées comme le résultat de la fusion de la croûte océanique subduite dans ces contextes. La composition isotopique de ces laves, notamment un εNd très bas, témoigne d'une contamination par une source enrichie. En particulier, le basalte riche en niobium tombe précisément sur le pôle sédiments pélagiques, au-delà des compositions proposées pour le pôle mantellique EMII. Il est donc possible que des sédiments pélagiques subduits aient contribué à la signature isotopique enrichie des laves, interprétée comme signature " DUPAL " par Khan et al. (1997).

Par ailleurs, le caractère très primitif de certaines laves, allant parfois jusqu'à des compositions picritiques, témoigne de degrés de fusion partielle élevés de la zone source des laves, jusqu'à ~ 30%. Cette zone source mantellique a pu être échantillonnée dans la région du Chang La,

où une vaste portion d'ultramafites est exhumée au cœur du batholite du Ladakh. Les reliques de manteau échantillonnées dans cette zone montrent des assemblages minéralogiques équilibrés à haute température et sous de fortes fugacités en oxygène, suggèrent également des taux de fusion élevés. Des laves primitives, magnésiennes et pauvres en silice, de type boninite et andésite magnésienne ont été décrites également dans les régions de Chalt et de Dras. La conjonction de taux de fusion élevés et de compositions isotopiques enrichies de type " DUPAL ", la présence de laves riches en niobium, et de type adakite, présentant des εNd très bas, suggèrent la fusion de la croûte océanique subduite et des sédiments pélagiques associés. Des interactions entre liquides crustaux et roches mantelliques supra-subductives pourraient expliquer ces taux de fusion élevés. De telles interactions sont également suggérées par la minéralogie des ultramafites du Chang La.

Cette interprétation s'oppose à celle de Khan et al. (1997), selon laquelle l'arc du Kohistan se serait formé en bordure nord du continent indien, plus de 2000 kilomètres au sud de sa position actuelle, et non en bordure sud du continent asiatique, comme généralement admis. Par ailleurs, nos observations de terrain (Rolland et al., 2000b) montrent bien que la partie nord-Ladakh au moins se raccorde bien à la marge asiatique tibétaine à l'est. De plus, la zonéographie du Kohistan s'avère comparable à celle du Ladakh : Khan et al. (1994, 1996) et Treloar (1996) montrent bien la présence d'assemblages de type arrière-arc dans la partie nord du Kohistan, il serait donc logique de rattacher ces deux ensembles, d'autant qu'ils ne sont séparés que tardivement par l'exhumation rapide du massif du Nanga Parbat - Haramosh (e. g., Zeitler et al., 1993) ; la continuité entre Kohistan et Ladakh étant d'ailleurs réalisée par une bande mince mais cependant continue de roches vertes, qui subsiste au nord du massif de gneiss himalayens de l'Haramosh (Lemennicier, 1996). Par ailleurs, les datations effectuées sur des plutonites recoupant la zone de suture montrent que celle-ci était fermée dès 75-80 Ma (Petterson & Windley, 1985 ; Weinberg et al., 2000), alors que si cet ensemble d'arc se trouvait sur la marge nord-indienne son accrétion n'aurait raisonnablement lieu qu'à partir de 65-50 Ma, date de la collision Indo-Asiatique.

Article accepté à Chemical Geology

The Ladakh Arc of NW Himalaya - Slab melting and melt-mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate.

L'arc du Ladakh (Himalaya du nord-ouest) – fusion de la croûte subduite et interaction avec le manteau pendant la dérive rapide de la plaque indienne.

[a]Yann ROLLAND*, [a-b]Christian PICARD, [a]Arnaud PECHER, [a]Henriette LAPIERRE, [c]Delphine BOSCH, [a]Francine KELLER.

[a] LGCA, UMR-A5025 CNRS - Université J. Fourier, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble, France.

[b] Université de Nouvelle Calédonie, BP 4477, Géosciences, 98847 Nouméa, Nouvelle Calédonie.

[c] Laboratoire de Tectonophysique, CNRS UMR-5568, Université de Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France.

Abstract

The Kohistan-Ladakh Terrane in the NW Himalaya is a remnant of an arc sequence obducted onto the Indian margin. This paper presents a geochemical study (major and trace elements and Sr, Nd, Pb isotopes) of the Mid-Cretaceous lavas of the Ladakh side of the arc sequence which was erupted in consequence to the northward Neo-Tethys ocean subduction.

The Western Ladakh in Pakistan comprises three groups of mainly tholeiitic lavas: (1) the Northern back-arc Group, (2) the Southern tholeiitic arc Group, and (3) the alkaline Katzarah Formation. In Eastern Indian Ladakh, the arc related lavas are more homogeneous and more differentiated. Isotope and trace element data are compatible with a high-degree melting (20-21%) of a slightly depleted mantle source for back-arc lavas, lower-degree melting (14-16%) of a fertile MORB-mantle source for the tholeiitic arc series, and variable low to moderate-degree melting (5 to 18%) of a Nb-Ti enriched source for the alkaline lavas. An adakitic lava and a Mg-poor Nb-rich basalt are spatially associated with the tholeiitic arc lavas. The composition and geological setting of these lavas suggest melting of the subducted crust and associated sediments. Isotope co-variations suggest a two-component mixing model involving a depleted mantle component close to the Indian MORB mantle and either an enriched mantle component close to the EMII end-member or a pelagic sediment component isotopically close to the Nb-rich basalt. These geochemical heterogeneities are interpreted in terms of interaction between crustal melts and mantle. Lavas from the Katzarah Formation have picritic compositions and trace element contents and patterns similar to the Nb-rich

Mg-poor basalts in agreement with interaction processes of melts from pelagic sediment with the sub-arc mantle. Such melt-mantle interactions can also be inferred from relicts of sub-arc mantle found in Indian Ladakh. These results lead to a geodynamic reconstruction of the Kohistan-Ladakh arc as a single entity in the Mid-Cretaceous, emplaced south of the Asian margin. Slab and sediment melting imply subduction of young oceanic crust, as already proposed for the Oman ophiolite farther west. The fast northward drift of the Indian Plate could have triggered wide-scale inversion of the divergent tectonic regime responsible for the opening of the Neo-Tethys Ocean. Our results suggest breaking of the young oceanic crust initiated at the ridge rather than at passive plate boundaries.

Keywords: Ladakh, Himalaya, island arc, back-arc, crustal melting, isotopes.

1. Introduction

Since Permian times, complex tectonic disturbances, involving closure of oceanic domains, crustal aggregation and mountain building occurred in the peri-Tethysian realm to form the present day Himalayan mosaic. One puzzling problem concerns the origin and initial geodynamic setting of some parts of this mountain belt. Among these, the geodynamic evolution of the Kohistan-Ladakh Terrane (Fig. 1a) in the Mid-Cretaceous times remains poorly understood. The Cretaceous Albian-Cenomanian Kohistan-Ladakh arc-series were built somewhere between the Indian and Asian plates in response to the subduction of the Neo-Tethys Ocean during the fast northward drift of the Indian plate. The series are thought to have been emplaced either above a north dipping subduction zone, in an intra-oceanic context, close to the Asian margin (Tahirkeli et al., 1979; Bard et al., 1980; Thakur and Misra, 1984; Khan et al., 1996; Treloar et al., 1996), or a south dipping subduction zone, in the oceanic zone of the Dupal anomaly, more than two thousand kilometres to the south of its present position (Khan et al, 1997). At present, it is still difficult to understand whether and how the Kohistan-Ladakh arc was connected to the Tibetan Asian continental arc (Lhasa Block), a region in which there is no evidence of oceanic arc or back-arc basin formations (Coulon et al., 1986). West of Ladakh, the Kohistan arc has generally been interpreted as a unique arc (Bard et al., 1980, Tahirkeli et al., 1982), but it is possible that more than one arc system existed view of the wide initial oceanic realm separating Asia and India in the Lower Cretaceous and to the long time-span of convergence before collision (Lower Cretaceous-Eocene). Located between the Kohistan intra-oceanic arc and the Tibetan continental arc-series, the Ladakh region represents a key area for a better understanding of the geodynamic situation of the Asian margin and Indian Tethyan arc-systems in the Mid-Cretaceous times.

In a previous paper Rolland et al. (2000b), we presented the geochemical features of the igneous components of the Northern Ladakh Terrane and proposed a geodynamic setting of this terrane in Mid-Cretaceous. We suggested that during the Mid Cretaceous (i) a narrow back-arc basin was present, ending progressively into Eastern Ladakh, and (ii) the Eastern Ladakh lavas developed in an active margin setting showing close similarities with the Tibetan continental arc-rocks. This implies that the intra-oceanic Kohistan-Western Ladakh arc probably evolved laterally towards an Andean-type margin in Tibet and this evolution could be likely related to an oblique subduction of the Neo -Tethys ocean along the Asian margin.

In this paper, we present new trace element and isotopic geochemical data on lavas from the Indo-Pakistanis Ladakh, sampled in two areas (Figs. 1a-b): (1) the Skardu area in Pakistan Ladakh (Western Ladakh), and (2) the Nubra - Shyok and Teah areas in India or Eastern Ladakh. These new data allow us to better constrain the geodynamic evolution of the Indo-Pakistanis Ladakh arc in Mid-Cretaceous times. These data are expected to provide new insights in the petrological processes related to the fast northward drift of the Indian Plate and its geodynamic implications for the peri-Tethyan margins.

2. Geological setting

The Ladakh Terrane, located in both north-east Pakistan and north-west India, is bounded to the north by the Northern or Shyok suture zone, and to the south by the Indus suture zone (Fig. 1a). The Ladakh series are interpreted as remnants of a wide volcanic arc separated from its western Kohistan pendant by the Nanga Parbat - Haramosh spur. The arc developed as a consequence of the northward subduction of the Neo-Tethys Ocean along the Indus suture zone (Tahirkeli et al., 1979, Honnegger, 1983). Arc-volcanism began during the Mid-Cretaceous, as suggested by Rb-Sr and Ar-Ar ages of 110 and 90 Ma, both obtained in Ladakh (Schärer et al., 1984) and Kohistan (Treloar et al., 1989; Mikoshiba et al., 1999). These ages have been confirmed by palaeontological associations of Albian-Aptian age in both Kohistan and Ladakh (Desio, 1974; Tahirkeli, 1982; Dietrich et al., 1983; Pudsey, 1986; Reuber, 1989; Rolland et al., 2000b).

According to Khan et al. (1997), all the rocks of the Kohistan arc are contemporaneous and represent different parts of an arc - back-arc system. The Kamila amphibolites were emplaced in the back-arc basin while the Chalt boninites and the Chilas lavas represent the fore-arc and arc, respectively. For Treloar et al. (1996), these different formations succeeded in time, Kamila amphibolites being the basement of the arc.

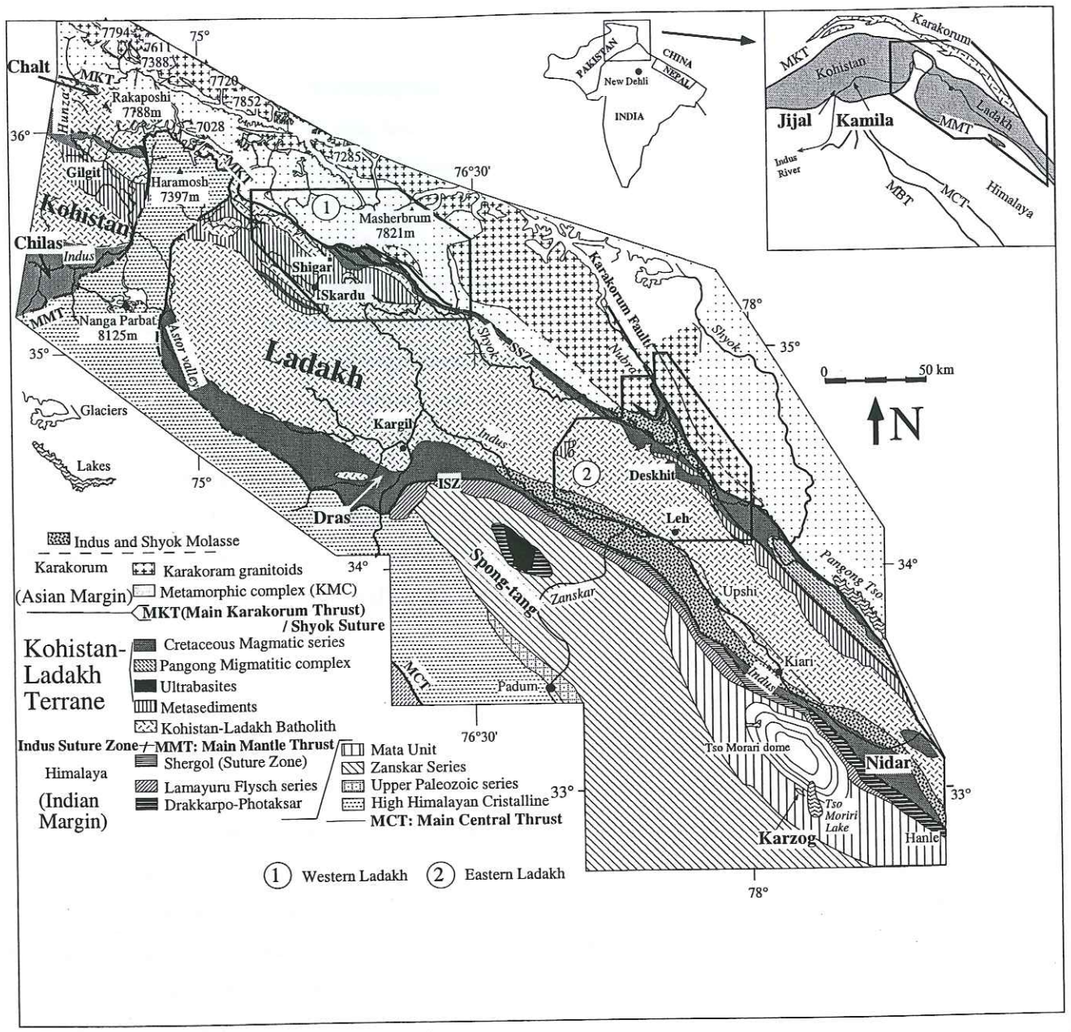
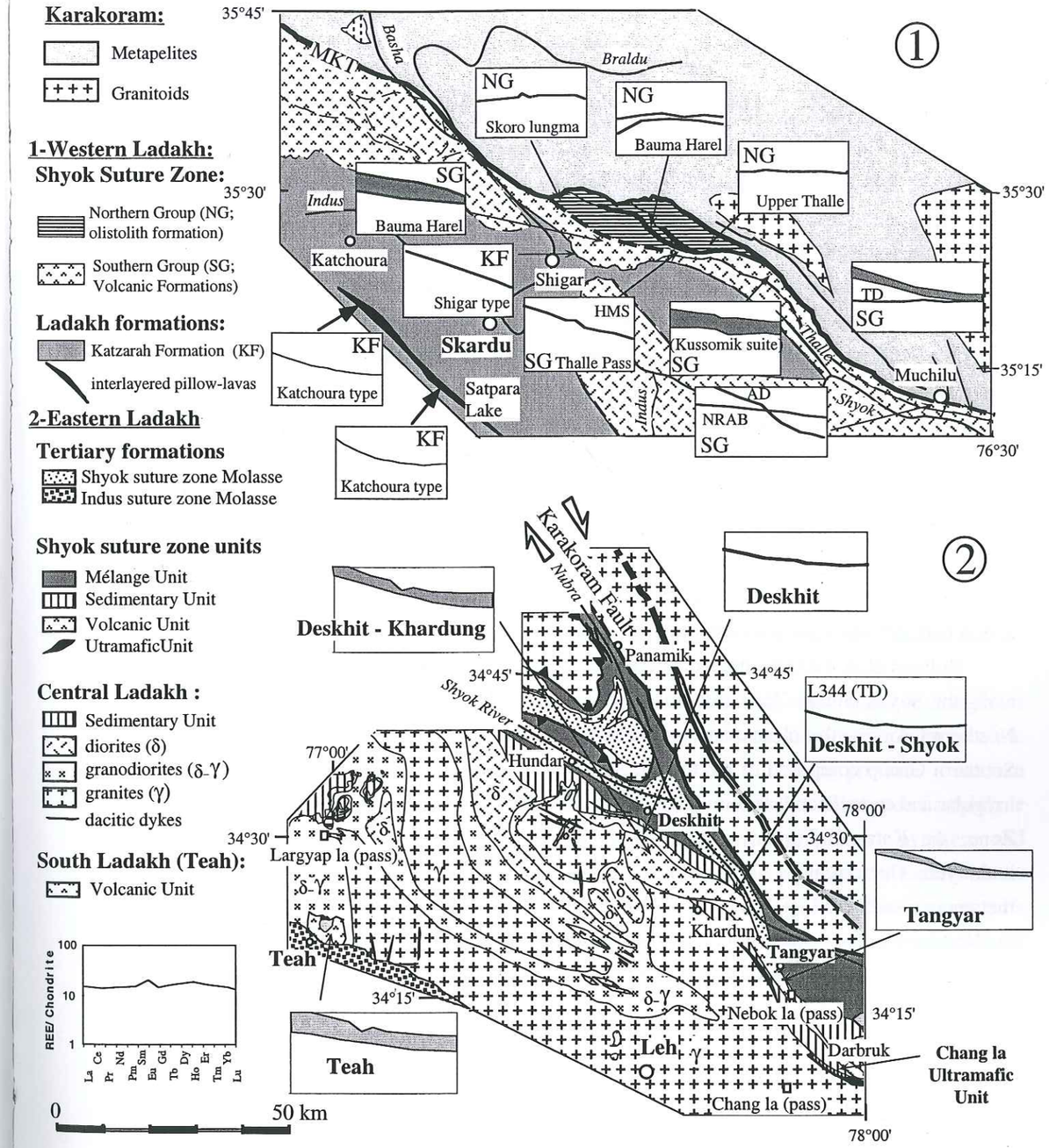


Fig. 1 - Geological setting of the Ladakh series.

(A, above) General geological map of the Ladakh Terrane.
(B, backpage) Enlarged (simplified) geological maps of (1) Western and (2) Eastern Ladakh areas, with REE normalised patterns of representative lavas from each geological unit. Normalisation values are from Evensen et al. (1978). NG: Northern Group; SG: Southern Group; KF: Katzarah Formation; AD: Adakite; HMS: High-Mg Shoshonite; NRAB: Niobium-Rich Arc Basalt; TD: Tholeiitic Dacite.



According to various authors, the Ladakh Mid-Cretaceous volcanic and plutonic rocks (Dras, Spontang, Nidar) belong to an arc developed above a north dipping subduction zone (Reibel and Juteau, 1981; Honegger et al. 1982; Dietrich et al., 1983; Maheo et al., 2000). These arc-formations are intruded by large granodioritic plutons in Ladakh (De Terra, 1935; Dietrich et al., 1983; Honegger, 1983; Raz and Honegger, 1989), as in Kohistan (Tahirkeli et al., 1979; Bard et al., 1980; Petterson and Windley, 1985). The earliest intrusions are, as the lavas, Middle Cretaceous in age (103 Ma in Ladakh, Honegger et al., 1982; Schärer et al., 1984, and 102 Ma in Kohistan, Petterson and Windley, 1985; Treloar et al., 1989) and display then similar geochemical features (Petterson and Windley, 1991; Sullivan et al., 1994; Shah and Shervais, 1999; Ahmad et al., 1998). An important plutonic activity lasted until 25 Ma, with successive emplacement of more and more differentiated granitoid intrusions. The geochemical affinities of these plutons suggest that the Kohistan-Ladakh arc Terrane evolved as an active margin after its accretion to the Asian plate (Petterson and Windley, 1991; Treloar et al., 1996). The structures of the Kohistan-Ladakh arc are now obscured by the post accretion plutonism and tectonism. Hence, relicts of the former Cretaceous volcanic products of the arc are rare and mainly preserved in north-eastern Kohistan, and in northern and southern Ladakh.

Rolland et al. (2000b) have distinguished two different units in the Western Ladakh rocks along the Shyok Suture Zone (Skardu area, north-east Pakistan, 1 in figures 1a & 1b): (1) the Northern Group with volcanic and sedimentary rocks emplaced in a back-arc basin, and (2) the Southern Group composed of arc tholeiites. The Northern and Southern Groups are separated by irregular and curved contacts, limited by ultramafic serpentinised rocks. South of the Shyok Suture Zone, the Katzarah Formation consists of metapelitic rocks and rare OIB-type pillow-lava interlayers. The tectonic stacking of these various units is contemporaneous to an amphibolite grade metamorphism caused by the northward subduction of the arc and back-arc basin sequences under the Karakoram continental margin during the Late Cretaceous (Rolfo et al., 1997; Rolfo, 1998).

In Eastern Ladakh, along the Shyok Suture Zone (north-west India; 2 in figures 1a & 1b), four units have been recognised (Rolland et al., 2000b), which are from north to south:

- The "Mélange Unit" is exposed in the Nubra valley and Pangong Range and is composed of deformed volcano-sedimentary formations in which metapelites represent the most abundant lithology (Rai, 1983).
- The "Sedimentary Unit" consists of a thick pile of Aptian-Albian sandstones with minor limestone beds, interlayer in its upper part with basalts and andesites.
- The "Volcanic Unit" overlies the previous unit and consists of a thick sequence of arc-volcanic rocks starting with basalts and andesites and finishing up with rhyolitic ignimbrites.

- The "Chang La Ultramafic Unit", in tectonic contact with the Volcanic Unit, is composed of harzburgites and gabbros, well preserved north of the Chang La pass (Reuber, 1990).

The sedimentary lithologies associated with the volcanic rocks suggest a west-east evolution from a marine, carbonated environment in Western Ladakh to a continental, silico-clastic, environment in Eastern Ladakh. In Western Ladakh, lithologies and geochemistry of volcanic rocks (Fig. 1b) suggest a north-south evolution from a pristine back-arc basin to an intra-oceanic arc: the Northern and Southern Groups, respectively. The back-arc basin likely ends in Eastern Ladakh, where the lavas are more differentiated and homogeneous in composition. It suggests that the intra-oceanic Western Ladakh evolves eastwards towards a more mature arc (Eastern Ladakh) which is probably in continuity with the Lhasa block (Tibetan) active continental margin.

3. Results

3.1. Petrography and mineral chemistry of the Ladakh Terrane volcanic and ultramafic rocks

In Western Ladakh (Skardu area), pillow-lavas predominate with some massive lava-flows and tuffs, and rare pyroclastic lapilli or bomb tuffs interlayers. Compositions range from basalt to andesitic basalt. Igneous assemblages have been overprinted by a medium pressure - medium temperature metamorphism. Metamorphic assemblages are albite + actinolite / blue-green amphibole + calcite ± epidote ± chlorite ± biotite, recrystallised in replacement of primary pyroxene and plagioclase. Nevertheless, the magmatic minerals can be recognised through the nature of the recrystallising metamorphic assemblage and preservation of the initial textures. Thin-grained tuffs or aphanitic lavas have been totally recrystallised, but most lavas are phyric and present relicts of plagioclase, pyroxene and more rarely amphibole, generally defining an intersertal to glomerophyric texture.

In Eastern Ladakh (Nubra-Shyok and Teah areas, on both sides of the Ladakh Batholith), a minor proportion of volcanic rocks has escaped from metamorphic recrystallisation, regionally of greenschist grade (Rai, 1983). The metamorphic assemblage consists of epidote + calcite ± actinolite. The lavas range from basalts to rhyolites. Pyroxene + plagioclase + spinel is the main assemblage of basalt and basaltic andesites. In the andesites, centimetre-sized large plagioclase phenocrysts predominate with minor oxides and rare clinopyroxene, defining an intersertal texture. In the dacites, most phenocrysts are albitic plagioclase and rare quartz. Pyroxene is absent. Texture is mostly ignimbritic, with minor proportions of glass. In the rhyolites, abundant clasts of quartz

Location	Chang La			Chang La						Chang La							
Sample	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380	L380
Mineral	Opx	Opx	Opx	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Spinel Rim	Spinel Core	Spinel Core	Spinel Core	Spinel Core	Spinel Core	Spinel Core	Spinel Core
SiO_2	57.61	57.82	57.57	41.74	41.00	41.03	41.44	41.90	41.83	0.08	-	-	0.02	0.02	-	0.01	0.02
Al_2O_3	1.00	0.93	1.62	-	0.04	-	-	-	0.01	3.03	4.29	4.29	4.40	3.12	4.03	4.52	2.72
MgO	36.27	36.39	36.16	52.00	52.73	52.52	52.58	52.15	52.87	0.04	6.94	7.36	6.92	3.53	6.80	7.52	3.82
FeO	4.01	3.99	4.15	6.11	5.96	5.83	5.42	5.85	5.61	71.45	43.72	41.85	46.06	59.65	47.37	44.25	62.35
Fe_2O_3	1.11	1.03	0.89														
MnO	0.17	0.13	0.16	0.12	0.17	0.12	0.12	0.07	0.15	1.41	0.29	0.30	0.26	0.68	0.33	0.22	0.36
Cr_2O_3	0.14	0.07	0.15	0.03	-	0.07	-	0.04	0.02	0.09	42.35	43.46	39.42	28.29	37.19	40.62	25.19
TiO_2	-	-	0.04	0.01	0.05	0.04	-	0.07	-	17.38	0.02	0.03	0.03	0.04	-	0.09	0.00
NiO	-	-	-	0.45	0.33	0.37	0.40	0.28	0.36	0.00	0.23	0.24	0.32	0.52	0.31	0.34	0.65
CaO	0.11	0.09	0.07	0.04	0.03	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-
Na_2O	-	0.01	-	-	-	-	0.03	0.02	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.42	100.44	100.80	100.46	100.28	99.96	99.95	100.36	100.85	93.48	97.84	97.53	97.43	95.85	96.03	97.56	95.11
Nb. Oxy.	6	6	6	4	4	4	4	4	4	32	32	32	32	32	32	32	32
Si	1.98	1.98	1.96	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	0.02	-	-	-	-	-	-	-
Al	0.04	0.04	0.07	-	-	-	-	-	-	1.02	1.42	1.42	1.46	1.07	1.36	1.49	0.94
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.72	-	0.01	0.01	0.01	-	0.02	-
Fe^{3+}	0.03	0.03	0.02	-	-	-	-	-	-	11.17	5.03	4.71	5.52	8.43	5.93	5.16	9.09
Fe^{2+}	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	5.84	5.22	5.12	5.32	6.11	5.41	5.21	6.24
Mg	1.86	1.86	1.84	1.86	1.89	1.89	1.89	1.86	1.88	0.02	2.90	3.08	2.90	1.54	2.90	3.14	1.67
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.34	0.07	0.07	0.06	0.17	0.08	0.05	0.09
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	9.39	9.65	8.77	6.52	8.41	9.00	5.86
Ni	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.05	0.05	0.07	0.12	0.07	0.08	0.15
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Jadeite	1.73	1.78	2.89	Fo:	93.66	93.85	94.03	94.42	94.01	94.22	Mg#	-	0.37	0.39	0.37	0.20	0.37	0.40	0.22
Woll.	0.19	0.16	0.12	(Forsterite)							Cr#	0.02	0.87	0.87	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86
Ens.	91.54	91.56	89.76																
Ferro.	6.54	6.50	7.23																

Mg# = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$; Cr# = Cr/(Cr+Al)

Opx: orthopyroxene, Woll: wollastonite, Ens: enstatite, Ferro: ferrosilite.

Table 1 - Representative mineral analyses of Chang La ultramafics.

and K-feldspar and scarce clasts of albite and biotite define clastic and sometimes welded ignimbritic textures.

Unaltered phenocrysts are present in only few basaltic andesites of the Nubra-Shyok area. Therefore mineral analyses of the more differentiated lavas have not been possible. Mineral analyses of basaltic andesite lavas are presented in figure 2. Plagioclase is Ca-rich with frequent increase of the anorthite content from core to rim (An = 0.4-0.8), defining an inverse zoning (Fig. 2a). Spinel is a Ti-rich ulvospinel. Pyroxenes display diopsidic to augitic compositions (A in figure 2b), with frequent inverse zoning, defined by the increase of enstatite correlated with a decrease of ferrosillite contents from core to rim. The pyroxenes plot in the non-orogenic tholeiitic and calc-alkaline fields of Leterrier et al. (1982) (B in figure 2b). These compositions appear to be more tholeiitic and closer to the non-orogenic fields than Dras lavas pyroxenes of Dietrich et al. (1983).

The Chang la Ultramafics are exposed north of the Chang la pass in Eastern Ladakh (2 in figure 1b). Peridotites (mainly dunites) are composed of triple-jointed 80 - 90% olivine, 5 - 10% of irregular and elongated orthopyroxene and 3 - 5% of large (0.1 - 0.5 mm) and isolated spinel grains (clinopyroxene has not been observed). Minerals have tight compositional ranges, exposed in Table 1. Olivine is Mg-rich (Fo: 93.7 - 94.2), orthopyroxene is also Mg-rich (En: 89.8 - 91.6) and Al_2O_3-poor (0.9 - 1.6 %), spinel has very high Cr# (Cr/(Cr+Al) = 0.85) and low Mg# ($(Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ = 0.2-0.4; Table 1).

We have used the following reaction for the calculation of temperature and oxygen fugacities ($\Delta logfO_2$): $6Fe_2SiO_4$ (olivine) + O_2 = $3Fe_2Si_2O_6$ (orthopyroxene) + $2Fe_3O_4$ (Spinel), from the calibrations of Nell and Wood (1991) and Balhaus et al. (1991). Temperature calculations of 1100 ± 30°C are obtained at a nominal pressure of 13 kbar. Accurate $\Delta logfO_2$ calculations depend on the determination of the ferric iron content of spinels, derived stoichiometrically, and are thus sensitive to errors in the in the measure of M^{3+} cations such as Al. Nevertheless, Wood and Virgo (1989) have argued that electron microprobe analysis yields precise enough data to obtain $\Delta logfO_2$ values. $\Delta logfO_2$ calculations yielded high values, 2 to 3.3 log units above the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) buffer.

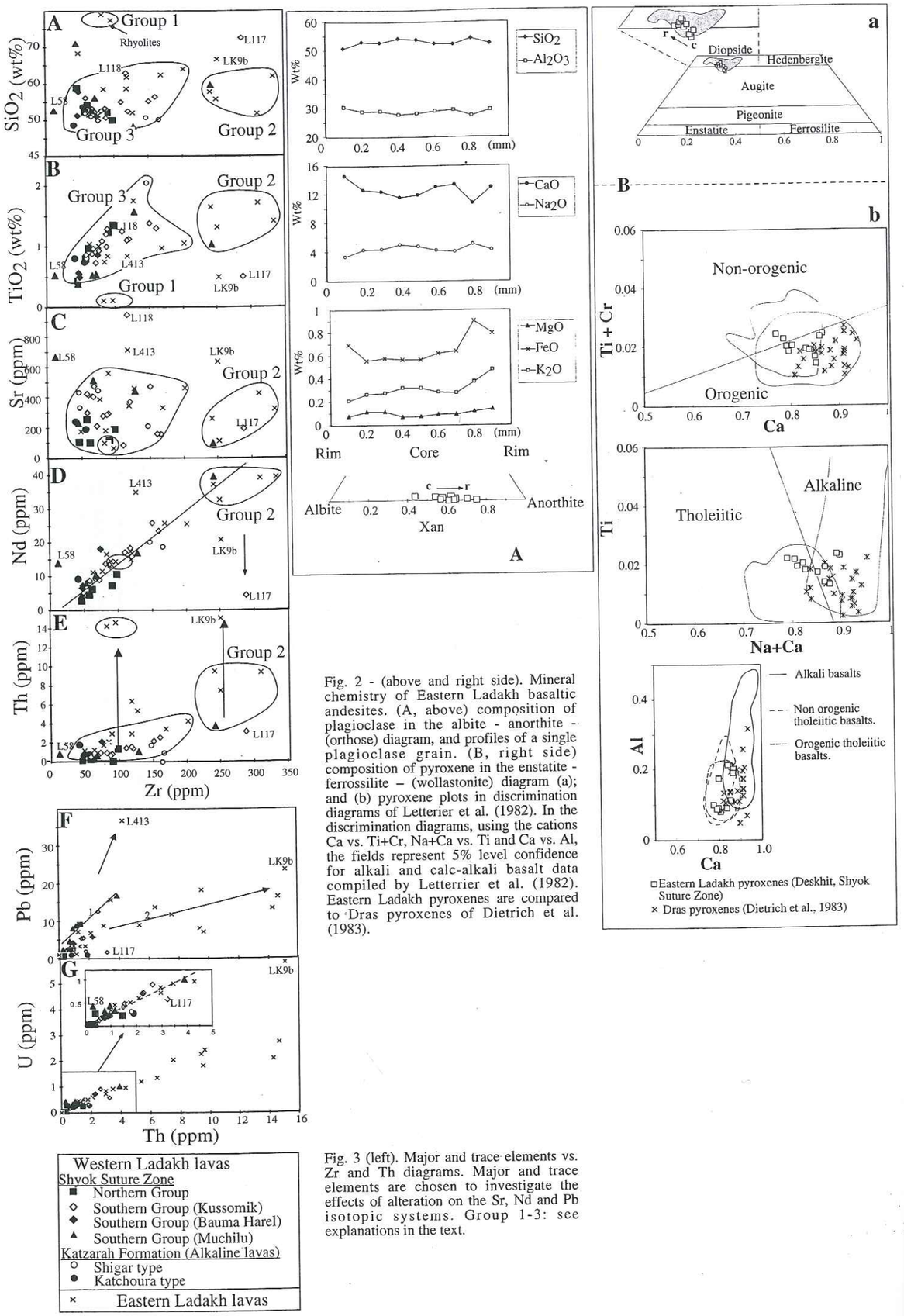


Fig. 2 - (above and right side). Mineral chemistry of Eastern Ladakh basaltic andesites. (A, above) composition of plagioclase in the albite - anorthite - (orthose) diagram, and profiles of a single plagioclase grain. (B, right side) composition of pyroxene in the enstatite - ferrossilite – (wollastonite) diagram (a); and (b) pyroxene plots in discrimination diagrams of Letterier et al. (1982). In the discrimination diagrams, using the cations Ca vs. Ti+Cr, Na+Ca vs. Ti and Ca vs. Al, the fields represent 5% level confidence for alkali and calc-alkali basalt data compiled by Letterrier et al. (1982). Eastern Ladakh pyroxenes are compared to Dras pyroxenes of Dietrich et al. (1983).

Fig. 3 (left). Major and trace elements vs. Zr and Th diagrams. Major and trace elements are chosen to investigate the effects of alteration on the Sr, Nd and Pb isotopic systems. Group 1-3: see explanations in the text.

3.2. Geochemical study of the Ladakh volcanic rocks

3.2.1. Alteration, Hydrothermal and Metamorphic effects

In a first approach, we will investigate the mobility of Sr, Nd, Th, U and Pb, on which the isotopic study is based. Since zirconium is a moderately incompatible element that has generally been shown to remain stable during alteration or weathering processes, it has been used as reference to study the mobilities of Sr, Nd, Th, TiO_2 and Pb (Fig. 3). However, the concentration of zirconium may vary in response to magmatic processes such as fractional crystallisation, especially in the most differentiated lavas in which zircon has fractionated. SiO_2 vs. Zr (Fig. 3A) and TiO_2 vs. Zr (Fig. 3B) plots show that: (i) the Zr enrichment is greater in the andesitic lavas than to the basalts and basaltic andesites, (ii) SiO_2 does not correlate with Zr and (iii) the studied rocks cluster into three groups with limited overlap. Group 1 has low Zr, low TiO_2 and high SiO_2 contents, group 2 has low Zr, very low TiO_2 and SiO_2 contents, and group 3 has transitional Zr, TiO_2 and SiO_2. The differences between the three groups reflect magmatic processes rather than alteration process, because both Ti and Zr are relatively immobile during alteration and weathering.

Sr does not correlate with Zr (Fig. 3C) but most of the analysed samples cluster into two groups defined by low to transitional (50-180 ppm) and high (250 ppm) Zr contents at similar ranges of Sr. Part of the scattering of the data may be due to plagioclase removal and/or accumulation since plagioclase shows a high partition coefficient for Sr, and the lavas display variable plagioclase abundances. Further, Sr variations are correlated with Al, also fractionated by plagioclase ($R^2 \sim 0.8$ in most series). The Nd and Th vs. Zr plots (Figs. 3D-E) illustrate a positive correlation for all the analysed rocks though scattering exceeds the uncertainty range of measurements. In the Th vs Zr plot, no correlation is observed within the Group 2 samples. In order to investigate the relative mobility of Pb and U with respect to Th, the Ladakh lavas have been plotted in U and Pb vs Th diagrams (Figs. 3F-G). The lavas display a linear trend in the U-Th plot suggesting that U was not mobilised relative to Th. In the Pb vs Th diagram, the lavas are highly scattered but some samples of the Southern Group and the Eastern Ladakh lavas define two trends (1 and 2 in figure 3G).

The variation diagrams of figure 3 indicate that (i) Sr and Pb could have been mobilised during the alteration and metamorphism experienced by the Ladakh lavas, (ii) U and Nd have not been notably affected by alteration processes, (iii) some samples (L58, L117, L118, L413, LK9b) have been more intensely affected than the other studied lavas, spreading frequently out of the trends or fields.

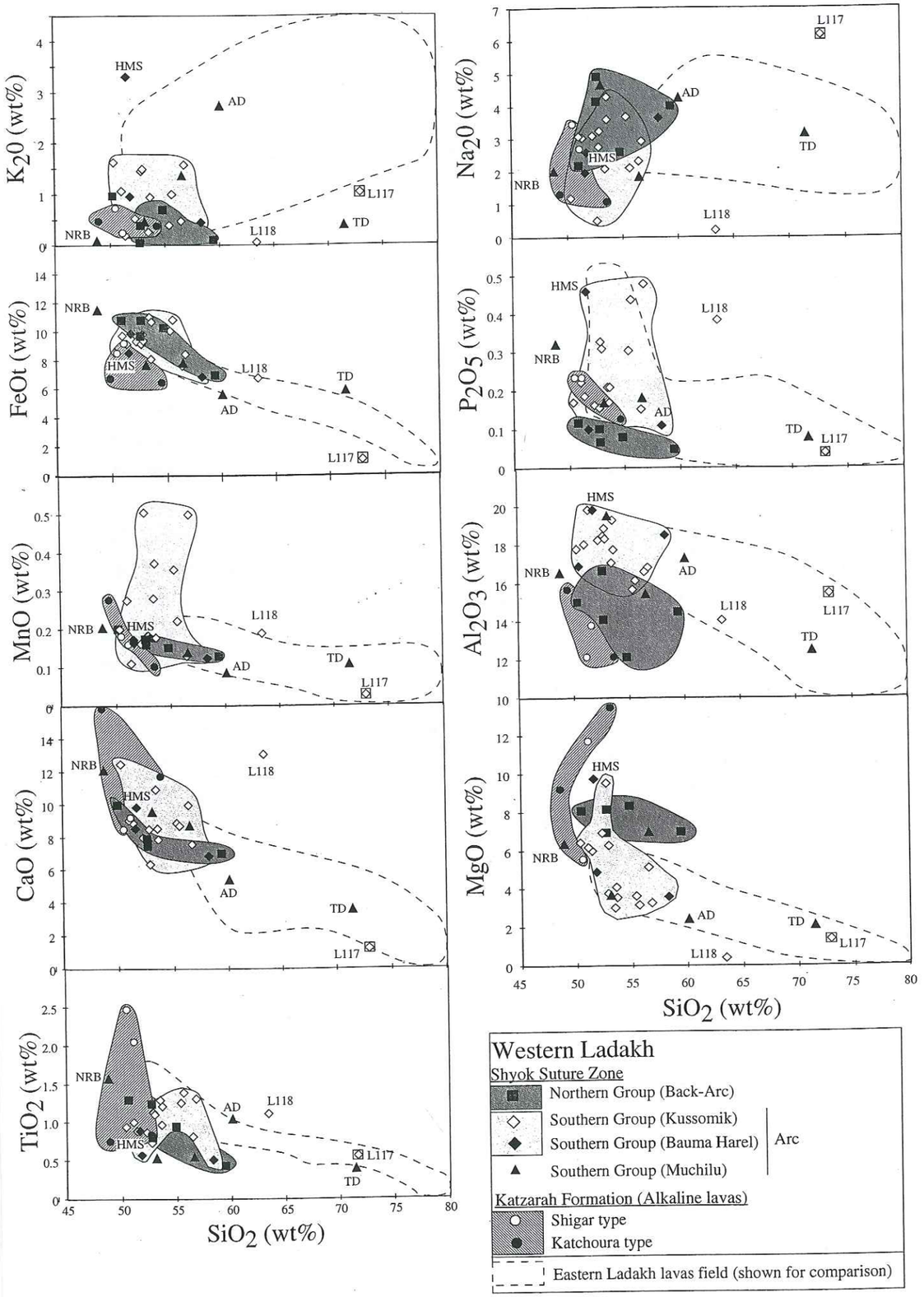


Fig. 4 - Harker variation diagrams of Western Ladakh volcanic rocks. Eastern Ladakh lavas field is shown for comparison. AD: adakitic lava, HMS: high-Mg shoshonitic basalt, NRB: Nb-rich basalt, TD: Tholeiitic Dacite.

Samples L58, L117, L118, L413, LK9b have high LOI and/or anomalous major element contents, in particular SiO_2, MgO, Na_2O (Tables 2 & 3), which could be the result of hydrothermal alteration and/or metamorphism since these lavas are strongly recrystallised. In order to test the effects of hydrothermalism, three volcanic rocks (L116, L117 and L118) have been sampled in a zone of silicification and sulphur (pyrite, chalcopyrite) impregnation, in a fracture zone crosscutting the Southern Group of Western Ladakh (Fig. 1b). L117, sampled in the core of a 1 to 10 m thick silicification zone is a fine-grained recrystallised aphyric quartz-albite rock, rich in small pyrite-chalcopyrite grains, characterised by a very high silica content (72.8 wt%; Table 2). L118, sampled 10 meters away from the visible silicification zone, shows also a fine-grained recrystallised matrix composed of quartz and epidote with quartz- and calcite-filled vesicles. Its high silica content (63.3 wt%) suggests that silicification remains important outside of the visible zone of alteration. L116, sampled at approximately 100 meters from the zone, shows a primary intersertal structure, with epidotised plagioclase, amphibolitised pyroxene and a chloritised glassy matrix, typical of greenschist grade metamorphism occurring in the rest of the series. Its silica content (55.5 wt%) is close to the mean of the series (54 wt%). Further, L117 and L118 show anomalous major element contents with respect to the other silica-rich lavas found in Eastern Ladakh (Fig. 4). L117 displays a particularly high Na_2O content (6.2 wt%), while L118 is depleted in K, Na, Al, Mg, and enriched in Ca and Ti. In figure 5, the trace element contents of L117 and L118 are compared to those of L116. Relative to L116, L117 is depleted in most High Field Strength (HFS) elements except marked Nb, Ta, Zr and Hf enrichments, and shows paradoxical depletions in LREE and enrichments in LILE (Figs. 5A-B). These relative depletions are difficult to explain through differentiation processes, as depletion in LREE rarely correlates with silica enrichment. Preferential depletion of the most mobile LREE, and immobility of the most compatible HREE (Yb and Lu), could be explained by corrosive hydrothermal fluid alteration. Hydrothermal recrystallisation of albite can explain the relative enrichment in LILE, for which it has high partition coefficients, increasing with silica enrichment (Sr: 15.6; Rb: 0.11; Ba: 1.5; values for rhyolites in Nash and Crecraft, 1985). The Nb, Ta, Zr and Hf enrichments can be due to the presence of zircon, petrographically observed in L117, and other minerals unaffected by alteration. In contrast, L118 shows quite similar trace element contents as L116 and the rest of Southern Group lavas (see § 3.2.2), with the exception of the most mobile LILE (Figs. 5A). This depletion in LILE can be due to absence of albite recrystallisation and substitution of plagioclase by calcite and epidote, as the lava was in the periphery of the main hydrothermal zone.

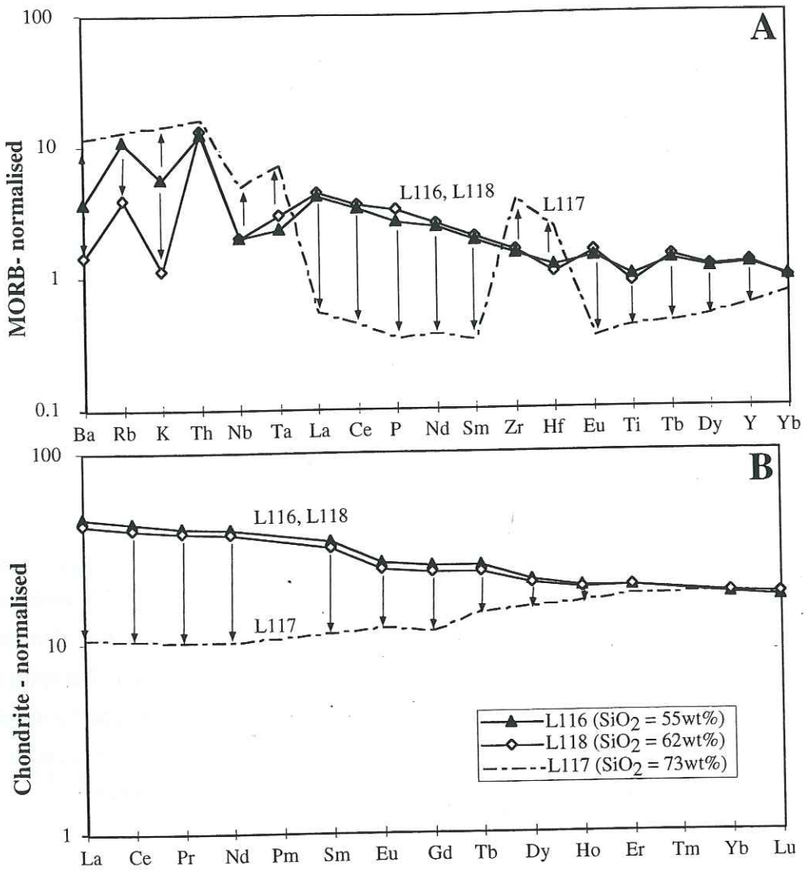


Fig. 5 – (A) Major and trace elements spidergrams, and (B) REE patterns, of hydrothermalised samples. L117 was sampled in the core of the zone of hydrothermal silicification, while L118 was sampled 10 meters from the core of the hydrothermal zone and L116 has been collected at ~ 100 meters from the zone. Chondritic normalisation values are those of Evensen et al., 1978 and MORB normalisation values are those of Sun and Mac Donough (1989). Note the depletion in LREE and MREE and the relative enrichment in Nb, Ta, Zr, Hf and LILE of the most hydrothermalised sample (L117).

In order to check whether hydrothermal alteration has had any effects on the Nd, Sr and Pb isotopic compositions, samples L116, L117 and L118 have been analysed (Table 4). The εNd ratio of the most hydrothermalised sample (L117) is higher (+6.7) than those of samples L116 and L118 (+5.96 and +5.56 respectively). The $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{110}$ of the two altered basalts (L117 and L118) are significantly higher than the preserved one (L116). The Pb isotopic ratios of L117 are also slightly higher than those of L116.

From this section, hydrothermal alteration is shown to have an effect on relatively localised zones, element mobility decreasing rapidly from the main fluid circulation zones. Data shows a decoupling of major vs. trace elements, and also of LILE vs. HFSE. To minimise mobility problems, we always analysed the freshest samples. Nevertheless, more diffuse and unpredictable element mobility has been evidenced. Consequently, to reduce problems of misinterpretation linked to alteration effects, only most representative samples showing a lesser degree of major and trace element variation from the differentiation trend of the series, have been selected for isotopic analyses.

Area	Eastern Ladakh																
N°Ech.	L318	L317	L320	L424	L352	L356	L423	L344	LK 9a	LK 9d	LK 9b	LK 15	LK 16	L399			
Nom	basalt	andesite	andesite	Basalt	andesite	andesite	andesite	dacite	A basalt	basalt	dacite	rhyolite	rhyolite	diorite		BHVO	
Locality	Teah	Teah	Teah	Tangyaa	Deskhit	Deskhit	Tangyaa	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Deskhit	Chang la		certifiate	standard errors (%)
(wt%)																	
SiO_2	51.56	57.91	61.94	51.84	57.90	58.79	62.03	68.52	52.16	51.58	66.87	79.10	77.58	-		-	
TiO_2	1.05	1.66	0.84	1.73	0.85	0.86	1.43	0.53	1.77	1.02	0.51	0.12	0.12	-		2.75	1.2
Al_2O_3	17.98	14.98	17.91	21.34	17.67	17.67	13.33	13.90	18.25	18.76	17.47	11.37	13.49	-		13.53	0.7
Fe_2O_3	1.56	1.76	1.00	1.44	1.28	1.16	1.46	1.00	1.67	1.67	0.70	0.16	0.20	-		11.23	1.0
FeO	7.95	8.97	5.11	7.36	6.51	5.94	7.43	5.12	8.54	8.54	3.56	0.81	1.01	-		0.17	0.7
MnO	0.22	0.20	0.18	0.15	0.16	0.20	0.20	0.07	0.22	0.19	0.13	0.12	0.05	-		7.23	0.9
MgO	6.10	3.38	3.92	3.22	4.04	3.35	4.56	2.77	3.40	5.63	0.81	0.10	0.28	-		11.01	0.8
CaO	10.66	5.86	2.82	7.72	7.96	6.86	6.12	3.46	9.21	9.76	3.28	1.02	0.72	-		2.22	1.9
Na_2O	2.37	2.79	4.74	3.24	2.40	3.40	2.64	4.04	2.53	2.24	4.35	3.27	2.04	-		1.09	1.6
K_2O	0.34	2.03	1.45	1.95	1.07	1.57	0.80	0.54	1.73	0.44	2.10	3.91	4.49	-		0.23	3.3
P_2O_5	0.19	0.45	0.08	0.01	0.16	0.21	0.01	0.05	0.51	0.17	0.23	0.02	0.02	-		mean	standard deviation %
LOI	0.75	0.29	1.44	2.03	2.36	1.33	1.81	1.64	0.46	1.67	0.72	1.32	1.95			(n=9) (ppm)	
(ppm)																	
Ba	66	339	313	401	526	677	252	289	492	204	855	506	764	331		132.47	3.7
Rb	12.35	76.80	39.04	94.31	19.97	33.83	56.15	6.66	65.51	8.40	165.23	122.84	159.65	172.26		9.08	0.3
Sr	417	265	349	430	564	725	325	182	465	393	117	104	68	66		402.67	10
Ta	0.17	0.71	0.47	0.88	0.26	0.38	0.98	0.11	0.72	0.20	0.91	0.81	0.70	0.56		1.25	0.1
Th	1.250	9.492	6.376	9.375	2.920	2.900	9.623	1.108	5.330	1.730	15.104	14.253	14.630	8.176		1.10	0.02
Zr	62	241	118	310	88	119	333	22	126	75	251	82	95	78		186.63	5.8
Nb	2.7	10.1	6.3	13.7	3.9	6.1	16.2	1.8	12.9	4.3	10.5	10.1	10.0	7.5		20.32	1.0
Y	20.28	47.79	21.31	52.24	22.54	21.38	50.09	11.46	48.86	24.09	26.67	26.40	14.61	30.47		27.31	0.7
Hf	1.68	6.39	3.13	7.44	2.43	3.05	7.48	0.79	3.47	2.07	6.07	2.88	2.71	2.17		4.54	0.2
Co	40.71	30.92	22.71	28.08	28.87	23.93	25.78	17.13	31.97	39.85	3.25	1.25	1.20	39.65		44.95	0.6
U	0.328	1.852	1.369	2.289	0.859	0.746	2.445	0.445	1.230	0.530	5.836	2.121	2.750	0.920		0.41	0.01
Pb	7.17	18.32	13.81	8.20	9.00	8.81	7.17	1.11	8.98	3.41	23.78	13.51	16.55	11.77		2.07	0.2
Cs	5.402	6.844	4.596	5.601	0.546	1.838	2.770	0.514	7.560	0.800	11.623	4.349	10.767	21.913		0.10	0.01
La	7.96	31.58	14.78	33.17	11.68	14.97	33.67	3.86	29.83	8.74	25.23	19.40	28.49	21.86		15.84	0.4
Ce	19.11	71.99	34.79	75.45	26.64	34.24	77.46	8.49	65.33	19.79	50.56	42.94	48.88	39.62		38.22	0.9
Pr	2.59	9.17	3.89	9.56	3.42	4.31	9.80	1.08	8.43	2.73	5.68	4.65	4.52	4.91		5.44	0.1
Nd	11.47	37.49	15.24	39.39	14.78	17.80	39.65	4.60	35.18	11.82	21.09	16.89	14.70	18.81		24.89	0.4
Sm	2.90	8.45	3.45	8.97	3.68	4.23	8.86	1.26	8.37	3.13	4.59	3.77	2.68	4.01		6.14	0.1
Eu	1.045	1.969	0.911	2.131	1.156	1.308	1.832	0.410	2.096	1.100	0.928	0.614	0.618	0.865		2.02	0.05
Gd	3.39	8.79	3.53	9.34	4.08	4.59	9.15	1.59	8.62	3.84	5.09	3.96	3.30	4.32		6.28	0.2
Tb	0.552	1.307	0.553	1.397	0.590	0.613	1.318	0.261	1.302	0.624	0.705	0.608	0.383	0.703		0.95	0.02
Dy	3.39	8.14	3.39	8.42	3.62	3.61	8.07	1.72	7.74	3.92	3.71	3.44	2.00	4.30		5.38	0.1
Ho	0.716	1.663	0.713	1.806	0.782	0.725	1.696	0.380	1.603	0.844	0.765	0.739	0.419	0.924		1.01	0.03
Er	2.032	4.699	2.043	4.862	2.188	1.926	4.687	1.144	4.487	2.426	2.379	2.411	1.326	2.517		2.42	0.06
Yb	1.792	4.204	2.041	4.431	2.207	1.786	4.341	1.147	4.297	2.407	2.509	2.759	1.477	2.827		2.02	0.05
Lu	0.279	0.638	0.320	0.702	0.336	0.264	0.670	0.187	0.656	0.362	0.396	0.452	0.239	0.452		0.29	0.01

Table 3 - Major and trace element analysis of most representative Eastern Ladakh lavas.
Trace elements were prepared and analysed following the method of Barrat et al. (1996). Silica-poor samples (basalts to andesites) have been attacked using a microwave heater. More silica-rich samples (dacites to rhyolites) have been attacked using a bomb for 48 h. Major and minor elements were obtained using an Inductively Coupled Atomic Emission spectrometer (ICPAES) at the university
er (ICPMS) at the university J. Fourier of Grenoble. Errors on mesurements are presented for each element above at 2 s %.

Area	Western Ladakh																						
N°Ech.	L140	L199	L156	L174	L157	L55	L59	L65	L58	L173	L111	L90	L97	L124	L116	L118	L117	L144	L175	L179	L573	L575	
Nom	basalt	Upper	Skoro	Basalt	A basalt	A basalt	NRAB	AD	basalt	basalt	A basalt	A basalt	Mg-rich	Andesite				HMS	Shigar	basalt	basalt	basalt	A basalt
Locality	Thalle	Jumgma	Harel	Harel	Harel	Harel	Mulchilu	Mulchilu	Mulchilu	Harel	Kussomik							Thalle pass	Shigar	Shigar	Shigar	Katchoura	
(wt%)																							
SiO_2	50.25	54.58	52.54	52.47	59.22	48.61	59.94	52.92	51.61	72.79	52.79	53.30	53.49	52.55	55.50	63.27	72.79	51.40	50.97	50.36	48.96	53.91	
TiO_2	1.38	0.99	0.82	1.26	0.46	1.60	0.41	1.27	0.59	0.52	1.12	1.31	1.23	0.75	1.40	1.13	0.52	0.89	2.07	2.49	0.83	0.77	
Al_2O_3	15.02	12.23	14.19	16.74	14.58	16.61	12.57	17.39	19.61	19.89	18.40	17.12	17.82	18.53	16.19	14.13	15.54	18.86	12.21	16.93	15.47	12.30	
Fe_2O_3	1.80	1.73	1.81	1.63	1.18	1.93	0.99	1.30	1.51	1.58	1.85	1.79	1.53	1.81	1.14	0.19	1.56	1.68	1.86	1.26	1.26	1.09	
FeO	9.15	8.80	9.24	8.31	6.01	9.86	5.06	8.96	6.63	7.70	8.04	9.43	9.12	7.83	9.26	5.82	0.96	7.94	8.59	9.49	6.41	5.57	
MnO	0.20	0.16	0.16	0.18	0.13	0.21	0.11	0.09	0.18	0.17	0.19	0.28	0.18	0.51	0.23	0.19	0.03	0.17	0.17	0.19	0.26	0.12	
MgO	8.12	8.43	8.23	7.02	7.06	6.44	2.17	2.50	3.78	4.94	6.35	3.07	3.62	9.59	9.23	6.20	0.24	2.16	4.71	2.63	3.27	2.12	3.64	9.54	4.31	2.76	0.50	0.98	0.11	1.01	0.08	1.05	8.62	2.73	3.49	1.35	1.11
CaO	10.68	9.62	7.57	8.00	7.11	12.22	3.69	5.52	9.65	9.89	6.44	11.01	7.94	7.91	8.77	13.14	1.29	9.81	11.79	5.63	9.05	13.16	
Na_2O	2.26	2.65	4.96	4.21	4.06	2.06	3.22	4.31	4.71	2.63	3.27	2.12	3.64	0.54	2.16	0.24	6.20	1.98	9.28	8.58	15.90	11.50	
K_2O	1.02	0.72	0.41	0.08	0.13	0.13	0.41	2.76	0.50	0.98	0.31	0.21	0.96	0.11	1.01	0.08	1.05	3.31	0.27	0.75	0.52	0.35	
P_2O_5	0.12	0.08	0.07	0.10	0.05	0.33	0.08	0.62	0.58	0.11	0.11	0.21	0.16	0.44	0.39	0.04	0.46	0.24	0.24	-	0.12		
LOI	1.78	2.70	1.04	2.17	2.01	2.71	2.78	0.58	5.87	4.14	2.87	0.89	0.56	5.23	0.93	1.39	0.60	2.69	2.94	2.57	3.55	1.12	
(ppm)																							
Ba	115	5	28	20	20	60	44	725	69	147	109	33	79	10	111	9	135	500	139	69	116	72	
Rb	51.12	10.12	8.32	0.89	0.69	2.78	5.63	59.43	5.39	18.64	40.20	3.13	14.10	2.17	20.89	2.19	26.08	60.02	3.97	5.76	10.30	7.22	
Sr	198	111	262	128	115	451	238	106	522	441	287	303	296	219	481	954	202	453	219	163	249	200	
Ta	0.24	0.18	0.31	0.12	0.04	1.28	0.05	1.17	0.09	0.06	0.22	0.25	0.23	0.17	0.46	0.39	0.92	0.24	1.23	0.80	1.17	0.60	
Th	1.391	0.323	0.305	0.083	0.168	1.094	0.230	3.827	0.685	0.696	0.992	0.840	0.711	0.959	2.225	1.597	3.166	2.178	1.751	0.944	1.827	0.791	
Zr	96	60	55	89	44	126	43	241	65	44	80	87	85	70	149	116	286	72	145	164	39	54	
Nb	3.8	2.6	4.5	1.4	0.4	15.8	0.6	14.9	1.1	0.9	3.4	3.1	3.3	2.8	7.0	4.7	14.1	3.8	18.7	12.0	18.5	9.1	
Y	35.11	26.29	16.87	31.16	11.87	27.94	15.85	15.51	16.63	15.27	25.55	30.19	30.61	17.16	49.94	35.08	30.83	16.48	19.84	31.10	16.42	13.65	
Hf	-	0.90	0.89	1.16	0.69	0.80	0.45	1.34	0.51	0.51	0.91	1.55	1.04	1.36	3.74	2.17	2.24	2.11	1.54	1.17	1.12	1.39	
Cr	3164	27.6	331.7	-	22.0	4.5	12.1	17.1	-	27.4	29.9	5.4	8.3	243.4	8.3	8.5	0.1	356.9	947.3	60.0	-	-	
Ni	55.7	82.5	111.9	35.5	58.7	103.0	7.5	12.7	4.5	16.3	20.7	6.9	6.6	144.7	5.8	1.6	2.9	154.4	374.1	34.3	-	-	
Co	41.33	129.45	56.41	33.43	40.67	193.06	35.18	27.09	7.95	34.68	50.00	71.61	2.91	78.36	58.53	40.43	45.11	49.75	36.16	43.16	56.71		
U	0.266	0.299	0.065	0.080	0.378	0.465	1.047	0.362	0.216	0.402	0.241	0.217	0.337	0.759	0.512	0.611	0.741	0.343	0.252	0.305	0.259		
Pb	9.22	0.29	0.97	-	0.33	8.89	2.49	16.83	4.75	2.47	4.16	3.51	2.99	2.93	5.92	5.59	1.86	5.94	2.27	1.00	1.06	1.09	
Cs	1.653	0.291	4.554	0.224	0.192	0.024	0.755	2.504	1.000	1.010	2.567	0.864	0.064	0.112	0.529	0.090	0.689	1.373	0.616	0.251	0.565	0.682	
La	6.36	3.57	3.46	2.21	1.34	13.07	2.56	48.16	8.51	5.36	7.55	7.16	7.22	6.58	15.40	11.08	2.61	14.53	15.73	11.76	11.71	7.20	
Ce	15.50	8.70	7.67	7.72	3.61	30.61	5.54	97.32	18.07	11.38	19.63	18.01	18.67	14.97	37.98	27.04	6.58	32.21	37.54	29.40	21.28	15.62	
Pr	2.30	1.32	1.07	1.40	0.59	3.98	0.89	11.06	2.46	1.58	2.90	2.68	2.79	2.06	5.48	3.90	0.97	4.82	18.57	20.55	19.06	9.70	8.45
Nd	11.06	6.60	4.99	7.61	3.21	17.40	4.61	40.04	10.85	7.09	14.25	13.21	14.00	9.48	26.24	18.85	4.82	17.74	4.20	4.76	5.20	2.11	2.02
Sm	3.47	2.34	1.64	2.77	1.09	4.30	1.54	6.48	2.66	1.84	4.01	4.03	4.35	2.61	7.21	5.24	1.74	4.20	4.76	5.20	2.11	2.02	
Eu	1.266	1.079	0.591	1.026	0.445	1.425	0.514	1.819	0.882	0.647	1.317	1.361	1.508	0.727	2.070	1.539	0.692	1.267	1.428	1.774	0.700	0.696	
Gd	4.62	2.83	2.39	3.80	1.53	4.23	1.73	6.07	2.5827	2.0629	4.10	4.22	4.55	2.54	7.16	5.15	2.33	4.09	4.62	5.715	2.314	2.27	
Tb	0.835	0.583	0.475	0.744	0.275	0.677	0.347	0.543	0.409	0.356	0.717	0.804	0.851	0.461	1.303	0.940	0.535	0.538	0.722	0.989	0.379	0.365	
Dy	5.52	4.18	3.34	4.97	1.85	4.02	2.24	2.20	2.62	2.30	4.13	4.78	4.98	2.67	7.51	5.36	3.85	2.93	4.02	5.96	2.43	2.27	
Ho	1.195	1.000	0.762	1.087	0.404	0.858	0.498	0.394	0.591	0.516	0.851	1.024	0.550	1.578	1.114	0.913	0.585	0.735	1.171	0.523	0.478		
Er	3.378	2.606	2.190	2.972	1.143	2.157	1.534	0.819	1.520	1.462	2.446	3.005	2.965	1.608	4.752	3.243	2.918	1.581	1.777	3.023	1.426	1.329	
Yb	3.079	2.346	2.167	2.580	1.110	1.921	1.437	0.583	1.394	1.366	2.148	2.744	2.726	1.457	4.382	2.895	2.985	1.422	1.237	2.167	1.544	1.205	
Lu	0.456	0.339	0.337	0.368	0.167	0.299	0.210	0.079	0.213	0.205	0.317	0.424	0.410	0.228	0.661	0.426	0.428	0.217	0.152	0.267	0.239	0.182	

Table 2 - Major and trace element analysis of most representative Western Ladakh volcanic rocks. Oxide values are normalised to 100% on anhydrous basis. Analytical procedures on Table 3.

Western Ladakh

	L140 Back-arc Type 1	L156 Back-arc Type 1	L174 Back-arc Type 2	L157 Back-arc Type 2	L55 NRAB	L55 NRAB (duplicate)	L59 TD	L65 AD	L116 Basaltic andesite Kussomik	L118 Kussomik	L117 Kussomik	L144 HMS Thalle Pass	L175 alkaline basalts Shigar	L179 Shigar	L573 alkaline basalts Katchoura	L575 Katchoura
$^{143}Nd/^{144}Nd^{*}$	0.512838	0.512976	0.513059	0.512989	0.512514	0.512500	0.512895	0.512653	0.512901	0.512918	0.512985	0.512829	0.512726	0.512790	0.512828	0.512827
± (2 s)	±12	±7	±5	±2	±6	±5	±14	±4.5	±7	±9	±5	±7	±3	±5	±7	±7
$^{87}Sr/^{86}Sr^{*}$	0.704352	0.705492	0.705059	0.704378	0.709355	-	0.705454	0.704859	0.704123	0.704312	0.704878	0.704686	-	-	-	-
± (2 s)	±7	±17	±9	±9	±9	-	±10	±11	±12	±14	±10	±11	-	-	-	-
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.189885	0.199071	0.219181	0.205179	0.149398	0.149398	0.201580	0.097848	0.166145	0.160883	0.200478	0.136559	0.139978	0.164944	0.131624	0.144317
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{110}$	0.512702	0.512833	0.512901	0.512842	0.512406	0.512392	0.512750	0.512583	0.512781	0.512802	0.512841	0.512730	0.512616	0.512660	0.512725	0.512713
$\varepsilon(Nd)_{110}$	**4.01**	**6.57**	**7.89**	**6.74**	**-1.76**	**-2.03**	**4.94**	**1.68**	**5.56**	**5.96**	**6.72**	**4.56**	**2.59**	**3.44**	**4.70**	**4.48**
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.749389	0.091898	0.019976	0.017401	0.017828	-	0.068445	1.621546	0.125687	0.008292	0.273749	0.383409	-	-	-	-
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{110}$	0.719627	0.705348	0.705028	0.704351	0.709327	-	0.705347	0.702324	0.703927	0.704299	0.704450	0.704087	-	-	-	-
$\varepsilon(Sr)_{110}$	**-0.73**	**13.88**	**9.33**	**-0.28**	**70.36**	-	**13.85**	**-29.05**	**-6.31**	**-1.02**	**1.12**	**-4.03**	-	-	-	-
$(^{208}Pb/^{204}Pb)_{110}^{**}$	-	-	38.664	38.797	-	-	-	-	38.374	-	38.666	38.640	-	-	-	-
$(^{207}Pb/^{204}Pb)_{110}^{**}$	-	-	15.571	15.589	-	-	-	-	15.551	-	15.612	15.544	-	-	-	-
$(^{206}Pb/^{204}Pb)_{110}^{**}$	-	-	18.407	18.693	-	-	-	-	18.361	-	18.549	18.589	-	-	-	-
Δ 7/4	-	-	8.51	7.16	-	-	-	-	6.95	-	11.04	3.81	-	-	-	-
Δ 8/4	-	-	78.36	57.02	-	-	-	-	54.86	-	61.34	53.89	-	-	-	-

Eastern Ladakh

	L318 basalt Teah	L317 andesite Teah	L424 basalt Deskhit	L352 andesite Deskhit	L352 pyroxene Deskhit	L356 andesite Deskhit	L423 andesite Deskhit	L344 dacite Deskhit	LK96b Dacite Deskhit	LK16 rhyolite Deskhit	L397 gabbro Chang La	L399 diorite Chang La
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.5127594*	0.5127289*	0.5128774**	0.5127575*	-	0.5127451*	0.5126865**	0.5126371*	0.5127936*	0.5126759*	0.51313**	0.5122056**
± (2 s)	±4	±5	±7	±8	-	±7	±10	±6	±5	±6	±11	±10
$^{87}Sr/^{86}Sr^{*}$	-	-	-	0.704460	-	-	-	-	-	-	-	-
± (2 s)	-	-	-	±10	-	-	-	-	-	-	-	-
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.153015	0.136249	0.137675	0.138714	-	0.138699	0.135155	0.157548	0.131581	0.110220	0.280853	0.280792
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{110}$	0.512639	0.512622	0.512778	0.512658	-	0.512636	0.512589	0.512513	0.512690	0.512589	0.512928	0.512004
$\varepsilon(Nd)_{110}$	**3.04**	**2.70**	**5.50**	**3.15**	-	**2.98**	**1.81**	**0.58**	**4.03**	**2.06**	**8.42**	**-9.62**
$^{87}Rb/^{86}Sr$	-	-	-	0.1591	-	-	-	-	-	-	-	-
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{110}$	-	-	-	0.70421	-	-	-	-	-	-	-	-
$\varepsilon(Sr)_{110}$	-	-	-	**-2.26**	-	-	-	-	-	-	-	-
$(^{208}Pb/^{204}Pb)_{110}^{**}$	38.705	38.846	-	38.662	38.763	-	38.750	39.223	-	-	-	-
$(^{207}Pb/^{204}Pb)_{110}^{**}$	15.607	15.623	-	15.578	15.603	-	15.621	15.627	-	-	-	-
$(^{206}Pb/^{204}Pb)_{110}^{**}$	18.520	18.594	-	18.510	18.569	-	18.523	19.102	-	-	-	-
Δ 7/4	10.82	11.65	-	8.07	9.87	-	12.22	6.54	-	-	-	-
Δ 8/4	68.70	73.92	-	65.60	68.61	-	72.93	50.22	-	-	-	-

* analyses obtained on a Finigan MAT 261 multicollector at the university P. Sabatier of Toulouse.
** analyses obtained on a VG plasma 54 at the E.N.S. of Lyon.
$^{87}Sr/^{86}Sr$ was normalised to 8.3752; NBS standard was mesured to 0.710250 (±15). $^{143}Nd/144Nd$ was normalised to a value of $^{146}Nd/^{144}Nd$ of 0.71219. Measure of Rennes standard was 0.511965 (±12).
Isotopic Pb values of NBS standard were measured to: $^{208}Pb/^{204}Pb = 36.69035$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.49309$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.95323$.
Errors on measurements, obtained from five runs of NBS stabdard are of 0.02 for $^{208}Pb/^{204}Pb$; 0.007 for $^{207}Pb/^{204}Pb$; and 0.005 for $^{206}Pb/^{204}Pb$.

Table 4 - Sr, Nd and Pb Isotopic data. Isotopic ratios are recalculated to 110 Ma

Area	WESTERN LADAKH			Katzarah Formation		EASTERN LADAKH
Units	Northern Group		Southern Group	*Katchoura type*	*Shigar type*	
SiO_2 (wt%)	50-59		52-56	49-54	50-51	52-79
FeO[t]	7-11		8-12	6-7	9-10	10-11[1]
MgO	7-8		3.0-9.6	9.1-13.2	5.6-11.8	3.2-6.1[1]
Na_2O	2.2-5		0.5-4.7	1.1-1.4	1.1-1.4	2.2-3.2[1]
CaO	7.1-10.7		6.4-9.9	11-15	11.5-16	7.7-10.7[1]
Al_2O_3	12.2-16.7		16.2-19.9	12.3-15.5	12.3-15.5	18.0-21.3[1]
K_2O	0.08-1.02		0.3-1.7	0.3-0.5	0.4-0.5	0.2-2.0[1]
TiO_2	0.46-1.36		0.6-1.4	0.8	2.0-2.5	1.1-1.7[1]
	Type1	***Type 2***	***Kussomik suite***	***Mtechilik-*** ***Baume Harel***		
$(La/Sm)_N$	1.0-1.3	0.5-0.8	1.0-1.6	1.4-2.8	2.2-3.5	1.8-2.4[2]
				1.8-3.0		3.2-6.5[3]
$(La/Yb)_N$	1.0-1.4	0.6-0.8	1.8-3.0	2.6-3.9	3.4-3.5	4.4-9.8 2.5-5.7[2]
						6.8-13.0[3]
$(Th/Yb)_N$	3.5-11.5	0.8-3.9	7-22	12-15	13-15	11-36 18-56[2]
						131-251[3]
$(Nb/La)_N$	0.3-0.7	0.7-1.4	0.3-0.6	0.1-0.2	1.4-1.7	1.4-2.1 0.4-0.5[2]
						0.4-0.6[3]
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.5127-0.5128	0.5128-0.5129	0.5127-0.5128	-	0.5127	0.5126-0.5128[2] 0.5126-0.5127 0.5125-0.5127[3]
εNd_{110}	+4 - +7	+7 - +8	+5 - +6	-	+4 - +5	+3 (+1.8 - +5.82)[2] (+0.5 - +4)[3]
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7044-0.7196	0.7044-0.7050	0.7039-0.7045	-	-	- 0.7042[2] -
εSr_{110}	-0.7 - +14	0 - +9	-6 - -1	-	-	- (-2)[2] -
$^{208}Pb/^{204}Pb$	-	18.41-18.69	18.36-18.59	-	-	- 18.52-19.10[2] 19.10[3]
$^{207}Pb/^{204}Pb$	-	15.57-15.59	15.54-15.61	-	-	- 15.60-15.62[2] 15.63[3]
$^{208}Pb/^{204}Pb$	-	38.66-38.80	38.40-38.70	-	-	- 38.70-38.80[2] 39.22[3]

[1]: values for basalts; [2]: values for basalts to andesites; [3]: values for dacites to rhyolites

Table 5 - summarised geochemical features of Western and Eastern Ladakh units.

3.2.2. Major and trace element, and Sr, Nd, Pb isotopic compositions of Ladakh volcanic rocks

Thirty-one samples of Western Ladakh and sixteen samples of Eastern Ladakh have been selected for major and trace element analyses presented in Tables 2 & 3. Analytical procedures are summarised in Table 3. Fifteen samples of Western Ladakh and nine samples of Eastern Ladakh were selected for Nd, Sr and Pb isotopic analyses, presented in Table 4. All these analyses are summarised in Table 5, for each geological unit.

These results confirm the hypotheses presented in Rolland et al. (2000b) based on field study and prelimiar major and trace element data. Main geochemical differences between the different geological units are summarised below.

Northern Group mafic lavas: Back-Arc basin affinity

The Northern Group pillow-lavas (5 samples in Table 2) exhibit high FeO_t and MgO, and low CaO, Al_2O_3 and TiO_2 contents. Northern Group lavas show trace and REE contents close to those of N-MORB (Fig. 6A). Two types have been distinguished on the basis of trace elements and REE contents. Type 1 is slightly enriched in LREE [e.g. $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ in Table 5], with LILE and Th enrichments [e.g. high $(Th/Yb)_N$ in Table 5], relative to chondritic and MORB values. Type 2 is LREE-depleted ($(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ are less than 1), and does not show the Th and LILE enrichments of Type 1 [low $(Th/Yb)_N$; Table 5]. Northern Group lavas have high and rather homogeneous εNd_{110}, with the exception of Type 1 basalt L140 that has a significantly lower εNd_{110} (Table 4; Fig. 7a). The εSr_{110} ratios span a large range of values (from –0.78 to +13.88) which do not correlate with the εNd_{110}. Pb isotopic ratios are in the same range as the arc-related Southern Group (described below), with $38.664 < {}^{208}Pb/{}^{204}Pb < 38.797$, $15.571 < {}^{207}Pb/{}^{204}Pb < 15.589$ and $18.407 < {}^{206}Pb/{}^{204}Pb < 18.693$ (Table 4).

Considering major and trace elements and REE, Northern Group lavas show tholeiitic affinities, transitional between N-MORB and Island arc tholeiites (IAT). Northern Group lavas have higher εNd_{110} than the rest of the analysed Ladakh lavas, suggesting a more depleted source. Considering both the sedimentary environment, dominated by avalanche-type deposits featuring a marginal basin, and the geochemistry, the Northern Group could be interpreted as the remnant of back-arc basin series developed on the northern side of the arc.

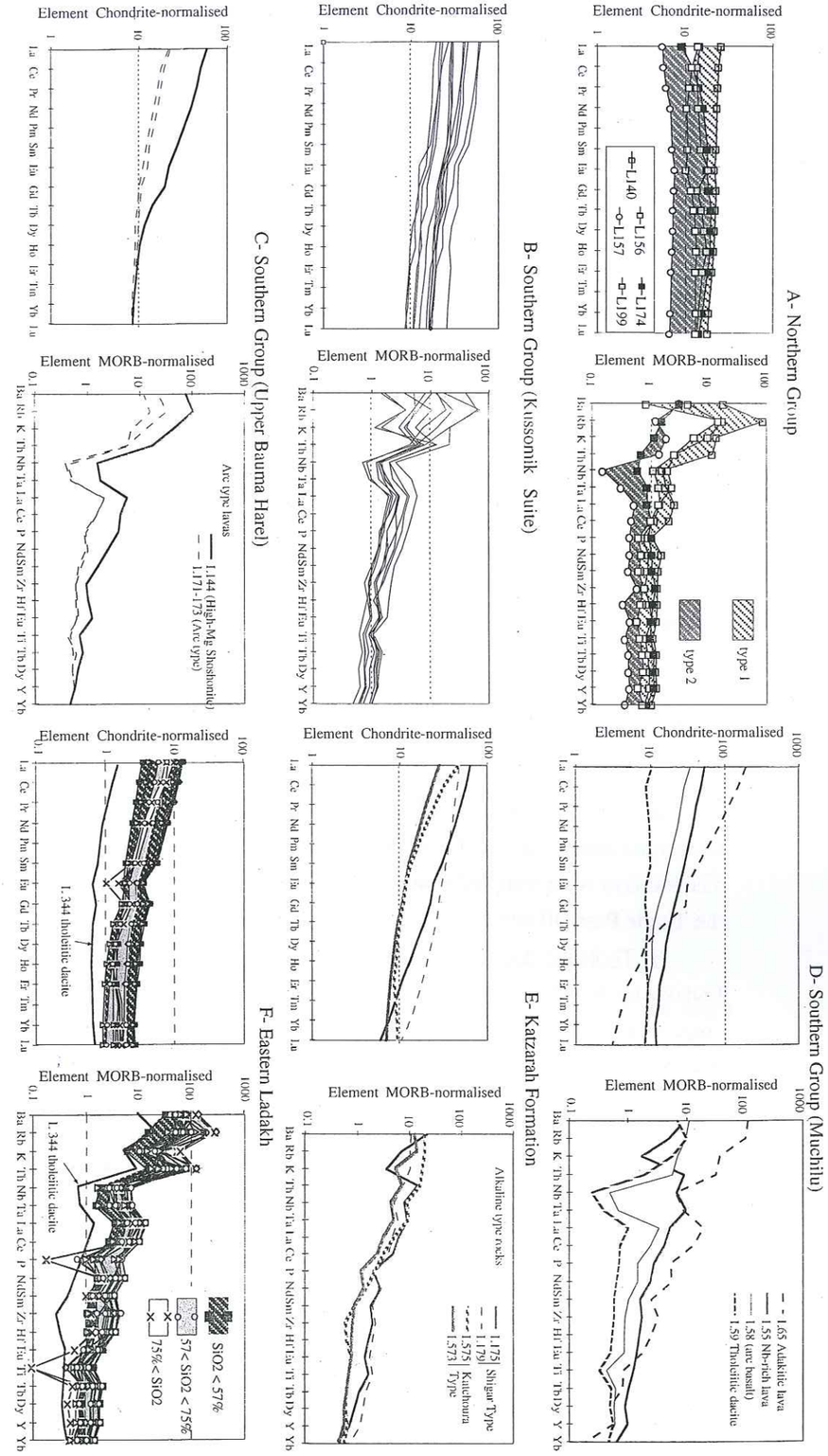


Fig. 6 - REE and trace diagrams. Same normalisation values as in figure 5.

Southern Group lavas: intra-oceanic arc tholeiitic affinity

Most of the Southern Group lavas (Kussomik suite in the Upper Thalle Valley, Muchilu and Bauma Harel, Fig. 1b) occur as pillowed or massive flows and tuffs. The lavas are basaltic andesites in composition, with high Al_2O_3 and low TiO_2 (0.7-1.4 wt%) contents. Moreover, they are enriched in Th and LILE, and display strong Nb and Ta depletions [e.g. low $(Nb/La)_N$ for the Kussomik suite, and very low $(Nb/La)_N$ for the lavas from Muchilu and Upper Bauma Harel; Fig. 6B-D, Table 5]. All lavas of the Southern Group show LREE enrichments. The lavas of the Muchilu and Bauma Harel suites display higher LREE enrichments than those of Kussomik suite [e.g. $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ ratios in Table 5]. Relatively to the Northern Group lavas, Southern Group lavas show slightly lower εNd_{110} and εSr_{110} values, and similar Pb isotopic ratios (Tables 4-5 & Fig. 7a).

Considering both the geological context, lithologies being exclusively volcanic, and the geochemical data, the Southern Group features a tholeiitic intra-oceanic volcanic arc environment.

Particular lava types of the Western Ladakh Southern Group:

Among the lavas of the Southern Group, four samples, viz. (i) a tholeiitic dacite, (ii) a Mg-rich shoshonitic basalt, (iii) a Nb-rich basalt, and (iv) an adakitic lava, differ from the arc-tholeiites by distinct major, trace and isotopic compositions. The tholeiitic dacite, the Nb-rich basalt and the adakitic lava were sampled near Muchilu while the Mg-rich shoshonitic basalt was collected near the Thalle Pass, all interlayer in the volcanic arc series (Fig. 1B).

(i) Tholeiitic dacite. The dacite L59 (SiO_2 = 71.27 wt %) differs from those from Eastern Ladakh by low K_2O (0.4 wt%) and relatively high FeO_t (6.5 wt%) contents. Its trace element contents are lower than basalts and basaltic andesites of the Southern Group (Fig. 6D). Moreover, this tholeiitic dacite has a flat REE pattern, and strong Nb and Ta negative anomalies [relative to MORB; $(Nb/La)_N$ = 0.23], which are characteristics of tholeiitic arc-lavas. Its εNd_{110} (+4.94) and εSr_{110} (+13.85) are lower than those of most Western Ladakh lavas (Fig. 7a; Table 4).

(ii) Mg-rich Shoshonitic basalt. This basalt (L144) differs from the arc-tholeiites of the Southern Group by high K_2O (3.3 wt%) and MgO (9.8 wt%) contents. The MORB normalised multi-element plot of this basalt (Fig. 6C) shows high LILE (Ba = 500 ppm) and LREE enrichments [$(La/Sm)_N$ = 2.1) correlated with a HREE depletion ($(La/Yb)_N$ = 8.6)], and marked Nb and Ta negative anomalies [$(Nb/La)_N$ = 0.28]. Moreover, this basalt is characterised by a lower εNd_{110} than those of most Western Ladakh lavas (+4.56), similarly to the tholeiitic dacite. Its εSr_{110}

is lower than that of the dacite (-4.03). Its Pb isotopic ratios are lower than those of the arc-tholeiites and/or back-arc basin lavas ($^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.640, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.544 and $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.589; Fig. 7a & Table 4).

(iii) Nb-rich basalt. The major element abundances of basalt L55 are transitional between those of the Southern Group arc-tholeiites and the Katzarah alkaline lavas (next section). Indeed, this basalt has higher TiO_2 (1.5 wt%), FeO_t (11.6 wt%) and CaO (12.2 wt%) and lower Al_2O_3 (16.6 wt%] contents than the Southern Group arc-tholeiites. L55 has have high Nb, Ta [$(Nb/La)_N$ = 1.30) Th and LREE contents (Table 3a), and do not display the Ti negative anomaly (Fig. 6D). L55 has particularly low εNd_{110} (-1.76; duplicate: -2.03) and high εSr_{110} (+70.36) which are far more radiogenic than those of any Ladakh lava (Fig. 7a).

(iv) Adakitic lava: The mineralogy and major elements compositions of this felsic lava (L65) are similar to adakites (Table 2; Fig. 4). L65 is composed of abundant plagioclase, and less abundant hornblende, biotite and sphene phenocrysts. On the basis of its major element composition (SiO_2 = 59.9 wt%; Na_2O = 4.31 wt%; K_2O = 2.8 wt%), L65 is quite similar to Eastern Shyok andesites. L65 has high LILE contents, (Ba = 725 ppm), a strong LREE enrichment ($(La/Sm)_N$ = 4.7) and a marked HREE depletion ($(La/Yb)_N$ = 55.8; Fig. 6D). The $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ ratios are in the field of adakites (Martin, 1986). L65 displays also marked Nb and Ta negative anomalies ($(Nb/La)_N$ = 0.28), which are common features for adakites. L65 shows lower εNd_{110} (+1.68) and εSr_{110} (-29.05) ratios, which are lower than those of most Ladakh lavas (Table 3; Fig. 7a).

The Katzarah Formation: Alkaline affinity

The lavas of the Katzarah Formation can be divided into two types on the basis of the major element contents and REE patterns (Fig. 6E & Table 2). The Katchoura type (Fig. 1b) is characterised by high CaO and MgO abundances and low FeO_t and TiO_2 contents. The Shigar type (Fig. 1b) differs from the Katchoura type by high TiO_2 and lower CaO contents (Table 5). Both types show low but variable Al_2O_3 contents. The two most Mg-rich samples (L575 and L175) of both Katchoura and Shigar types show picritic compositions with Mg# of 0.7 and 0.8, respectively. The Katchoura type lavas are flat-HREE patterned (Fig. 6E), while the Shigar type rocks are progressively more depleted in HREE from Tb to Lu.

Both lava types are LREE, LILE and Th enriched [e.g. $(Th/Yb)_N$; $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ ratios in Table 5] and are not depleted in Nb [$(Nb/La)_N \sim 1$], , Ta and TiO_2. Katzarah lavas have

lower εNd_{110} ratios than Northern and Southern group lavas. The Katchoura type has higher εNd_{110} (+4.48 to 4.70) than the Shigar type (from +2.59 to +3.44).

Considering major, trace and isotopic compositions, Katzarah Formation lavas have features of Oceanic Island Basalt (OIB).

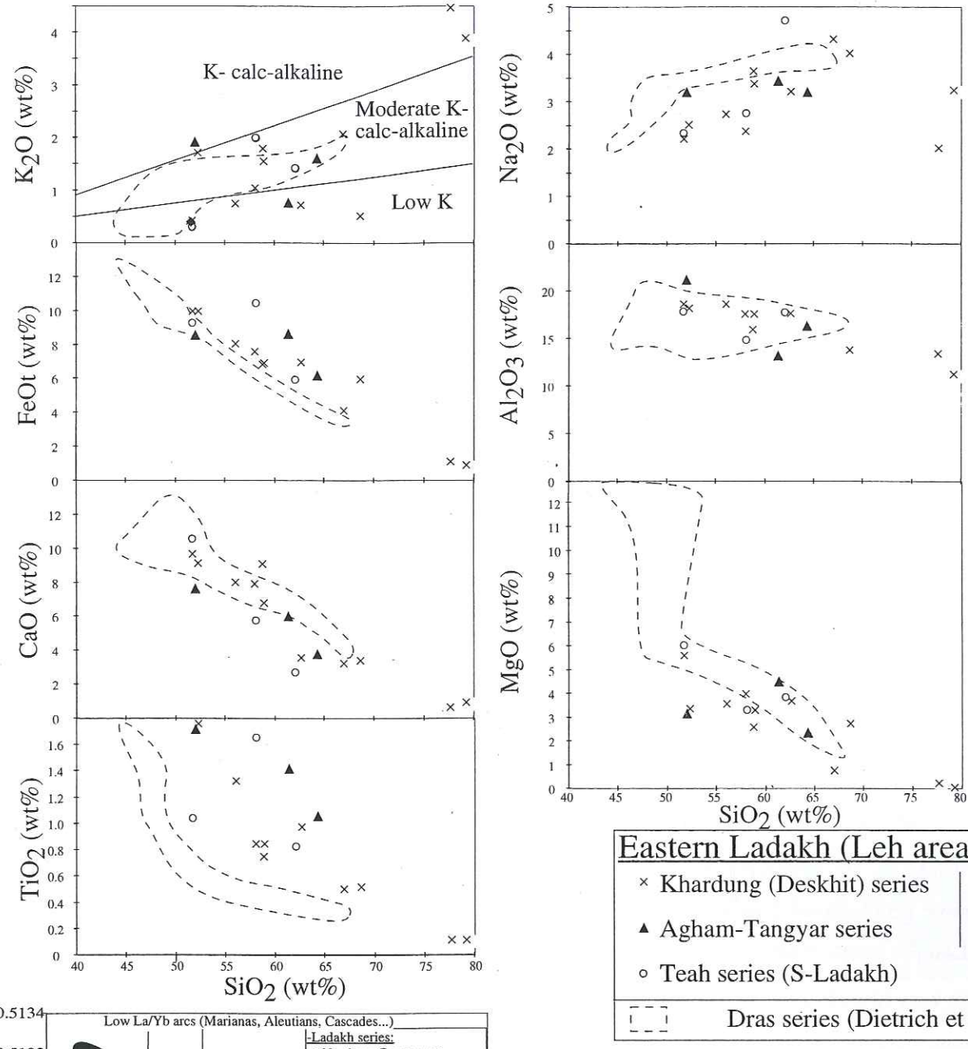


Fig. 8 (above) Harker variation diagrams of Eastern Ladakh lavas. The field of Dras lavas (Dietrich et al.; 1983) is shown for comparison.

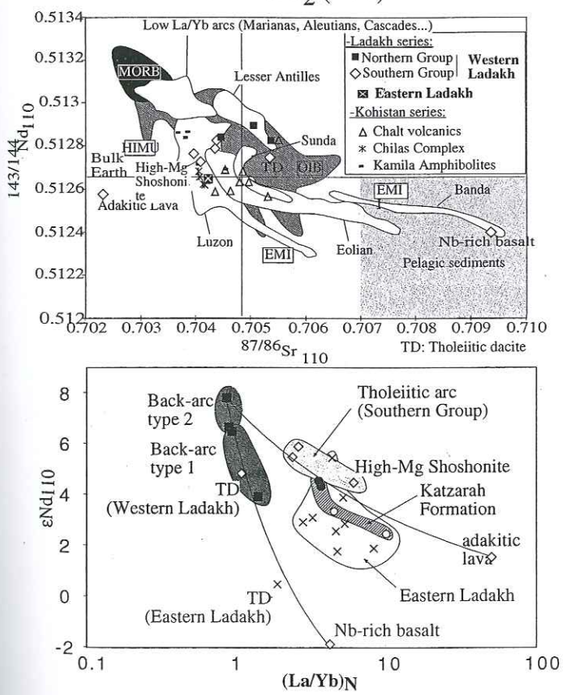


Fig. 7 (left). (A) Isotopic (143Nd/144Nd)110-(87Sr/86Sr)110 plot. Values of Kohistan series are from Khan et al. (1997), recalculated to 110 Ma; values of oceanic arc are from Hawkesworth et al. (1994). (B) εNd110 vs. chondrite-normalised (La/Yb) diagram, showing the negative correlation of εNd with LREE enrichment. Note the εNd decrease and La/Yb increase from the Western Ladakh Northern Group lavas to the Eastern Ladakh lavas.

Eastern Ladakh volcanic rocks

Eastern Ladakh samples were collected along the Shyok Suture Zone in northern Ladakh, north of the Ladakh Batholith (Nubra-Shyok area: Kardung-Deskhit localities, ten samples; and Tangyar, three samples) and from the Teah area, south of the Ladakh Batholith (three samples). One sample of diorite (L399) was also analysed for comparison of the lavas with the Ladakh Batholith.

These lavas form a complete differentiated suite, from basalt to rhyolite, with very homogeneous geochemical features. Geochemical compositions of the lavas are consistent with an arc-tholeiitic to calco-alkaline evolutionary trend (Table 3b; Fig. 8). Most major element variation diagrams (Fig. 8) show an evolution from basalts with low K_2O, moderate MgO, CaO and TiO_2 and high Al_2O_3 evolving to rhyolites with high K_2O and low MgO, CaO and TiO_2. However, there is some scattering in TiO_2 and K_2O variation diagrams.

These lavas have obvious arc affinities, with LILE and Th enrichments [higher $(Th/Yb)_N$ values than Western Ladakh lavas, Fig. 6F & Table 5]. They have marked negative Nb anomalies and high LREE enrichments (see $(La/Nb)_N$, $(La/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ ratios in Table 5).

Isotopic values are quite homogeneous, basalts and andesites of Teah area have isotopic values in the same range as basalts and andesites of the Shyok Suture Zone, and εNd_{110} does not decrease as SiO_2 increases. Eastern Ladakh lavas show lower εNd_{110} than Western Ladakh lavas (Fig. 7; Table 5). Pb isotopic ratios are higher than those of the Western Ladakh lavas (Table 5). This relative geochemical homogeneity is compatible with limited variations in the source of the Eastern Ladakh lavas, notably more radiogenic than that of Western Ladakh arc lavas (Fig. 7a).

The very low εNd value of the diorite L399 (εNd_{110} = -7.5) suggests that a higher amount of crustal material was afterwards involved in the production of the Ladakh Batholith granitoids, and the lavas cannot be directly related to the Ladakh Batholith, as proposed by Ahmad et al. (1998).

In summary, few remarks can be done on the basis of these first results:

Western Ladakh is characterised by three different suites, all with oceanic affinities (Fig. 7b & Table 5): (1) The tholeiitic Northern Group with low La/Yb and high εNd, emplaced in a back-arc basin, (2) the arc-tholeiites of the Southern Group are characterised by high La/Yb, and relatively high εNd and represent the remnants of the intra-oceanic arc, and (3) the alkaline Katzarah suite, has high La/Yb, like the arc tholeiites but differs by relatively lower εNd and the absence of negative Nb anomalies, displaying an OIB-type affinity.

Eastern Ladakh contains a more homogeneous and differentiated volcanic arc-suite of continental affinity with lower εNd and higher La/Yb.

4. Comparison with other Ladakh and Kohistan Cretaceous volcanic suites

On a broader scale, the geochemical features of the Ladakh volcanic suites developed here are in agreement with those of different areas from Ladakh and Kohistan, available in the literature.

-*In Ladakh,* the Dras lavas (Reibel and Juteau, 1981; Honegger et al., 1982; Dietrich et al., 1983) are mainly basalts, with no andesitic end-members, characterised by high Mg contents (MgO ~ 12 wt%; Table 6) with similar tholeiitic arc characteristics as the Southern Group. In south-eastern Ladakh Nidar area, two types of lavas are present (Maheo et al., 2000; Table 6). The first is TiO_2-rich (~ 2 wt%) and MgO-poor (~ 5 wt%) and similar to I-MORB. The second differs by low-TiO_2 (~ 0.5 wt%) and high-MgO (~ 9 wt%) contents, and have compositions close to those of high-Ca boninites compatible with a fore-arc setting (Pearce et al., 1992). Finally, the Spongtang gabbros, with low MgO (~ 5 wt%) and TiO_2 (~ 0.7 wt%), are geochemically closer to N-MORB than to arc-type lavas (Maheo et al., 2000).

-*In Kohistan*, the heterogeneity of the Cretaceous volcanic and plutonic rocks has been shown by several authors (Table 6). The Chalt lavas with commonly picritic or boninitic compositions (Petterson and Windley, 1991) with high MgO (~ 11-16 wt%) and CaO (~ 10-12 wt%) contents, correlated with low TiO_2 (~ 0.2-0.3 wt%) and Al_2O_3 (~ 10-13 wt%) resembles high-Mg basalts and andesites (Kay, 1978; Shinjo 1999; Table 6). The Kamila amphibolites have been separated in two groups by Khan et al. (1997): (1) a high-Ti group and (2) a low-Ti group, which are respectively similar to I-MORB and high-Ca boninites, and appear to be very close to the Ladakh Nidar area lavas. Finally, the Chilas gabbronorites (Khan et al., 1997 and references therein) have been shown to display relatively high TiO_2 (~ 1-1.2 wt%) and Al_2O_3 (~ 18 wt%), and low MgO (~ 5.4 wt%) contents, and thus are close to the Southern Group and Eastern Ladakh lavas.

Consequently, similar lava types can be found on each side of the Nanga Parbat-Haramosh spur, which suggests that they were part of the same arc / back-arc lineament. The lavas are generally tholeiitic with high MgO contents, with trace elements abundances similar to boninites, high-Mg andesites or Island Arc Tholeiites, probably resulting from a high geothermal gradient beneath the arc. In the following section, we will investigate the reasons for such geochemical aspects.

| Sample N° | SP45 | CH413 | CH417 | HT 344 | Hunza HMg | P128 | IK 1012 | A83 | A121 | 786B | KB | IR-1 | | |

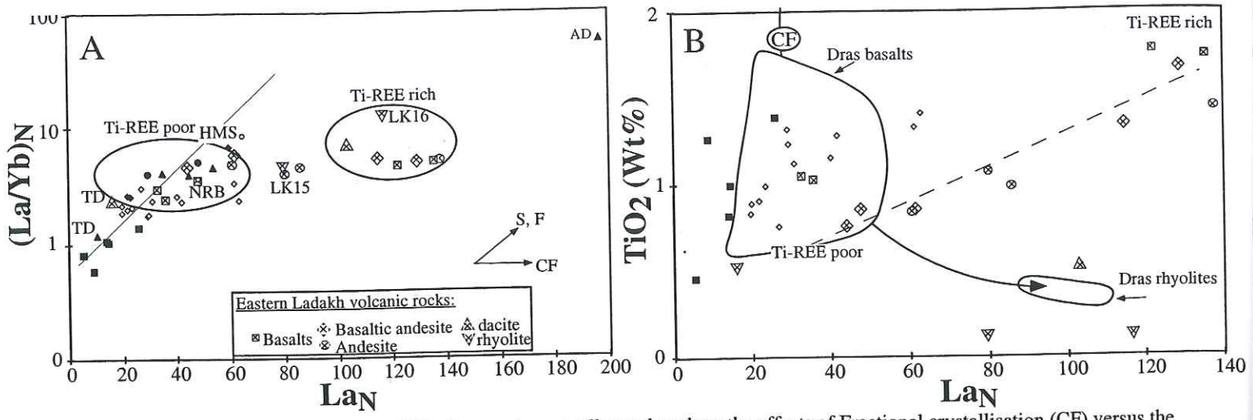


Fig. 9 – (A) $(La/Yb)_N$ vs. $(La)_N$ diagram. This diagram is generally used to show the effects of Fractional crystallisation (CF) versus the influence of the source (S) or of various partial melting rates (F). Note that silica enrichment of Eastern Ladakh lavas (featured by the series from basalts to rhyolites) is not correlated with La enrichment. (B) TiO_2 vs. $(La)_N$ diagram. This diagram compares Western and Eastern Ladakh series to the Dras series [open fields, data from Dietrich et al. (1983)]. In Dras series, the decrease of TiO_2 from basalts to rhyolites can be explained by fractional crystallisation of Ti-phases, while La concentration increases in the residual melt. In contrast, Eastern Ladakh samples display a good positive correlation of TiO_2 and La, unrelated to SiO_2 content, showing that fractional crystallisation cannot explain LREE enrichement. Symbols for Western Ladakh lavas are same as in Fig. 3. AD: adakitic lava, NRB: Nb-rich basalt, TD: Tholeiitic Dacite, HMS: High-Mg Shoshonitic basalt.

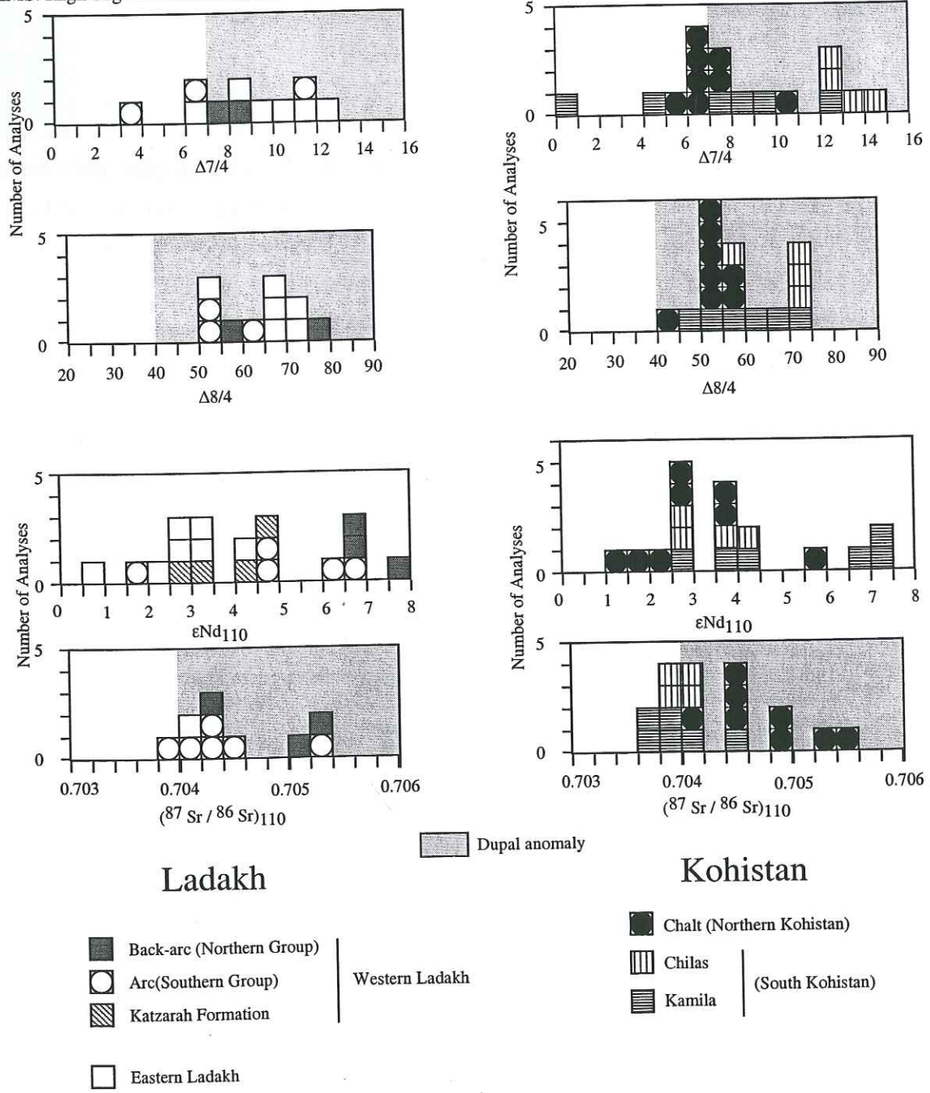


Fig. 10 - Isotopic characteristics of Ladakh and Kohistan lavas. Values of Kohistan series are from Khan et al. (1997). Note that both Kohistan and Ladakh lavas have Dupal-type characteristics (shaded areas), as defined by Hart (1984).

An estimate of percentage melting can be made using a simple batch melting model, Using Shaw (1970) equation: $C_0 = C_l (D + F(1 - D))$ (1), D being the bulk distribution coefficient of the residual solid ($D = C_s/C_l$), C_s being the concentration of a given element in the solid residue and C_l in the liquid and F being the weight fraction of melt produced by partial melting.

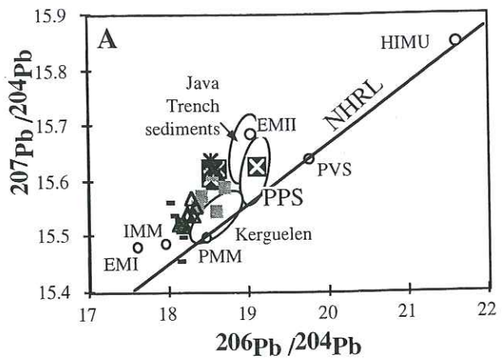
Assuming $D_0 \sim 0$ for incompatible elements, (1) becomes: $C_L / C_0 = 1 / F$, and F values can been determined for the most primitive lavas. The value C_0 of Fertile MORB mantle (Pearce and Parkinson, 1993) can be chosen considering the isotopic ratios of the lavas. F values have been calculated for the most primitive lavas of each series (calculations are summarised in Table 7). For all the lavas of Table 7, except the Shigar type lava, presence of residual garnet is improbable considering their flat HREE patterns. Estimated partial melting values are high for all the lavas (arc-tholeiite L124: F = 14-16%; Back-arc lavas L156, L199: F = 19-21%; Katchoura lava L575: F = 16-21%). Shigar lavas display higher Sm/Yb values, consistent with the presence of garnet in the source, consequently the percentage melting values estimates using MREE-HREE are two high, and the value obtained with Nd and Zr (F ~ 7-8 %) should be more coherent.

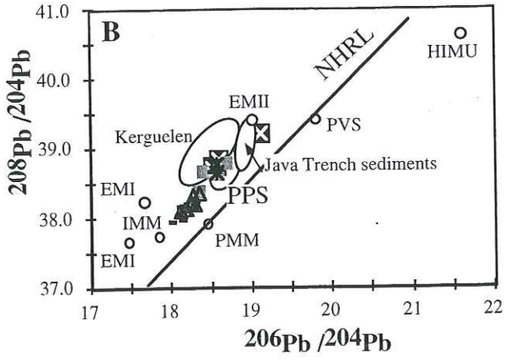
Locality	--	NG	F*	NG	F*	SG	F*	HMS	F*	Shigar KF	F*	Katchoura KF	F*
Sample N°	FMM	L156		L199		L124		L144		L175		L575	
Zr	11.20	55.33	0.20	59.57	0.19	70.11	0.16	72.275	0.15	145.27	0.08	53.56	0.21
Nd	1.35	4.99	0.27	6.6	0.21	9.48	0.14	18.57	0.07	20.55	0.07	8.454	0.16
Tb	0.11	0.48	0.23	0.58	0.19	0.46	0.24	0.538	0.20	0.722	0.15	0.365	0.30
Mg#		0.60		0.61		0.67		0.67		0.69		0.80	

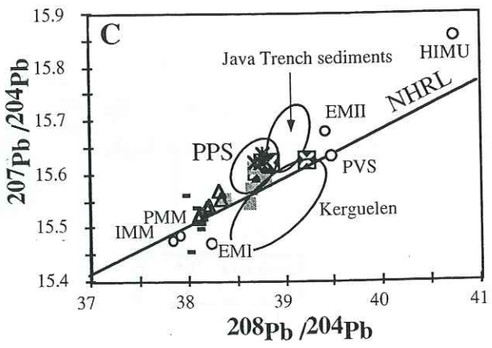
Table 7 - Melting rates estimates, following a simple batch melting model. FMM: Fertile MORB mantle composition
used in the calculation.
*(D = 0), SG: Southern Group, NG: Northern Group, KF: Katzarah Formation, Mg# : Mg/(Mg+Fe2+)

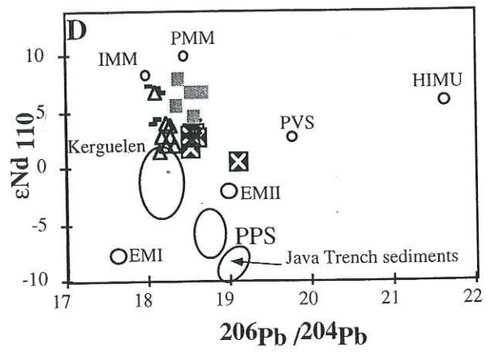
5.2. Source mixing processes

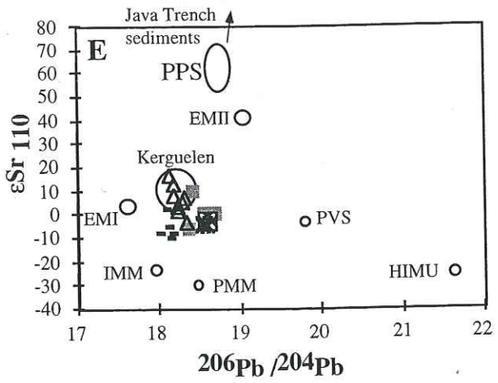
The Pb, Sr and Nd isotopic ratios of the Western and Eastern Ladakh lavas are in the range of the DUPAL anomaly. To represent the extent of deviation from the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL; Hart, 1984), Pb isotopic ratios have been represented as Δ7/4 Pb and Δ 8/4 Pb (Fig. 10). The DUPAL anomaly is defined by low εNd (< 7 - 8), high $^{87}Sr/^{86}Sr$ (> 0.704 - 705), high Δ 8/ 4 (> +60) and high Δ 7/4 (> +8; Hart, 1984; Hart, 1988).

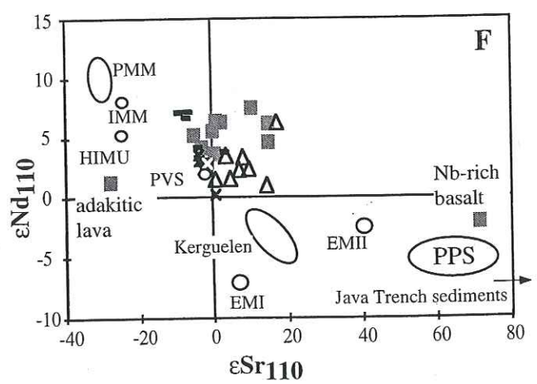












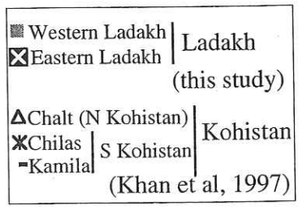


Fig. 11 - Nd, Sr, Pb isotope covariation diagrams. The mantellic end-members reported in the diagram are: Indian and Pacific MORB mantles (IMM and PMM, respectively), high U/Pb enriched mantle (HIMU) and the two Enriched Mantle components (EMI and EMII; Zindler and Hart, 1986; White et al., 1987). The range of pelagic sediment composition is defined by the following end-members: Pacific Volcanogenic Sediments (PVS), Pacific Pelagic Sediment (PPS; Ben Othman et al., 1989; Woodhead, 1989) and Java Trench sediments (Ben Othman et al., 1989). The data of the Kerguelen hotspot, representative of Indian ocean OIB source has also been plotted for comparison (Dosso and Murphy, 1980). NHRL: Northern Hemisphere Reference Line. Kohistan data is from Khan et al. (1997). Note that Ladakh and more secondarily Kohistan samples show more radiogenic 207Pb/204Pb and 208Pb/204Pb than the NHRL reference, and plot between IMM, EMII and/or PPS end-members.

The isotopic compositions of the Ladakh lavas are compared to those of the Eastern Kohistan igneous rocks (Khan et al., 1997) which also display DUPAL characteristics. Khan et al (1997) have interpreted these isotopic features as the contribution of the enriched mantle source of Indian Ocean, and proposed that Kohistan arc formed about 3000 km south of its present position. However, the DUPAL anomaly has been detected in other places along the south-eastern Asian margin (Tu et al., 1991), which suggest that this anomaly is either larger in space or more heterogeneously distributed than expected. Another alternative for these DUPAL isotopic features is that an enriched component was involved in the source of the arc at the southern Asian margin level. This enrichment could even be provided by subducted sediments as suggested for some volcanic arcs by Sun (1980) and Woodhead (1989).

To test which component is responsible for these radiogenic isotopic ratios, Ladakh and Kohistan (Khan et al., 1997) data are plotted with a representative set of geochemical end-members in figure 11. The Ladakh and Kohistan lavas plot as a sublinear field on the figures 11 A-C (Pb vs. Pb plots), suggesting that these rocks likely derived from the mixing of mainly two components: IMM and EMII or Java type pelagic sediments. The trends are unlikely to represent mixing trajectories with a hotspot Kerguelen-like end-member. On figures 11 D-F, (εSr_{110} or εNd_{110} vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ plots) the Ladakh and Kohistan lavas define larger fields, but the fields of EMII and pelagic sediments are again very close. In the εSr_{110} vs. εNd_{110} plot (Fig. 11F), the Nb-rich basalt plots very close to the PPS end-member, suggesting that this lava could derive more likely from mixing of IMM with pelagic sediments than with EMII. The isotopic compositions of the Ladakh and Kohistan lavas validates the possibility of the contribution of a pelagic sediment component in the source of these rocks, as shown in particular by the Nb-rich basalt sample.

5.3. Slab and sediment melting processes, the adakite - Nb rich basalt association

Adakites are rare during island-arc volcanism, because they are generated at specific geodynamic settings (Rapp et al., 1991; Sen and Dunn, 1994). An anomalous thermal regime is necessary to attain the required pressure-temperature (P-T) conditions at which hydrated oceanic crust can melt (Peacock et al., 1994). These P-T conditions are those of the garnet-amphibolite facies (Defant and Drummond, 1990; Drummond and Defant, 1990), which is several hundred degrees above "normal" conditions inferred or calculated in the subducting slab. Such anomalous conditions are fulfilled in the case of fast or low-angle subduction of young and hot oceanic crust (generally younger than 20 Ma), which undergo high shear stresses (> 100 MPa).

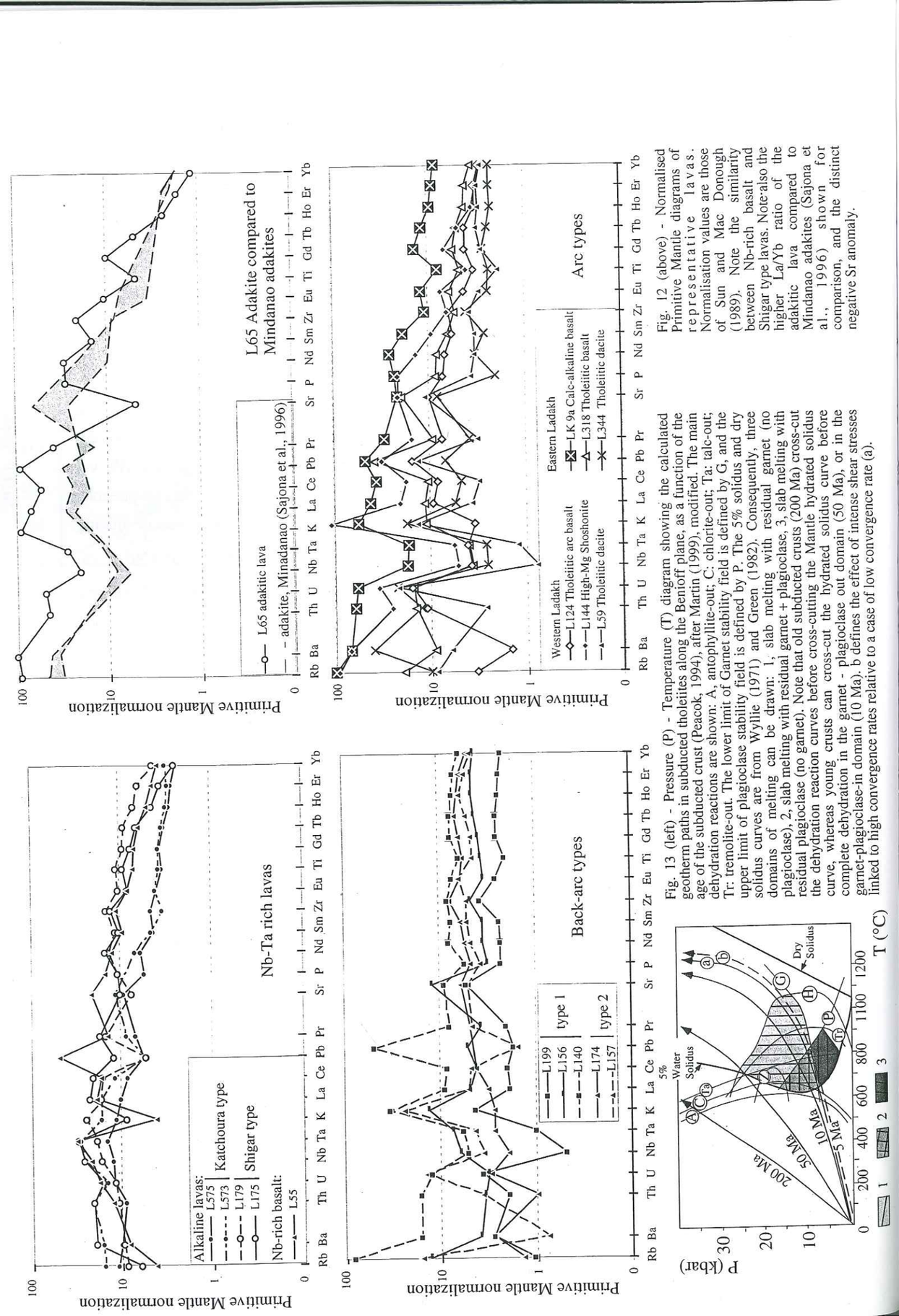


Fig. 12 (above) - Normalised Primitive Mantle diagrams of representative lavas. Normalisation values are those of Sun and Mac Donough (1989). Note the similarity between Nb-rich basalt and Shigar type lavas. Note also the higher La/Yb ratio of the adakitic lava compared to Mindanao adakites (Sajona et al., 1996) shown for comparison, and the distinct negative Sr anomaly.

Fig. 13 (left) - Pressure (P) - Temperature (T) diagram showing the calculated geotherm paths in subducted tholeiites along the Benioff plane, as a function of the age of the subducted crust (Peacok, 1994), after Martin (1999), modified. The main dehydration reactions are shown: A, antophyllite-out; C: chlorite-out; Ta: talc-out; Tr: tremolite-out. The lower limit of Garnet stability field is defined by G, and the upper limit of plagioclase stability field is defined by P. The 5% solidus and dry solidus curves are from Wyllie (1971) and Green (1982). Consequently, three domains of melting can be drawn: 1, slab melting with residual garnet (no plagioclase), 2, slab melting with residual garnet + plagioclase, 3, slab melting with residual plagioclase (no garnet). Note that old subducted crusts (200 Ma) cross-cut the dehydration reaction curves before they can cross-cut the hydrated solidus curve before complete dehydration in the garnet - plagioclase out domain (50 Ma), or in the garnet-plagioclase-in domain (10 Ma). b defines the effect of intense shear stresses linked to high convergence rates relative to a case of low convergence rate (a).

The studied adakitic lava differs from classic adakites in having low Sr (<400 ppm) and Sr/Y ratios (Fig. 12B). This depletion could be due to alteration, or could feature the presence of a plagioclase residue in the source, as proposed for Archean tonalites-trondhjemites-granodiorites (Martin, 1999). The presence of plagioclase in the source would then imply pressures lower than 17 kbar and a minimum temperature of 800°C (Fig. 13; Gasparik and Lindsley, 1980; Carswell and Harley, 1990), contrasting with the conditions of formation of modern adakites (P = 20-30 kbar, i.e. 60-90 km) under which plagioclase is unstable.

Adakites are often associated with *Niobium-rich basalts* (Defant et al., 1992). As such basalts are more likely to be produced from the melting of mantle than crust, their spatio-temporal association with adakites has been interpreted to result from mantle-adakite interaction (Sajona et al., 1996). In Western Ladakh, adakitic lava and Nb-rich basalts interlayer with the Southern Group arc-tholeiites in the same locality and, thus, are also sub-contemporaneous to arc volcanism. As shown in section 5.2, the two types of lavas are isotopically distinct, and may not be produced by the same sources. However, the very low εNd_{110} and high εSr_{110} of the Nb-rich basalt are unusual in an arc context. Similar isotopic values for arc-lavas have been found only in the case of the Banda Arc (Fig. 7a), for which contribution of a continental material and pelagic sediments could explain the exceptionally high εSr_{110} and low εNd_{110} ratios (Vroon et al., 1993; Vroon et al., 1995). The experiments of Nichols et al. (1994) have shown that the hydrated solidus of clay-rich pelagic sediments is reached at 650-700°C at a 40 kbar pressure (120 km), suggesting that subducted pelagic sediments can cause melting at relatively low temperatures. These values are close to hydrated basalt solidus values obtained by Green (1982; Fig. 13), suggesting that the subducted sediments could trigger slab-melting, which could explain the association of Nb-rich basalt - adakitic lava. However, the major, trace and isotopic compositions of the Nb-rich basalt, in particular its very low Mg# (52) at 47 wt% of SiO_2 are not compatible with melting of a mantellic source, but more probably with melting of a Mg-poor and Ca-rich source, close to the composition of pelagic sediments.

5.4. Slab melt - mantle interaction processes

Major element geochemistry of lavas produced by slab melt - mantle interaction depends strongly upon the slab melt/ mantle rock volume ratio. The experiments of Rapp et al. (1999) have shown that at equal proportion of slab melt and reacting mantle, melt is fully consumed. At ~ 2/1 melt-reacting mantle proportions, liquids produced are Mg-rich and still silica rich. These melt - mantle interaction processes can account for the production of high-Mg andesites (Yogodzinski et al., 1995; Shinjo, 1999). Another way to produce high-Mg lavas is the partial melting of a hydrous

mantle (Kushiro, 1974; Hirose, 1997). The difference of the two processes is that the derivative liquids produced by melt-mantle interaction will keep the same trace element pattern as the crustal melt (Rapp et al., 1999) whereas they would have the signature of the metasomatised mantle in the case of partial melting of hydrous mantle. Shigar and Katchoura Nb-rich lavas display transitional isotopic ratios between depleted mantle and the Nb-rich basalt L55 (Figs. 4 & 7b). Furthermore, they have the same trace element patterns as L55 (Fig. 12). Shigar and Katchoura Nb-rich lavas could thus feature Nb-rich melt – mantle interactions. Such interactions are also supported by the high percentage melting (~ 16-21%) estimated for the Katchoura lavas in § 5.1.

5.5. The Chang la ultramafics: behaviour of the sub-arc mantle

The composition of the Chang la orthopyroxene - spinel - olivine assemblage corresponds to an extreme case of depletion in a subduction context (Figs. 14A-B). In figure 14A, compositions of Chang la spinels are compared to those of the Cretaceous southern Ladakh ultramafic rocks, exposed in the Indus Suture Zone (Tso Morari, Nidar; de Sigoyer, 1998) or obducted onto the Indian Margin (Karzog, Spongtang; Maheo et al., 2000) and to those of the southern Kohistan Jijal Complex ultramafics (Kausar, 1998). Olivine is always Fo-rich (Fo 90-97 in Spongtang, Fo ~ 92 in Nidar and Fo ~ 99 in Karzog) and orthopyroxene is a low-Al enstatite (En 90, Al_2O_3 < 2 wt%; Maheo, 2000). These complexes, firstly interpreted as pure ophiolite series on the basis of their mineralogy (Reuber, 1986; Reuber et al., 1987), present some clear whole rock depletions in Ti, Cr, Ni, Ta and Nb (Maheo et al., 2000), also observed in the Chang la dunites. Such depletions are typical of supra-subductive peridotites, which are characterised by Mg-poor Cr-rich spinel, Mg-rich olivine and Mg Al-rich orthopyroxene reflecting increasing degree of partial melting (Dick and Bullen, 1984). Chang la Cr-spinels display higher Cr# and lower Mg# than those of other Kohistan and Ladakh ultramafic settings (Fig. 14A). Olivine and orthopyroxene plot at the depleted end of the subduction margin compositional fields in the Parkinson and Pearce (1998) diagrams representing Mg# in olivine and Al_2O_3 in Orthopyroxene versus Cr# in Spinel (not shown here). Chang la olivine-orthopyroxene-spinel assemblages yield higher equilibrium temperatures and $\Delta \log fO_2$ than other Ladakh ultramafics (Fig. 14B), with values slightly higher than those obtained for subduction margin peridotites (Parkinson and Arculus, 1999). In contrast, Spongtang to Nidar peridotites plot in the fields of abyssal and fore-arc peridotites defined by Parkinson and Pearce (1998). The positive correlation of Cr# and $\Delta \log fO_2$ can be interpreted as the result of melt extraction processes during decompression melting (Dick and Bullen, 1984; Balhaus et al., 1991), or as the effect of melt / mantle interaction (Parkinson and Arculus, 1999).

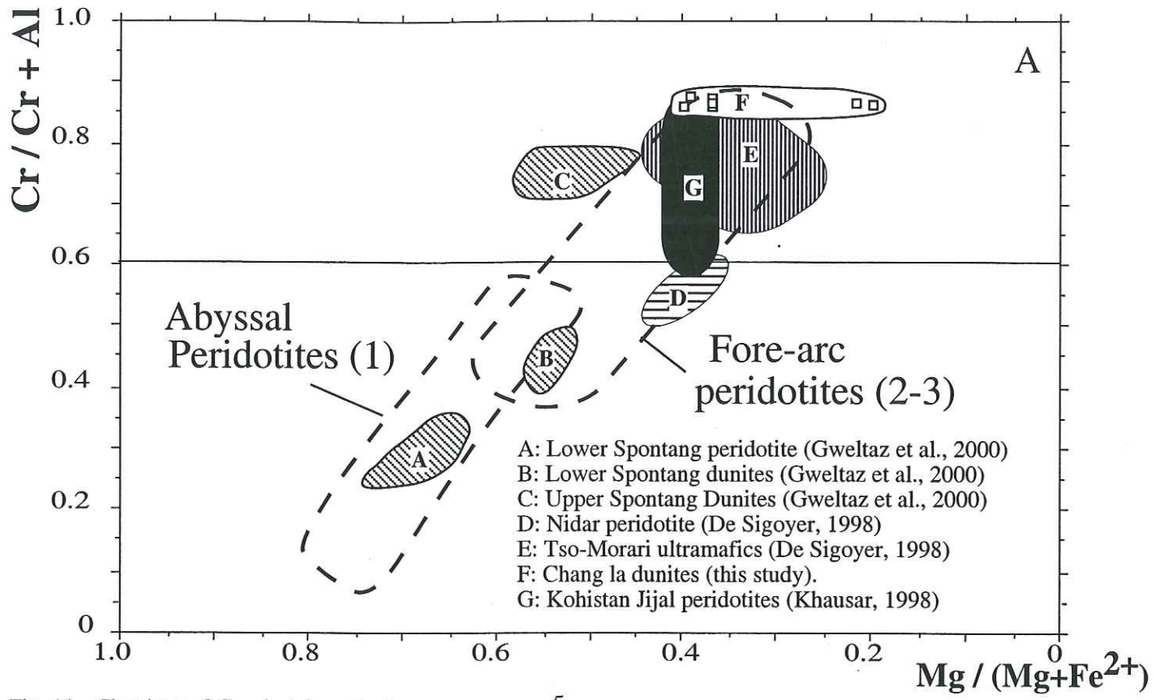


Fig. 14 - Chemistry of Cr-spinel from the known ultramafic settings of Kohistan and Ladakh. (A, above) Cr# versus Mg# of Cr-spinels (B, right) Oxygen fugacities values ($\Delta \log fO_2$) versus Cr# in spinel. Oxygen fugacity values were obtained with the olivine-orthopyroxene-spinel calibrations of Nell and Wood (1991), are presented relatively to the Fayalite-Magnetite-Quartz (FMQ) buffer. Values obtained for Ladakh spinels are compared with those obtained for abyssal and arc peridotites. 1: Abyssal peridotites (Brindzia & Wood, 1990);2: Mariana Seamount peridotites (Parkinson & Pearce, 1998); 3: Mariana Seamount Dunites (Parkinson & Pearce, 1998) 4: Arc peridotites (Grenada, Ichinomegata, Simcoe, Vanuatu, Solomons; Parkinson & Arculus, 1999).

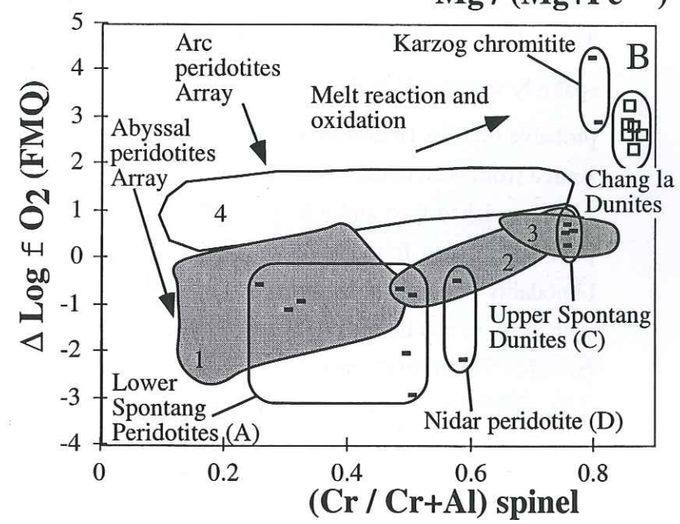
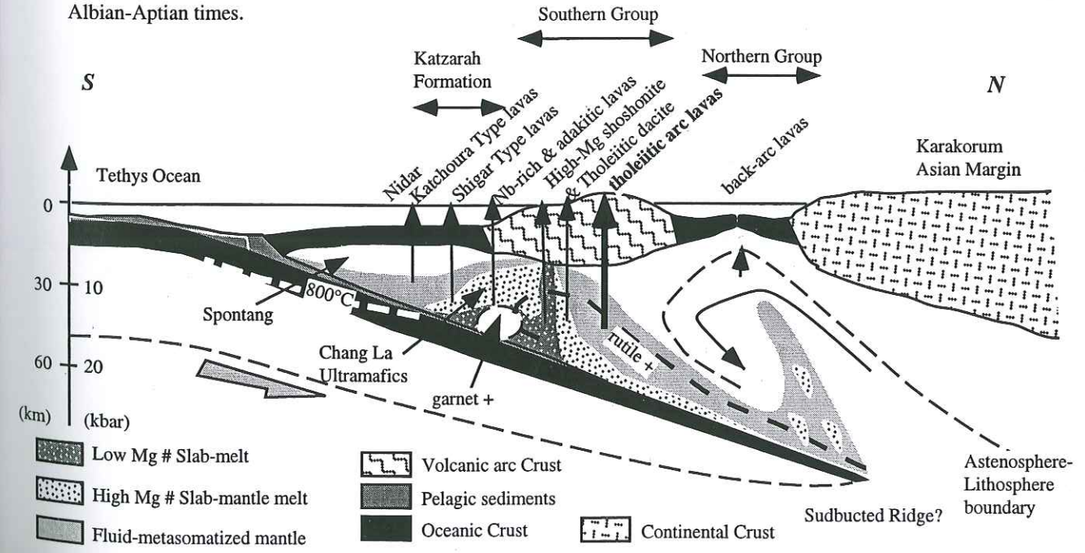


Fig. 15 (below) - Proposed genetic model of the Western Ladakh volcanic arc in Mid-Cretaceous Albian-Aptian times.



The petrographical aspect of Chang La orthopyroxene as elongated and irregular crystals suggests disequilibria of orthopyroxene, interpreted by Parkinson and Arculus (1999) to reflect melt / mantle interactions. Consequently, Chang La ultramafics show clear signs of depletion which could be related to mantle-melt interaction processes.

5.6. Evolution towards a " normal " arc regime

The presence of Mg-rich shoshonitic lava (sample L144) and tholeiitic dacite lava (sample L59) types with transitional major and trace element patterns with adakitic lava and arc tholeiites, respectively, suggest that there could have been a spatial transition from a zone of crustal melt - mantle interaction towards a zone of " normal " arc regime. In western Ladakh the "normal" arc regime featured by the Southern Group tholeiitic arc lavas is a primitive arc complex, characterised by absence of differentiated lavas and only slight arc features (low La/Nb and Th/La ratios). In the section 3.2.2, Eastern Ladakh lavas were shown to have relatively homogeneous geochemical features of a more evolved arc. Eastern Ladakh lavas display more elevated Th/Yb ratios (Table 5). These Th enrichments can be correlated to an increasing proportion of continental-type sediments spatially associated to the lavas, lower εNd and higher Δ 7/4 and Δ 8/4 ratios. It is therefore probable that the Th enrichment is linked to an increasing contribution of subducted sediment in the source from west to east. Nevertheless, the data displays two different geochemical types: a high Ti - REE enriched type and a low Ti - REE depleted type (see section 5.1). The two Ti-rich and Ti-poor types, also found in southern Ladakh (Nidar) or southern Kohistan (Kamila), suggest a bimodality of magmatism reflecting magma mixing of crustal-type melts (Ti and trace enriched) with sub-arc mantle melts (Ti and trace depleted). Consequently, though developing on a thicker, probably continental, crustal basis, the Eastern Ladakh arc system may also provide smoothed evidences of crustal melt - mantle interactions.

6. Genetic model for the Ladakh Arc

The Shyok Suture Zone of Western Ladakh is a south-vergent tectonic pile, in which the uppermost tectonic units correspond to back-arc basin formations and lowermost units to arc formations (Rolland et al., 2000b). The association of Nb-rich lavas with arc lavas in the Muchilu area of the Southern Group suggest a progressive transition from Nb-rich lava volcanism in the south (Katzarah Formation) to tholeiitic arc lava volcanism in the North (Southern Group). The Katzarah Formation could then correspond to a fore-arc unit. From the field and geochemical data,

a reconstituted cross-section of the volcanic arc can be made, from the fore-arc (Katzarah Formation) to the back-arc (Northern Group; Fig. 15).

The Katchoura lavas are produced by intense partial melting (F ~ 16-21%), in probable consequence of mantle interaction with Nb-rich hydrated melts. Low-Mg Nb-rich and associated adakitic lavas could be linked to the melting of the subducted slab and associated sediments. Stability of garnet and unstability of rutile in the source region could account for HREE depletions and absence of Nb-Ta anomalies respectively (Kelemen et al., 1993). The presence of heterogeneous lava types, Mg-poor Nb-rich and adakitic lavas interlayers within tholeiitic arc Southern Group, suggests less efficient melt-mantle interaction processes and a spatial transition towards a " normal " arc regime. Nevertheless the "normal" arc regime is featured by still high rate melting (F ~ 14-16%) of a slightly depleted mantle source. Northern Group back-arc basin lavas are compatible with higher rate melting (F ~ 19-21%) of a more depleted mantellic source. Nevertheless, these lavas show important geochemical variations, suggesting mantle heterogeneity in the source region. Mantle heterogeneity under the back-arc basin zone suggests efficient mantle convecting under the back-arc basin, probably linked to the rapid India-Asia convergence.

In Eastern Ladakh, the relative geochemical homogeneity of the lavas could be due to more important mixing of the different end-members individualised in Western Ladakh, and to a thicker arc complex.

7. Geodynamic implications for the Middle Cretaceous tectonic context of the Kohistan-Ladakh arc series

From the data presented here, we interpret the Kohistan and Ladakh Albian-Aptian series as a coherent and complete volcanic arc series. Most Middle Cretaceous Kohistan-Ladakh lavas display high MgO contents, with frequently picritic compositions. Their composition is close to high-Mg basalts and basaltic andesites and/or boninites (Table 6). The geochemical diversity of this arc can be explained by relatively high melting rates, probably due to a high geothermal gradient, and by mixing processes between at least two components (IMM - Pelagic sediments or EMII), and more secondarily by variable levels of fractional crystallisation. We consequently propose that the DUPAL anomaly represents enrichment linked to the assimilation of pelagic sediments (Fig. 11), close to Nb-rich basalts composition rather than to a primary mantle composition. As the DUPAL-type anomaly can be explained by such mixing processes, we suggest that it cannot be used for a geodynamic reconstitution such that proposed by Khan et al. (1997). However, the spread of the DUPAL-type mantellic anomaly, between the Asian and Indian plates in Mid-Cretaceous times, is not well constrained for such a reconstitution.

In Middle Cretaceous times, the Kohistan-Ladakh arc may have belonged to a complex and unique arc series, formed along the Asian margin in response to the northward subduction of the Neo-Tethys Ocean. The isotopic composition of the lavas, the presence of adakitic and Nb-rich lava types and the petrology of mantle relicts suggest interactions of crustal melts with a slightly depleted mantle (IMM-EMII). High melting rates and crustal melting imply a high geothermal gradient ($T > 700°C$ at $P < 17$ kbar, Fig. 13). The thermo-barometric conditions required in the case of slab melting are those prevailing in a young (<15-20 Ma) subducted crust. Two major tectonic events may be combined to explain the subduction of such a young lithosphere. Prior to the arc formation, (1) the rapid subduction of the Paleo/Meso Tethys Ocean, north of the Tibetan Lhasa block, has lead to the accretion of this block against the Asian margin in Lower-Middle Cretaceous (Besse et al., 1988). This accretion has blocked the only free (Asian) boundary of the Tethyan system, whereas (2) intense north-vergent stresses prevailed on its southern (Indian) boundary, due to the initiation of the fast northward drift of the Indian Plate also in Lower-Middle Cretaceous times. In this context of rapid plate motion inversion, the oceanic ridge would have been the weakest plate boundary, where subduction could be more easily initiated. These data are therefore compatible with the eastward prolongation of the subduction close to the ridge invoked for the initiation of the Oman obduction (Coleman, 1981; Boudier and Coleman, 1981).

Consequently, we propose that the wide-scale inversion of the tectonic divergent opening of the Neo-Tethys Ocean, due to the fast northward drift of the Indian Plate initiated in Early-Middle Cretaceous, has induced the subduction of the Neo-Tethys mid-oceanic ridge. This hypothesis is also supported by large-scale ophiolite obductions which have occurred on both the Arabic (Oman) and Indian (Kohistan-Ladakh) margins, probably due to the coupling of the continental plates with their respective subducting oceanic plates.

Acknowledgements

This work has been financially supported by LGCA-UMR 5025, and was conducted in collaboration with the Geosciences Laboratory of Islamabad (Pakistan), with the help of the French Embassy in Pakistan. We particularly thank Mr. Hasan Gohar, Mr. M. Sakhawat, Mr. Tahir Karim and Mr. A.B. Kausar from Geosciences Laboratory and the French concilor Mr Desseix from the French Embassy for their involvement. Special thanks are due to N. Arndt for his critical review of the manuscript. We also thank T. Khan and C. Chauvel for discussions, and P. Brunet for his assistance in obtaining the isotopic Pb, Sr and Nd data.

III.3. Conclusions sur la convergence ouest-Himalayenne en domaine océanique au Crétacé Moyen

Nous proposons donc que l'arc du Kohistan-Ladakh présente bien un ensemble continu, formé le long de la marge asiatique par subduction de l'océan Néo-Téthys vers le nord. La présence de laves primitives, avec une composition proche des boninites, dans le nord-ouest du Ladakh, le long de la marge sud-Ladakh (Honegger et al., 1982; Dietrich et al., 1983; Maheo, 1999; Robertson, 2000), toutes datées dans la fourchette Albien – Aptien, par la présence de foraminifères (Pudsey, 1986 ; Reuber, 1989 ; Rolland et al., 2000b) et d'ammonites (Thieuloy et al., 1989), suggère qu'un événement tectonique de grande ampleur est à l'origine de ces séries d'arc. Or, c'est juste avant cette période, au Crétacé inférieur à moyen que s'accrète le (ou les) bloc(s) de Lhasa à la marge asiatique (Besse et al., 1984 ; Matte et al., 1996 ; Van der Voo, 1999). Dans ce contexte de blocage, l'océan Néo-Téthys nouvellement formé et peu dense subductera difficilement. Par ailleurs, dans un tel contexte, la ride océanique elle-même pourrait jouer le rôle de zone de faiblesse pour l'initiation de la subduction, comme cela a été proposé pour l'obduction de l'ophiolite d'Oman plus à l'ouest (Coleman, 1981).

Il est donc possible que le mouvement de convergence Indo-Asiatique, brusque et rapide, ait au moins pour partie provoqué la subduction de la ride néo-thétysienne. Cette subduction de matériel peu dense s'effectue d'abord dans un contexte de convergence lente au Crétacé Moyen (Patriat & Achache, 1984). La subduction d'une lithosphère océanique jeune et chaude, dans un régime de fortes contraintes tectoniques permet la fusion partielle de celle-ci et des sédiments associés (e.g., Defant & Drummond, 1990 ; Sajona et al., 1996). La contribution des sédiments subduits explique les caractéristiques isotopiques enrichies de type DUPAL. Par ailleurs, la subduction d'une croûte océanique jeune et chaude peut également expliquer les taux de fusion élevés suggérés par les laves magnésiennes de type boninite et picrite. L'accélération progressive de la convergence, jusqu'à 18 cm an^{-1} au Crétacé Supérieur – Cénozoïque Inférieur (Patriat & Achache, 1984) pourrait s'expliquer par la subduction d'une croûte de plus en plus vieille, et de plus en plus lourde.

La fermeture de l'océan Néo-Téthys est un événement à échelle globale, depuis l'espace méditerranéen à l'ouest, jusqu'à l'extrême-Orient à l'est. L'interprétation proposée ci-dessus permet de raccorder les observations faites plus à l'ouest au niveau de la marge omanaise à celles qui sont effectuées au Kohistan, au Ladakh et le long de la marge indienne.

III.4. La fermeture de l'espace néo-téthysien

La première étape de fermeture de cet espace est marquée par l'accrétion de l'arc du Kohistan-Ladakh à la marge Karakorum, et de l'obduction de terrains océaniques sur les marges indienne et omanaise. Les différentes unités de la zone de suture de Shyok sont séparées par des écailles d'ultramafites, suggérant une tectonique et un empilement d'écailles intra-océaniques des terrains du Kohistan-Ladakh (Rolland et al., 2000b ; Rolfo et al., 1997). L'accrétion du Kohistan-Ladakh à la marge Karakorum est antérieure à 75 Ma, âge des dykes de Jutial qui recoupent les structures de la zone de suture (Petterson & Windley, 1985). Dans la zone de suture de Shyok, au niveau du village de Muchilu (Fig. 2a in Rolland et al., 2000b), on trouve localement l'assemblage (échantillon L61) : phengite$_{Si\,:\,6.35}$ + amphibole tschermackite (Na_A= 0.5-0.7 ; $Al_{1.8\text{-}2}$) + clinozoïsite + biotite + plagioclase ± quartz (Table III.1, annexe). Cet assemblage caractérise des conditions de pression moyenne (Brown, 1977 ; Massone & Schreyer, 1987), calculées à P = 0.8 ± 0.1 GPa, T = 520 ± 20°C avec le logiciel THERMOCALC de Powell & Holland (1985) (Fig. III.1). Ces conditions de pression et de température moyennes, localement préservées, suggèrent un gradient géothermique dans la zone de suture, au cours de l'accrétion, qui serait intermédiaire entre celui d'une zone de subduction " classique " (schistes bleus) et d'un épaississement intra-continental (barrovien). Ces conditions P-T intermédiaires suggèrent que l'espace arrière-arc du Ladakh était relativement restreint, et que la subduction de cet espace fut de courte durée, ou qu'un gradient geothermique relativement chaud régnait dans la zone de subduction en raison de la proximité de l'arc du Ladakh.

La seconde étape de cette fermeture correspond à l'obduction de l'ophiolite de Spontang sur la marge indienne, à la limite Paléocène-Eocène et s'effectue en deux temps (Garzanti et al., 1987 ; Reuber et al., 1987). Elle intervient plus tardivement que celle de l'ophiolite d'Oman sur la marge africaine débute à ~ 80 Ma (Lippard et al., 1986 ; Michard et al., 1984 ; Goffé et al., 1988 ; Nicolas, 1989). De façon sub-contemporaine, une phase d'intense magmatisme oblitère progressivement les structures du Ladakh acquises au cours de l'accrétion (Fig. 9 in Rolland et al., 2000b). Les magmas les plus précoces sont de composition gabbro-dioritique. La profondeur et la température de mise en place de ces gabbro-diorites peuvent être estimées à partir des métasédiments constituant l'auréole de contact du batholite du Ladakh dans la région du Largyap La (Ladakh indien, Fig. 9a in Rolland et al., 2000b), déjà mentionnées par Raz & Honnegger (1989). Nous y avons observé un assemblage à : orthopyroxène + grenat + quartz + plagioclase (éch. L322).

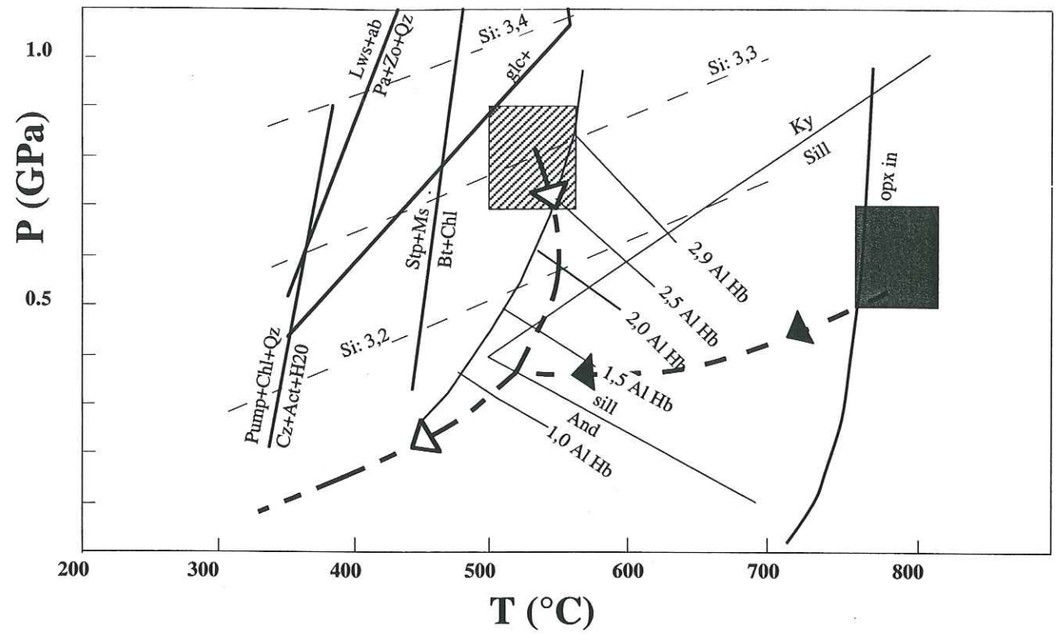


Fig. III. 1 - Evênements métamorphiques précédant la collision Indo-Asiatique.
Conditions de moyenne pression et température dans la zone de suture de Shyok (Muchilu), conditions de haute température au coeur du Ladakh (Largyap La). Isoplèthes de la phengite d'après Massone & Schreiyer (1987), teneur en Al dans l'amphibole d'après Brown (1977), limite d'apparition de l'orthopyroxène d'après Spear (1981), transition lawsonite/pumpellyite -> zoïsite d'après (Heinrich & Althaus, 1980). Calcul des boîtes avec le logiciel THERMOCALC de Powell & Holland (1985, 1988) (incertitudes à 2s, liées à l'incertitude sur les données thermodynamiques) .

Cet assemblage caractérise des conditions granulitiques, calculées à P = 0.6 ± 0.1 GPa et T = 780 ± 30°C avec le logiciel THERMOCALC de Powell & Holland (1985, 1988 ; Fig. III.1). Cette estimation est compatible avec la présence de cordiérite signalée par Raz & Honegger (1989). Les plus anciennes gabbro-diorites sont recoupées par des intrusions de plus en plus acides, avec une zone de transition entre les diorites et les granites, composée de granite à enclaves dioritiques, marquant l'assimilation des diorites par les granites (Fig. 9 in Rolland et al., 2000b). Ces derniers liquides granitiques se sont refroidis à des températures de 705-650°C à faible profondeur (0.12-0.28 GPa) dans un contexte de baisse simultanée de température et de pression (Sachan, 1996). Ces intrusions sont principalement datées entre 60 et 40 Ma (cf. § IV.1 ; Honegger, 1983 ; Schärer et al., 1984 ; Weinberg & Dunlap, in press). Elles sont donc sub-contemporaines de la collision, qui s'effectue entre 60 Ma dans l'extrême ouest (Waziristan, Beck et al., 1995) et 54-50 Ma au Ladakh (Garzanti & Van Haver, 1988; Searle et al., 1990) et de l'éclogitisation de la croûte indienne à 55 ± 12 Ma (de Sigoyer et al., 2000).

Au Kohistan, Petterson & Windley (1985) ont montré le même type d'évolution et proposé qu'elle soit liée à un changement de la zone source du magmatisme au cours du temps. Cette phase d'intrusion granitique est moins bien marquée, l'essentiel des plutons, de composition gabbroïque à tonalitique étant liée au magmatisme d'arc au Crétacé moyen. Au Kohistan, la phase principale de plutonisme est datée du Crétacé Sup. Le complexe de Jijal est daté par $^{206}Pb/^{238}U$ à 98.9 ± 0.4 et 97.1 ± 0.2 Ma pour des gabbro " sub-granulitiques ", à 91.8±1.4 Ma pour une tonalite, et à 82.8 ± 1.1 Ma pour un dyke granitique (Schaltegger et al., 2000). Le très large complexe gabbro-noritique de Chilas est également daté à 84 ± 0.5 Ma (Zeitler & Chamberlain, 1991). On retrouve tout de même cette deuxième étape de plutonisme, Tertiaire, avec des intrusions plus acides de type grano-dioritique à granitique datées entre 54 ± 4 et 40 ± 6 Ma (Petterson & Windley, 1985). La dernière étape consiste en des réseaux de dykes leucocrates qui recoupent cet ensemble entre 34 ± 14 et 26 ± 1 Ma (Petterson & Windley, 1985, George et al., 1995). En ce qui concerne le volcanisme, il existe des reliques d'une intense activité au Crétacé Supérieur, avec les volcanites de Shamran le long de la marge nord, et celles de Dir-Utror au sud, localement recouverts par des sédiments Paléocènes (Sullivan et al., 1994). Ce volcanisme calco-alcalin tardif se retrouve au Ladakh, dans la région de Khardung (Thakur & Misra, 1984). Les rhyolites y sont datées de l'oligocène par ces auteurs. Il est connu également sur la marge tibétaine (Coulon et al., 1986 ; Turner et al., 1996 ; Miller et al., 1999), où il se prolonge jusqu'au Pliocène. Ces données montrent que la marge asiatique fonctionne comme une seule marge de type andin du Kohistan au Tibet à partir du Crétacé Supérieur.

IV. Convergence en domaine continental

Après la fermeture de l'espace océanique néo-téthysien, la convergence est absorbée en domaine continental. L'absorption de la convergence s'exprime alors par une évolution tectono-métamorphique complexe. Dans cette partie, nous préciserons cette évolution par des données nouvelles de trois ordres :

- Une étude Ar/Ar des roches métamorphiques le long des marges sud-Karakorum et nord-Ladakh, dans les zones de Skardu au Pakistan et de Leh en Inde. Cette étude permettra de préciser la chronologie des différentes étapes thermiques de l'évolution tectono-métamorphique.

- Etude de l'évolution tectono-métamorphique de l'ensemble Plaque indienne – Ladakh – Karakorum. Un rappel du travail déjà effectué sur les étapes précoces et un travail complémentaire sur le métamorphisme tardif de la marge Karakorum permettront de reconstituer les étapes de structuration de cet ensemble en termes de conditions P-T.

- Des données sur l'évolution pétro-structurale de la faille du Karakorum. L'étude de la déformation et du métamorphisme dans la zone de faille du Karakorum permettra d'évaluer l'importance de cette faille dans l'accommodation de la convergence indo-asiatique. En particulier, le but de cette étude est d'estimer la part respective de l'épaississement par chevauchement et de l'expulsion latérale de blocs par décrochement le long de la faille.

Abstract of Part IV

After the closure of the oceanic domain, the indo-asiatic convergence is accommodated by continental shortening, giving rise to a complex tectono-metamorphic pattern. In this part, we will first discuss the timing of geothermal events in the NW Himalayan belt. Then, we will analyse the tectonic and metamorphic, in particular the late (<20 Ma) tectono-metamorphic evolution. Finally, we will discuss the importance of the Karakoram fault, in particular in the accommodation of the convergence at the eastern limit of the Karakoram.

IV.1. Chronology of tectono-metamorphic events :

From a compilation of ages and a complementary Ar-Ar dating (Fig. IV.1), it appears that the tectono-metamorphic evolution of the NW Himalaya (s.l.) can be separated into two major periods:

- Ages of 60-37 Ma are obtained all over the Himalaya-Ladakh-Karakoram area, they date either directly (metamorphic rocks of the himalayan margin) or indirectly (plutonic rocks of the Ladakh-Kohistan and Karakorum) the phase of crustal thickening. I will refer to this early phase of deformation and metamorphism as D1-M1.
- Ages younger than 25 Ma, and usually younger than 10 Ma, occur all along the southern Karakoram margin, NW Ladakh and Nanga Parbat-Haramosh spur in the studied area. These ages underline an E-W thermal anomaly, tectonically characterised by an alignment of dome structures, from the Raikhot fault in the west to the 8000-meter peaks of the Karakoram in the east. This phase of doming will be refered to as D2-M2.

Our new Ar-Ar data bring additional precision on this two-stepped evolution in the south-eastern Karakoram margin and Shyok Suture zone (Fig. IV.2). In the Shyok suture zone ages of >100 Ma are preserved in the core of amphibole grains, as suggested by Ca/K microprobe profile and Ca/K vs. age diagrams (Fig. IV.4, IV.6 in annexe). Amphiboles indicate a reequilibration at 50-40 Ma (Fig. IV.5) i.e. sub-contemporaneous to Ladakh batholith emplacement. In the southern Karakoram margin, thermal reequilibration is weak and precambrian Ar-Ar age is locally preserved (Fig. IV.4, IV.5). To the north of the Karakoram margin, towards the dome zone, ages become progressively younger, 19 Ma in the Masherbrum area, and between 17 and 13 Ma in the transition dome zone in the Askole and Dassu areas. These data suggest a strong thermal reequilibration occurring from circa 20 Ma in the dome zone.

IV.2. Syn-collisional tectono-metamorphic evolution of the Karakoram margin

Structural pattern of the Karakoram margin

Part of the structuration is pre-himalayan, as shown by refolding of old stratigraphical and foliation surfaces in SW vergent D1 structures in the south-eastern Karakorum metamorphic complex. In the

Shyok suture zone, serpentinised ultramafics which underline sigmoid-shaped tectonic contacts, show thrusting may have already occurred intra-oceanically.

Deformation D1 lead to a south-vergent tectonic pile of recumbent folds and thrusted scales. The D1 tectono-metamorphic pile is cross-cut by 37 and 25-21 Ma intrusions, which mark the end of the thickening period. The foliation, oriented N110-130°E, and steep stretching and/or mineral lineations are indicative of a global shortening + south-eastward shearing regime (Fig. IV.7).

The D2 tectonic style is featured by sub-circular (Askole area) or elongated (Dassu area) domal structures drawn by the composite (D1+D2) foliation. Mineral lineations, drawing a pattern either radial or parallel to the dome axis, feature vertical extrusion or vertical extrusion + strike-slip motions. To the south of the dome zone, normal south-dipping C-S structures indicate a relative uplift of the dome zone relative to the southern less metamorphic units (1, Plate IV.1).

Late Metamorphic evolution of the Karakoram: mid-crustal granulite exhumation in dome zone

In the dome area, granulitic rocks have been recognised for the first time in the southern Karakoram metamorphic complex. The analyse of the metamorphic evolution has been mainly done using the pelitic lithologies. This analyse is presented in the article Rolland et al. (2000d).

The regional-scale metamorphic evolution in the calco-silicated, metabasic, and ultramafic series is further developed, and presented on figure IV.8. The M2 temperature peak conditions deduced from the assemblages in these lithologies are also consistent with very high metamorphic temperatures in the core of the high-grade zone:

- The calco-silicated rocks show scapolite-garnet-plagioclase-biotite-quartz assemblages (2, Plate IV.1), which imply temperatures above 775°C.
- The mafic rocks are absent in the core of the domes but yield upper amphibolite facies assemblages (garnet-zoisite-hornblende-bytownite) equilibrated at 670 ± 60°C, in a transition zone between domes area and other parts of the Karakoram Metamorphic Complex.
- Ultramafic rocks are found in the high-grade zone, with forsterite-enstatite-spinel±Mg-chlorite assemblages yielding high temperatures of 817-853°C and oxygen fugacity values (Fig. IV.9).
- This metamorphic evolution, and the presence of mantle-derived magmatic rocks suggest thermal advection from the mantle to the crust following indian slab detachement at 20 Ma (Fig. IV.10).

IV.3 Strike-slip motion at the eastern boundary of the Ladakh-Karakoram bloc: the Karakoram Fault

The age, duration, slip rate value, and finally the importance of the Karakoram Fault in the absorption of the India-Asia convergence is still debated. Two main interpretations are opposed:

- Peltzer et Tapponnier (1988), Avouac & Tapponnier (1993), Liu et al. (1992) have proposed a dextral offset of 1000 km, and high slip rates of 32 mm an^{-1} since the Holocene.

- Searle et al. (1998) and Weinberg et al. (2000) have proposed smaller offsets of 120-150 km in the Nubra area, and Murphy et al. (2000) of 66 ± 5.5 km in the Kailas area.

We have investigated the Karakoram Fault in the Nubra-Pangong area in northern India (Figs. IV.11-12).

The strike-slip deformation is concentrated in a narrow zone in the Nubra Valley (2 km width corridor), and is more diffuse at the level of the Pangong range (10 km width block). Deformation is defined by a steep N140°E foliation, and slightly plunging stretching lineation (Fig. IV.13). Few kilometres from the fault, deformation features a NE-SW shortening regime. In the Shyok suture zone and in the Ladakh terrane, thrusts are sealed by grano-dioritic intrusions and should be older than the Karakorum fault. But, in the Shyok suture zone some thrusts have been reactivated during the strike-slip movement of the fault, as observed in the Deskhit area (Khalsar Thrust, Weinberg et al., 2000).

A study of metamorphism is presented in the IV.3.2 section. Granulite-grade metabasic rocks are found in the core of the Pangong range (Fig. IV.11). Granulite assemblages found are (Plate IV.2): clinopyroxene + quartz + garnet + hornblende + plagioclase ± scapolite ± rutile (samples L442, L453, L456, L458), and garnet + orthoamphibole + ulvospinelle + rutile ± hornblende (sample L459). These assemblages suggest a minimal temperature of 750°C and a pressure of ~ 0.5 GPa (Fig. IV.16).

At the NE rim of the Pangong range, amphibolite grade rocks are found. In the metabasites, the assemblage found is hornblende + garnet + plagioclase + quartz. In the metapelites, the assemblage garnet + sillimanite + biotite + muscovite + plagioclase + quartz yields P-T conditions estimates of 700 ± 50°C and 0.65 ± 0.05 GPa (Fig. IV.15). In the asian margin, amphibolite grade rocks are found in the Saser Kangri range, displaying the assemblage cordierite + andalusite + quartz + biotite ± sillimanite.

The section IV.3.3. presents a discussion about the nature of the Pangong Range, and the timing and kinematics of its exhumation.

Timing of metamorphism is constrained by Ar-Ar amphibole spectra (Fig. IV.5) and U-Pb zircon and Ar-Ar mica ages given in Searle et al. (1998) and Weinberg et al. (2000). The obtained P-T-t paths are drawn on figure IV.17. They allow a discussion about the vertical exhumation rates of the Pangong Range within the Karakoram Fault zone. From this path, the estimated exhumation rates of the granulitic core of the Pangong Range are low, of about 0.32 mm an^{-1} between the granulite and amphibolite stages, of about 0.8 mm an^{-1} between the amphibolite and greenschist stages, and of 0.5 mm an^{-1} between the greenschist stage and present. These rates cannot be used to constrain the horizontal offset of the fault, but the obtained ages fix the periods of maximal activity of the fault, as metamorphic recrystallisation is contemporaneous to strike-slip deformation.

The obtained PT estimates suggest a very high geothermal gradient within the fault, up to 75°C km^{-1}. This value is comparable to that found in the Red River Fault, and slightly lower than those of fossil shear zones such as the Great Slave (Fig. IV.18). This value is too high to be only due to shear heating, and a supplementary heat input (of mantellic origin?) is advocated.

We suggest that the Tangtse granite has been emplaced within the fault zone, due to heating and dehydration melting of the hangingwall amphibolitic part by the ascending granulitic part Pangong Range, and is not the off-set equivalent of the Karakoram Batholith. This hypothesis is supported by petrographical analyse of amphibolite grade metapelites. Further, the age of the granite (18 Ma) is different to that of the Baltoro batholith (25-21 Ma), and the 106 ± 2 Ma of zircon cores is different to the 115-120 Ma age of K2 gneisses. But, the age of 106 Ma fits with the age of Shyok suture zone volcanic rocks, and the Tangtse granite contains numerous granulitic enclaves, suggesting that the granite has been formed by melting of Ladakh terrane formations (Fig. IV.20).

Consequently, we propose that the Karakoram Fault could be a lithospheric-scale shear zone, similar to the Red River Fault. Its motion could have been initiated at c. 32 Ma. The offset of the fault could be of 500 ± 50 km from the lateral correlation of Karakoram and Lhasa blocs (e.g., Rolland et al., 2000a; Fig. IV.19), suggesting a mean rate of dextral motion of around 10 mm y^{-1} on 32 Ma, quite similar to the estimate of 8 mm y^{-1} of Searle et al. (1998) from the offset of the Karakoram Batholith since 20 Ma. Anyway, it seems difficult to estimate the rate of slip along the proper fault, as it does not offset rigid blocs, and as the Karakoram fault is not clearly connected to major strike-slip faults on its NW and SE tips. The partly molten mid/lower crustal levels should partly accommodate the convergence by ductile thickening + flattening.

The chapter IV.4, is a comparison of Himalaya (s.l.) with Variscan Chain and Occidental Alps.

We suggest that the granulitisation occurring in the Variscan Chain (Fig. IV.22) could be linked to similar processes to those proposed for the NW himalayan segment in Rolland et al. (2000d). The granulitisation of the crust in such orogens does not require extensional processes.

Occidental Alps show more incomplete thermal reequilibration and absence of strike-slip faulting as compared to the late stages of Himalayan story. We interpret this difference in terms of more rapid continental convergence in Himalaya.

IV.1. Chronologie du métamorphisme dans l'ensemble Sud-Karakorum / Ladakh / Nord de l'Inde (massif Nanga Parbat-Haramosh)

Dans cette partie, je m'attacherai à faire une synthèse des données de datations disponibles sur la partie nord-ouest de la chaîne himalayenne (s.l.) (Fig. IV.1). Un nouveau groupe d'âges Ar-Ar sur amphibole et biotite permettra de compléter les données disponibles dans la zone clef de Skardu (travail en collaboration avec Igor Villa de l'Université de Berne, Suisse). Ces données d'âge permettront ensuite, par une étude couplée de la déformation et du métamorphisme, de mieux comprendre l'évolution géodynamique du nord-ouest de la chaîne himalayenne (s.l.), et en particulier de répondre aux questions suivantes :

1°. Une partie des interprétations concernant l'évolution tectono-métamorphique du sud-Karakorum repose sur des âges K-Ar, obtenus par Searle et al. (1989). Certains de ces âges sont compris entre le Trias et le Jurassique, et sont intermédiaires entre l'âge au moins pro-parte Ordovicien défini dans Rolland et al. (2000a) et les âges himalayens post-collisionnels. Ces âges reflètent-ils une étape précoce de la convergence himalayenne où ne correspondent-ils qu'à un rajeunissement incomplet d'âges Ordoviciens?

2°. Des âges jeunes (moins de 20 Ma, souvent autour de 7 à 10 Ma) ont été mis en évidence dans certaines zones de la marge sud-Karakorum (zone des dômes située au nord de Skardu). Dans ce chapitre, nous visualiserons leur distribution régionale, en complétant les données existantes par des datations obtenues sur des échantillons prélevés dans des zones jusqu'alors peu étudiées du sud-est Karakorum et nord-Ladakh.

3°. Dans la partie orientale du terrain étudié, la zone de suture de Shyok est réactivée par la faille dextre du Karakorum (Liu et al., 1992 ; Weinberg et al., 2000). Comme nous le verrons plus loin (§ IV.3), le rôle de cette faille dans l'extrusion du bloc Tibet-Chine est très discuté. Nous apportons des données nouvelles pour estimer l'âge de son initiation et l'ampleur de son mouvement.

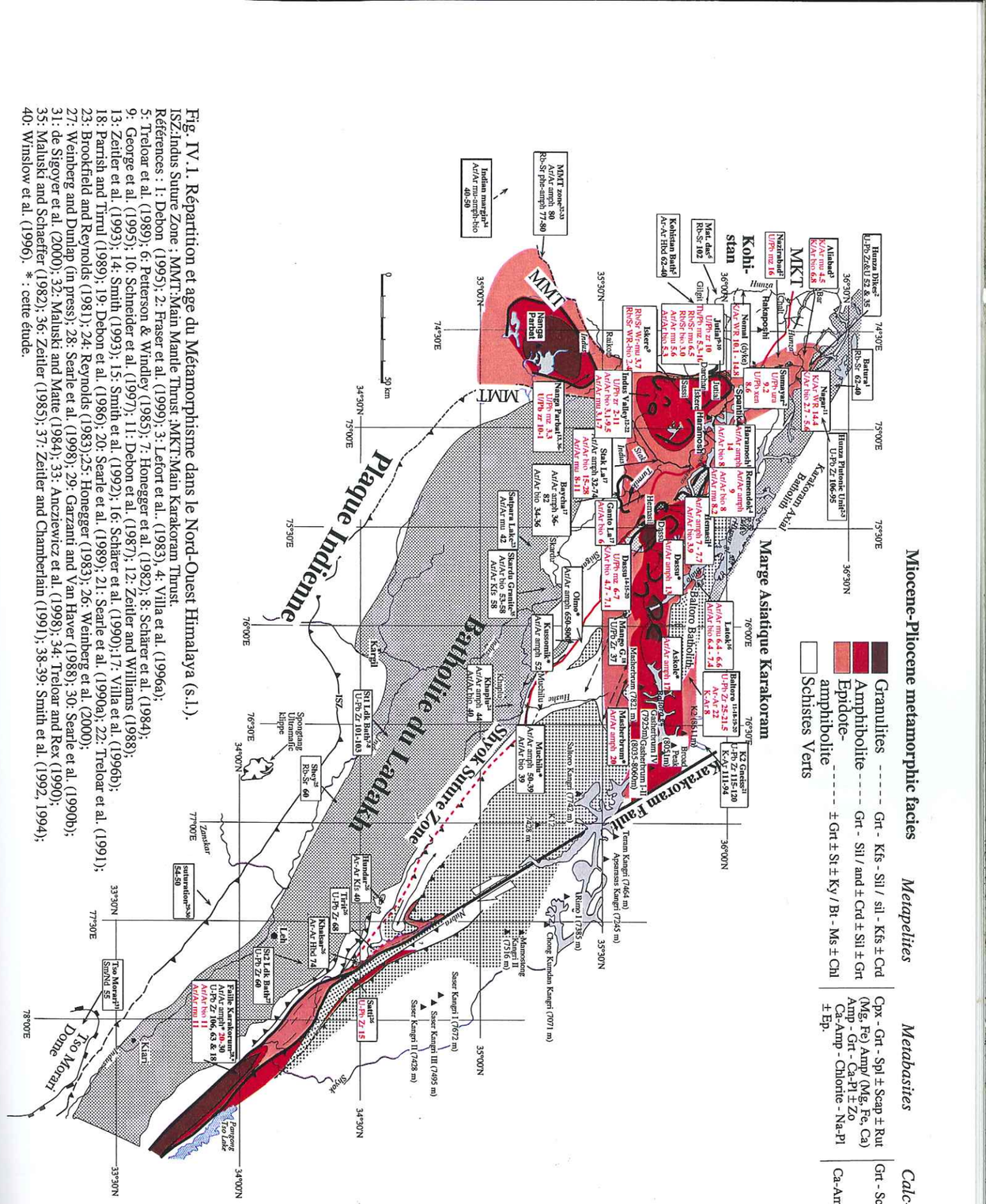


Fig. IV.1. Répartition et age du Métamorphisme dans le Nord-Ouest Himalaya (s.l.).
ISZ:Indus Suture Zone ; MMT:Main Mantle Thrust ;MKT:Main Karakoram Thrust.
Références : 1: Debon (1995); 2: Fraser et al. (1999); 3: Lefort et al., (1983); 4: Villa et al. (1996a); 5: Treloar et al. (1989); 6: Petterson & Windley (1985); 7: Honegger et al. (1982); 8: Schärer et al. (1984); 9: George et al. (1995); 10: Schneider et al. (1997); 11: Debon et al. (1987); 12: Zeitler and Williams (1988); 13: Zeitler et al. (1993); 14: Smith (1993); 15: Smith et al. (1992); 16: Schärer et al. (1990);17: Villa et al. (1996b); 18: Parrish and Tirrul (1989); 19: Debon et al. (1986); 20: Searle et al. (1989); 21: Searle et al. (1990a); 22: Treloar et al. (1991); 23: Brookfield and Reynolds (1981); 24: Reynolds (1983);25: Honegger et al. (2000); 26: Weinberg et al. (2000); 27: Weinberg and Dunlap (in press); 28: Searle et al. (1998); 29: Garzanti and Van Haver (1988); 30: Searle et al. (1990b); 31: de Sigoyer et al. (2000); 32: Maluski and Matte (1984); 33: Anczkiewicz et al. (1998); 34: Treloar and Rex (1990); 35: Maluski and Schaeffer (1982); 36: Zeitler (1985); 37: Zeitler and Chamberlain (1991); 38-39: Smith et al. (1992, 1994); 40: Winslow et al. (1996). *: cette étude.

IV.1.1. Echantillonnage

Afin de compléter les données existantes (Fig. IV.2), nous avons échantillonné dans la partie est de la marge sud-Karakorum, le long de la zone de suture (L65, L109) et depuis la zone de suture à la vallée de la Braldu, ou zone des dômes (L131, L167, L10, L12, BB37, BB58).

IV.1.2. Les différents groupes d'âges :

Le problème de l'âge des séries du Ladakh et de celles du Karakorum, ainsi que celui de l'âge des évènements intra-océaniques, ont déjà été traités dans les parties II et III. Nous nous attacherons ici seulement aux différentes étapes de l'évolution tectono-métamorphique syn à post-collisionnelle de la chaîne.

IV. Pour la marge Himalayenne, un premier groupe d'âge à 50-40 Ma a été obtenu au sud-ouest du Nanga Parbat par Treloar et al. (1989) et Treloar & Rex (1990) et dans le dôme du Tso Morari au Ladakh indien par de Sigoyer et al. (2000). Cette étape correspond, selon Treloar (1997), à une première phase de métamorphisme régional liée au réchauffement de la plaque indienne lors de l'obduction du complexe du Kohistan-Ladakh. Un second groupe d'âge a été obtenu dans le massif du Nanga Parbat-Haramosh entre 16 et 1 Ma (voir la figure IV.1 pour les références). Cette étape est interprétée comme le résultat de la fusion partielle de la croûte indienne par décompression, liée à l'exhumation rapide du massif (voir par exemple Zeitler et al., 1993 ; Schneider et al., 1997, 1999).

V. Pour les terrains du Kohistan et du Ladakh, un premier groupe d'âges à 70-80 Ma est obtenu tout le long de leur marge nord, ou zone de suture de Shyok (voir la figure IV.1 pour les références). Cette étape, déjà discutée dans le chapitre III.3., semble correspondre à l'accrétion des terrains du Ladakh-Kohistan à la marge Karakorum (e.g., Petterson & Windley, 1985). La simultanéité de cet événement à l'échelle de l'ensemble des terrains du nord-Ladakh et du nord-Kohistan confirme qu'il s'agit d'un seul ensemble d'arc ayant évolué de manière synchrone d'ouest en est. Cette accrétion est contemporaine de l'éclogitisation le long du MMT (Maluski & Matte, 1984 ; Anckiewicz et al., 1998).

Un second groupe d'âge (60-40 Ma) existe au Kohistan comme au Ladakh (voir la figure IV.1 pour les références). Il correspond à l'âge de mise en place des plutons les plus différenciés de composition grano-dioritique à granitique, qui semblent constituer une partie mineure du Batholite du Kohistan, mais une partie majeure de celui du Ladakh (Searle et al., 1999 ; Weinberg et al.,

2000 ; Weinberg et al., in press). Seule la partie nord-ouest du Ladakh (zone de Skardu entre le massif de l'Haramosh et vallée de Shigar : Baycha, Ganto La, Fig. IV.1) montre des âges plus jeunes, compris entre 36 et 6 Ma (Villa et al., 1996a, 1996b).

VI. Pour le Karakorum, le groupe d'âge le plus précoce est celui des premières phases de plutonisme, datées entre 62 et 37 Ma (Parrish & Tirrul, 1989 ; Searle et al., 1989 ; Debon, 1995 ; Fraser et al., 1999). Il est difficile de savoir si les différents plutons correspondent à un événement tectono-métamorphique continu, ou à des étapes distinctes de l'histoire pré et syn-collisionelle. Les plutons les plus récents recoupent les structures chevauchantes himalayennes précoces. Ces intrusions précoces sont encore orientées nord-ouest – sud-est, et semblent donc correspondre à une logique d'empilement et de métamorphisme barrovien, comparable à celui qui prévaut dans la marge indienne, associé à un régime de convergence sud-est – nord-ouest.

Une seconde phase de plutonisme est marquée par l'intrusion du Batholite du Baltoro, daté entre 25 et 21.5 Ma (Debon et al., 1986, 1987 ; Parrish & Tirrul, 1989; Searle et al., 1989, Schärer et al., 1990). Ce batholite est allongé dans une direction proche de est-ouest (~ N100°E), et semble donc correspondre à une phase de compression nord-sud.

Un troisième groupe d'âges (21-1 Ma), principalement compris entre 3 et 10 Ma, est obtenu par datation de roches métamorphiques et de plutons (Lemennicier, 1996). Ces âges se retrouvent surtout dans la partie sud-est du Karakorum et également dans la partie inférieure de la vallée de Hunza (voir la figure IV.1 pour les références). Cette phase de plutonisme et de métamorphisme tardifs semblent affecter l'ensemble Karakorum – nord-ouest Ladakh – marge nord-indienne (massif Nanga Parbat – Haramosh) comme une seule pile structurale selon une bande est-ouest, depuis la partie occidentale du massif de l'Haramosh à la zone des sommets de plus de 8000 mètres du Karakorum.

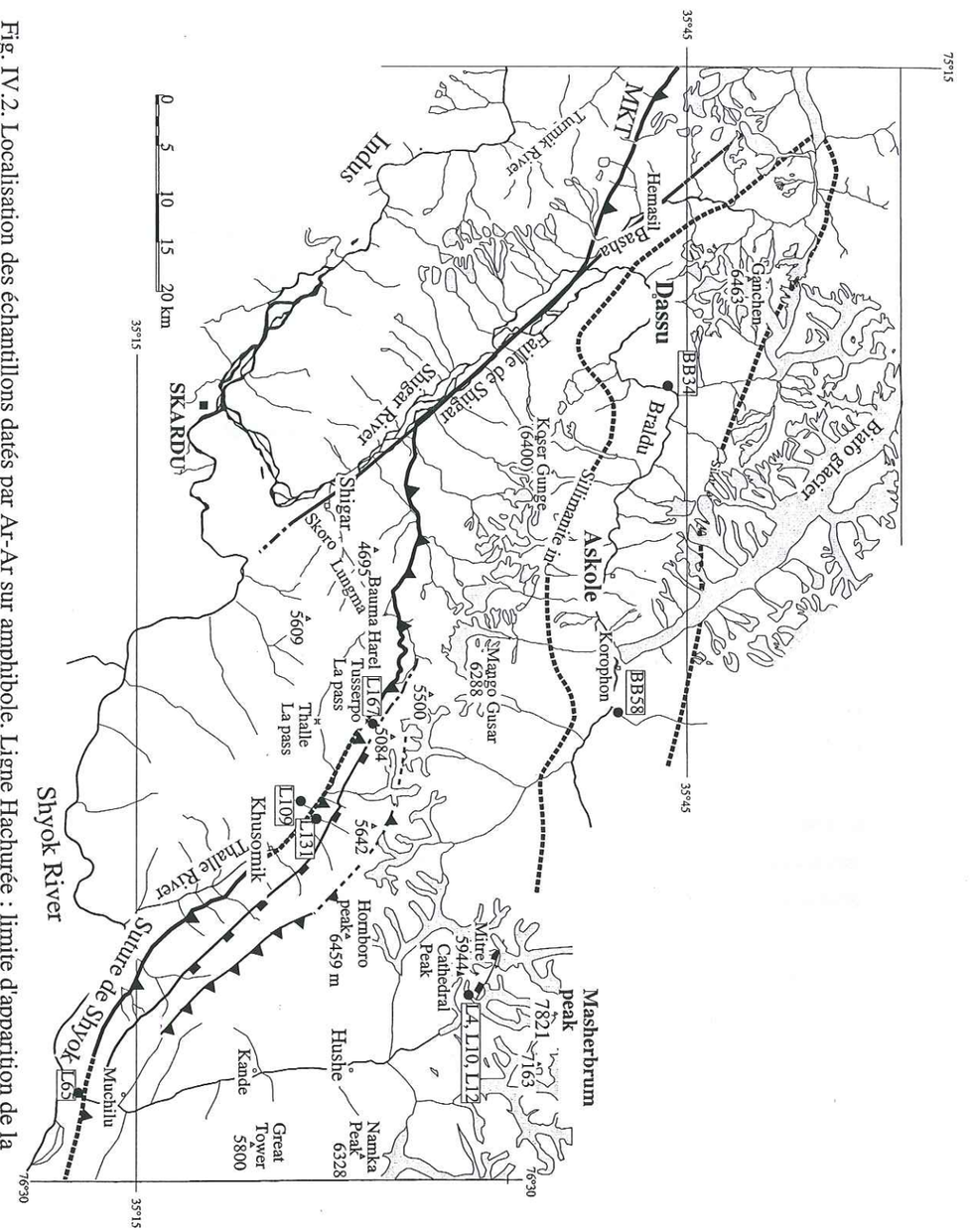


Fig. IV.2. Localisation des échantillons datés par Ar-Ar sur amphibole. Ligne Hachurée : limite d'apparition de la sillimanite.

IV.1.3. Nouvelles datations Ar/Ar

L'essentiel des datations concernant l'évolution tectono-métamorphique de la marge sud-est Karakorum est fourni par des plutonites ou des âges K-Ar, aussi il n'existe pas d'âge direct du métamorphisme lui-même. Nous avons sélectionné des métabasites pour effectuer des datations sur amphiboles, dont la température de fermeture est plus élevée (550-650°C, Villa et al., 1996c ; Villa, 1998) que pour les phyllosilicates, afin d'obtenir une datation la plus proche possible de l'âge du pic de température du métamorphisme récent.

a. Analyse minéralogique des échantillons sélectionnés pour les datations

Les amphiboles analysées dans la marge sud-est Karakorum ont des teneurs de $(Na+K)_A$ comprises entre 0 et 0.5, et couvrent une large gamme de composition entre les tschermackites et les actinotes-trémolites. Toutes les amphiboles ont des teneurs relativement élevées en calcium, et ont ainsi des rapports élevés de $(Ca+Na)_B$, supérieures à 1.34 (Fig. IV.3). Les amphiboles montrent des variations de composition souvent importantes entre cœur et bordure (Fig. IV.4, annexe). Ces importantes variations de composition reflètent des conditions de métamorphisme très différentes entre le sud (zone de suture de Shyok) où des amphiboles bleu-vert, de type édénite à tschermackite sont préservées (cf. § III.3), et le nord où les amphiboles sont de plus haute température, de type hornblende. Les valeurs plus élevées en Na (site A) de l'échantillon L65, avec des teneurs en Al_{IV} et relativement fortes en Si (Fig. IV.3) sont compatibles avec des conditions de cristallisation dans des conditions de pression moyenne et de température faible (Brown, 1977). Les amphiboles des échantillons L65, L109, L167 et L131 sont très zonées dans cette zone de faible métamorphisme, montrant ainsi la surcroissance, ou le rééquilibrage, d'amphiboles de faible degré métamorphique (de type actinote) sur un cœur de type hornblende à tschermackite, avec une augmentation des teneurs en Ca vers la bordure (Fig. IV. 4). On peut donc espérer que l'âge de formation des protolites, de type volcanique côté Ladakh (L109 & L65) et plutonique du côté Karakorum (L167 & L131), soit préservé.

Dans la zone de métamorphisme de plus haut degré, les amphiboles ont des compositions relativement similaires du cœur à la bordure (Fig. IV.4, annexe), ce qui suggère un rééquilibrage plus complet au cours du métamorphisme. La datation des échantillons L10, L12, BB 37, BB58, pourrait donc permettre de dater l'âge du métamorphisme.

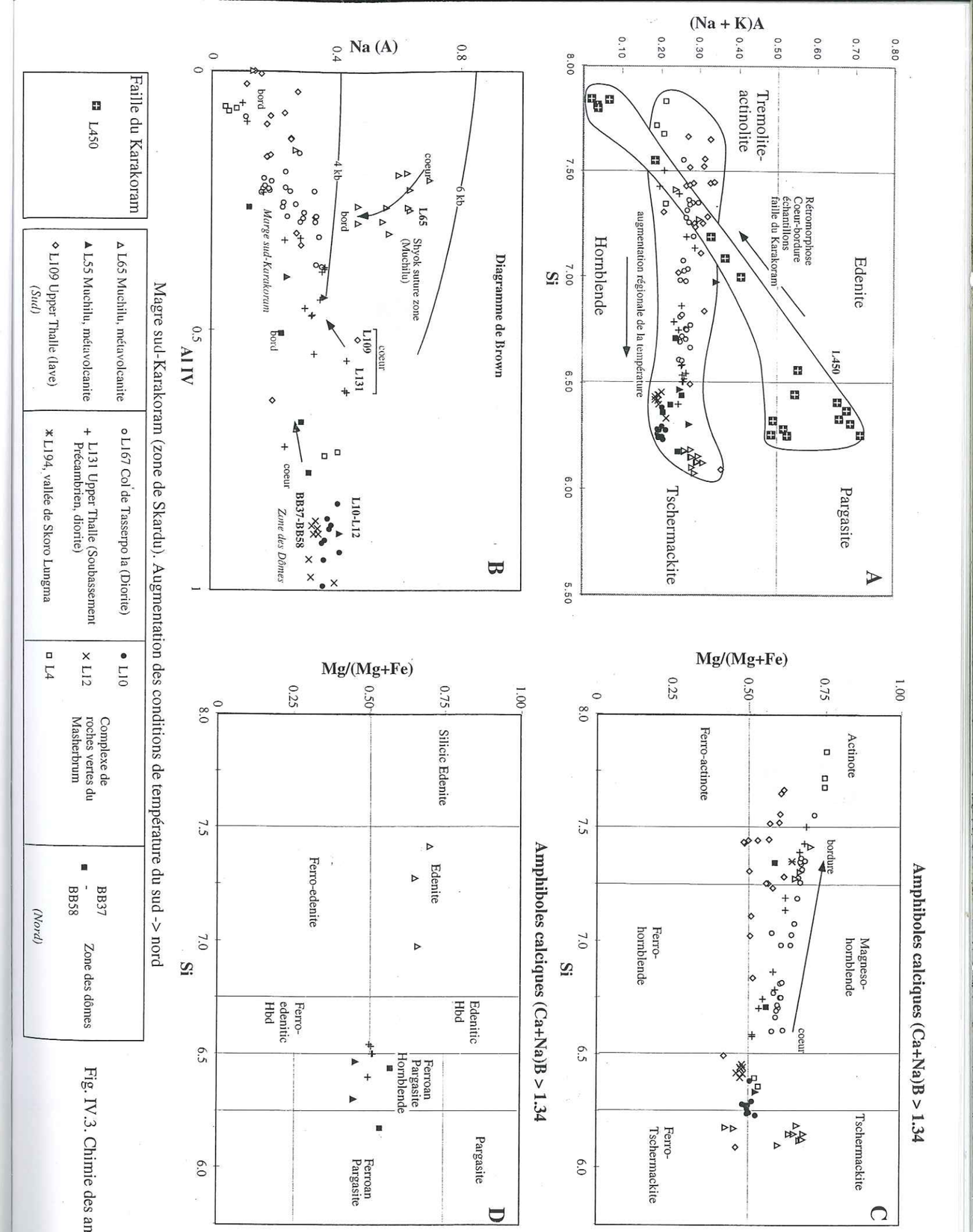


Fig. IV.3. Chimie des amphiboles

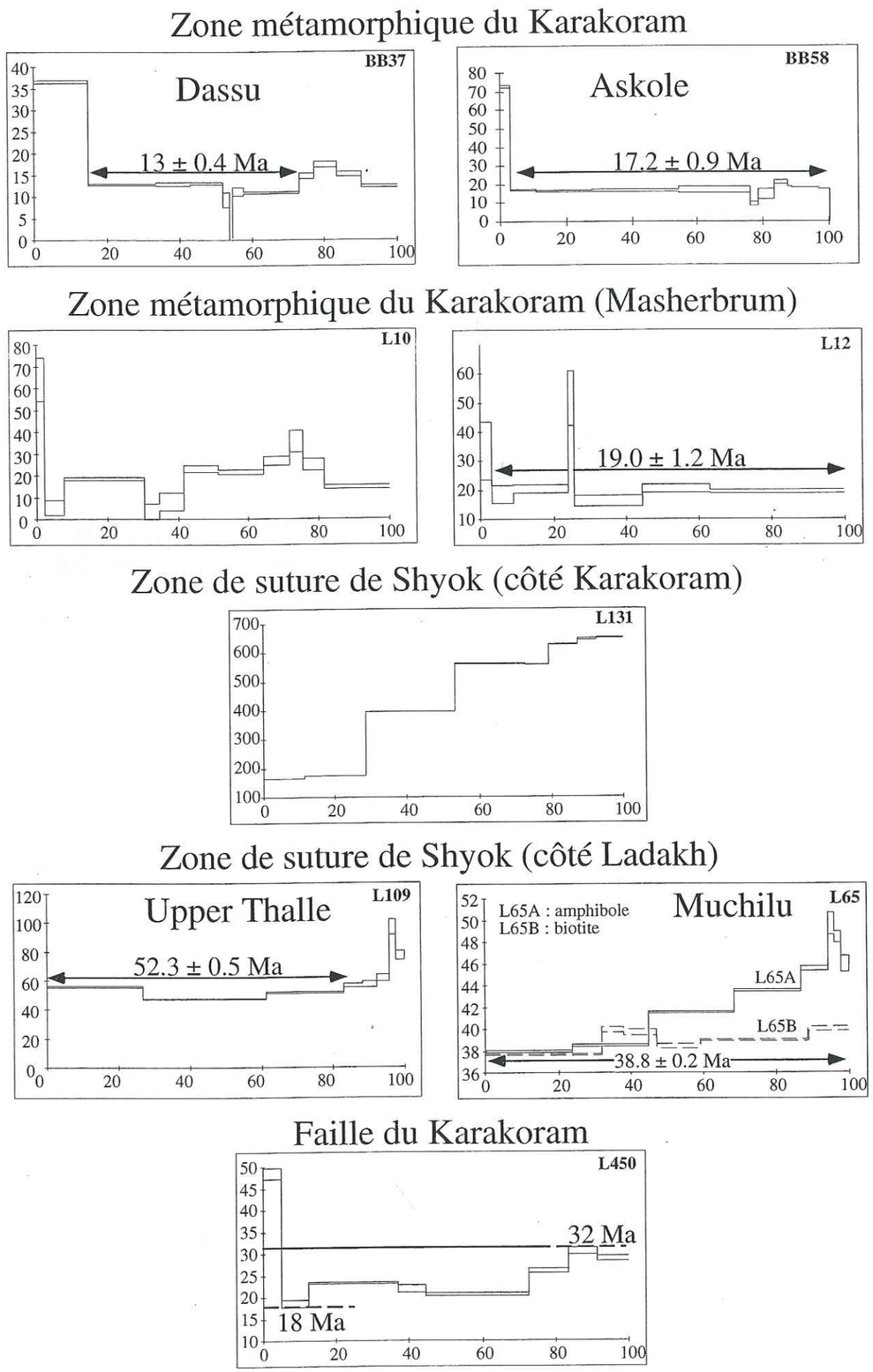


Fig. IV.5. Spectres Ar-Ar sur amphibole (sauf L65B). Abscisses : % Ar-Ar émis, ordonnées : Ages.

b. Datation Ar-Ar et interprétation des spectres

Les spectres Ar-Ar obtenus au laboratoire de géologie isotopique de Berne sont présentés sur la figure IV.5. De nombreux spectres présentent un excès d'argon au premier palier, ce qui est la plupart du temps interprété comme indépendant de l'âge réel de l'échantillon (Faure, 1986). Deux types de spectres peuvent être distingués : (a) les spectres relativement plats, permettant d'obtenir un âge plateau, et (b) les spectres discordants qui demandent une analyse plus poussée de la chimie minérale avant de proposer une interprétation.

(a) L'âge plateau de l'échantillon L109, prélevé dans la zone de suture de Shyok (Fig. 5 in Rolland et al., 2000b), de 52.3 ± 0.5 Ma est compatible avec les nombreux âges à 60-40 Ma des granodiorites, et suppose un rééquilibrage thermique au contact de ces intrusions qui recoupent la zone de suture. Le spectre sur biotite de l'échantillon L65, fournit un âge plateau de 38.8 ± 0.2 Ma, qui est comparable aux autres âges de ~ 40 Ma obtenus sur la zone de Khaplu (Reynolds et al., 1983 ; Fig. IV.1). Près de la zone des dômes, les échantillons du complexe de roches vertes du Masherbrum (L10 & L12) donnent des âges plus jeunes. L12 donne un âge plateau de 19.0 ± 1.2 Ma et L10, un spectre plus discordant autour de 24 Ma. Dans la zone de fort métamorphisme, les échantillons BB 37 et BB 58 donnent des âges plateaux de 13.0 ± 0.4 et 17.2 ± 0.9 Ma. Le rééquilibrage de haute température enregistré dans la zone des dômes, s'accompagne donc également d'un rajeunissement progressif des âges du sud vers le nord, depuis la zone de suture de Shyok.

(b) Le couplage de l'étude minéralogique avec les données spectrométriques permet d'interpréter les spectres plus complexes. Les spectres discordants des échantillons L131, L65A, L109 (derniers paliers) peuvent être expliqués par la présence de zonations, observées sur les profils microsonde de grains d'amphiboles (Fig. IV.4, annexe). Ces zonations correspondent à un rééquilibrage partiel au cours de la rétromorphose, comme le montrent des valeurs progressivement plus fortes de Si (IV) et plus faibles de Al (IV) vers les bordures de grains (Fig. IV.3). Les amphiboles de rétromorphose, de bordure de grains, étant par définition de plus basse température que celle du cœur de grains, elles devraient théoriquement être déstabilisées dès les premiers paliers. Tandis que les amphiboles constituant le cœur des grains, de plus haute température, ne devraient être déstabilisés que dans les paliers de plus haute température (e.g., Villa et al., 1996b ; Belluso et al., 2000 ; Villa et al., accepted). Ainsi, les paliers de haute température donnent une estimation minimale de l'âge du cœur de l'amphibole. Par ailleurs, la valeur du rapport Ca/K peut être estimée à la fois sur spectromètre $(Ca/K)_s$ et avec la microsonde : $(Ca/K)_m$. Pour vérifier que les paliers de haute température correspondent effectivement à l'âge du cœur de l'amphibole, il est possible de comparer le rapport $(Ca/K)_m$ du cœur de l'amphibole avec le rapport $(Ca/K)_s$ des paliers de plus haute température (Fig. IV.6, en annexe). Dans tous les cas, on constate une évolution comparable du rapport $(Ca/K)_m$ entre cœur et bordure et de $(Ca/K)_s$ des paliers de basse à haute

température. Mais le plus souvent la valeur de $(Ca/K)_m$ du cœur de l'amphibole est supérieure à celle de $(Ca/K)_s$ des paliers de plus haute température. Ceci suggère effectivement que les paliers de plus haute température ne donnent qu'un âge minimal de cristallisation des cœurs d'amphiboles, qui ont probablement subi un rééquilibrage partiel. Dans ce cas, Villa et al. (1996b) suggèrent, pour estimer l'âge initial du cœur de l'amphibole, la valeur maximale du rapport $(Ca/K)_m$ et d'interpoler l'âge jusqu'à la valeur $(Ca/K)_m$ du cœur de l'amphibole en utilisant un diagramme de corrélation $(Ca/K)_s$ vs. age (Fig. IV.6, en annexe).

Ceci se vérifie bien pour les échantillons L131 et L109. Etant donné qu'il existe une corrélation relativement bonne entre le rapport $(Ca/K)_s$ et l'âge, et que les rapports $(Ca/K)_m$ les plus élevés sur les profils sont ceux des cœurs de minéraux, l'interpolation de l'âge jusqu'à la valeur $(Ca/K)_m$ mesurée pour le cœur de l'amphibole pourrait donner une estimation de l'âge du protholite. Pour l'échantillon L109, une interpolation de l'âge jusqu'à la plus haute valeur de $(Ca/K)_m$ préservée au cœur du minéral donne un âge de 120 ± 20 Ma. Pour l'échantillon L131, cette estimation donne une fourchette de 650 à 800 Ma. Pour l'échantillon L65, il est possible que le rapport $(Ca/K)_s$ soit un mélange à plusieurs composantes : biotite, puisque les paliers de plus basse température ont des rapports $(Ca/K)_s$ inférieurs à 1 et que de la biotite se trouve souvent interpénétrée dans le plan de clivage en bordure de l'amphibole, et deux types d'amphiboles. La première amphibole a une composition relativement homogène avec un rapport $(Ca/K)_m$ bas de ~ 10 comme le montre le profil-sonde. La seconde génération d'amphiboles, présente en bordure d'amphiboles 1 ou dans la matrice, a un rapport $(Ca/K)_m$ très élevé (~ 50). Ce mélange à trois composantes (2 amphiboles + biotite) est donc plus difficile à interpréter. D'après le spectre cependant, il semble qu'il s'agisse d'un mélange entre un âge de 50 Ma et de 38 Ma. C'est bien la biotite qui contribue à la composante d'âge de 38 Ma, puisque le séparat de biotite donne un âge plateau de 38.8 ± 0.2 Ma.

IV.1.4. Conclusions de l'étude Ar-Ar

L'arc intra-océanique du Ladakh s'est érigé principalement au Crétacé moyen, comme en témoignent les données paléontologiques des formations volcano-sédimentaires (Rolland et al., 2000b), les datations sur les plutonites (voir la figure IV.1 pour les références) et les données Ar-Ar sur les cœurs d'amphiboles magmatiques. Dans le cas de l'échantillon L109, l'âge de 120 ± 20 Ma est compatible avec l'âge relatif donné par des foraminifères d'âge Aptien-Albien (96-113 Ma), le long de la suture de Shyok au Ladakh Indien (Rolland et al., 2000b) et l'âge de ~100 Ma obtenu avec la même méthode par Villa et al. (1996b).

Ces volcanites ont ensuite été métamorphisées pendant la fermeture de la zone arrière-arc menant à l'accrétion des terrains du Ladakh-Kohistan à la marge Karakorum vers 75-80 Ma, ce qui est particulièrement bien établi le long de la marge NE Ladakh (Weinberg et al., 2000). Un rééquilibrage métamorphique majeur affecte ensuite l'ensemble du Ladakh, lié à des intrusions granitiques datées de 60 à 40 Ma. Les échantillons L109 et L65 montrent un rééquilibrage, en deux étapes pour L65, dans cette fourchette d'âges. Nous interprétons donc ces âges comme les indices d'un rééquilibrage associé aux intrusions grano-dioritiques. Cet épisode de plutonisme est contemporain de la collision indo-asiatique et du chevauchement de l'ensemble du Kohistan-Ladakh sur la marge indienne entre 65 et 50-52 Ma (Ypresien – Eocène inférieur ; e.g., Rowley, 1996). Le chevauchement de l'ensemble Ladakh-Kohistan sur la marge indienne est reflété par l'apparition du massif du Nanga Parbat en fenêtre sous ces ensembles d'arc, mis à jour au cours de la phase himalayenne Néogène, et également par la klippe de Spontang, matériel océanique téthysien obducté sur la marge nord-indienne.

La marge sud-Karakorum préserve des âges anciens. L'échantillon de diorite L131 ne montre que peu de rééquilibrage au cours de l'orogenèse himalayenne. L'âge présumé du cœur des amphiboles à 650-800 Ma date la mise en place d'un pluton Précambrien (Rolland et al., 2000a). Vers la zone des dômes, on observe un rajeunissement progressif des ages Ar-Ar :

- Un rééquilibrage à 20 Ma peut être observé sur le flanc sud du Masherbrum (échantillons L10 et L12). Cet épisode à 20 Ma est également marqué par la mise en place du Batholite du Baltoro affeleurant sur le flanc nord du Masherbrum (daté à 25-21 Ma par U-Pb sur zircon, Fig. IV.1).
- Ensuite, on observe des âges de 17 Ma près d'Askole et 13 Ma près de Dassu, pour des conditions métamorphiques croissantes. Ces âges reflètent un rééquilibrage thermique le long d'un alignement est-ouest d'anomalies thermiques qui affecte le bâti structural Inde-Ladakh-Karakorum.

L'ensemble des âges obtenus dans la zone de Skardu illustre donc une évolution métamorphique polyphasée, dans le temps et dans l'espace. Le métamorphisme du Ladakh est plus précoce que celui du Karakorum, et est contemporain de la mise en place du Batholite du Ladakh. La marge sud-est Karakorum montre un rééquilibrage thermique faible durant l'orogenèse himalayenne, avec des âges Ordoviciens préservés dans les zones moins métamorphiques (Rolland et al., 2000a). Plus au nord, on observe un rééquilibrage progressif à l'approche du batholite du Baltoro et de la zone de la vallée de Braldu (Askole-Dassu) ou zone des dômes. Au vu de ces nouvelles données, il apparaît que les âges Jurassiques obtenus avec la méthode K-Ar par Searle et al. (1989) dans cette zone sont probablement des âges composites, sans signification géologique, liés au rééquilibrage incomplet d'âges ordoviciens lors du métamorphisme himalayen Tertiaire.

En conclusion, l'un des aspects les plus remarquables apportés par la géochronologie de ce secteur est l'occurrence d'un épisode thermique (métamorphique) très jeune, entre 25 et ~ 5 Ma, restreint à la zone des dômes (Dassu-Askole) s'allongeant depuis la zone des sommets de plus de 8000 m en bordure de la faille du Karakorum, au massif du Nanga Parbat, protrusion de croûte indienne exhumée au cœur des terrains du Kohistan-Ladakh. Cette zone de métamorphisme jeune affecte donc l'ensemble Inde + Ladakh + Karakorum. Nous discuterons dans le paragraphe suivant de la signification tectonique de ce métamorphisme tardif.

IV.2. Evolution tectono-métamorphique lors de la convergence continentale.

Comme il a été montré dans le chapitre précédant, la zone que nous avons étudiée est remarquable par l'existence d'un épisode métamorphique tardif, affectant à la fois le bâti structural des plaques indiennes, Ladakh et Karakorum, et marquant un changement majeur dans le style structural et dans le régime thermique du métamorphisme affectant l'Himalaya du nord-ouest (s.l.). Cet épisode métamorphique tardif, culminant dans le faciès des granulites, n'est pas sans rappeler celui qui affecte le massif du Nanga Parbat. Pour la marge Karakorum comme pour le massif du Nanga Parbat un épisode métamorphique tardif s'accompagne de reliefs très marqués, avec la présence de sommets de plus de 8000 m (K2, Broad Peak, Gasherbrum). L'étude de ce métamorphisme tardif, et de la déformation associée, doit nous aider à comprendre et contraindre la formation de ces hauts sommets, marqueurs d'une exhumation particulièrement active. Au cours de ce chapitre, nous détaillerons les conditions de ce métamorphisme et discuterons (Rolland et al., 2000d), de mécanismes possibles pour expliquer ce réchauffement.

IV.2.1. Evolution structurale du Karakorum

La structuration du Karakorum procède en deux étapes, en deux styles tectoniques distincts :

1 – Tectonique en empilement d'écailles à vergence sud-ouest (D1-M1) :

L'essentiel de l'épaississement crustal (aujourd'hui l'épaisseur de la croûte est estimée à 70 kilomètres, Mangino et al., 1999 ; Caporali, 2000 ; Maggi et al., 2000) s'est fait par des structures à vergence sud-ouest, initiées depuis la fermeture de la zone arrière-arc du Ladakh-Kohistan. Ces structures s'observent dans toute la zone sud-Karakorum (e.g., Searle et al., 1999), où nous les avons cartographiées dans la zone comprise entre la vallée de la Shigar et celle de Hushe (Fig. IV.7).

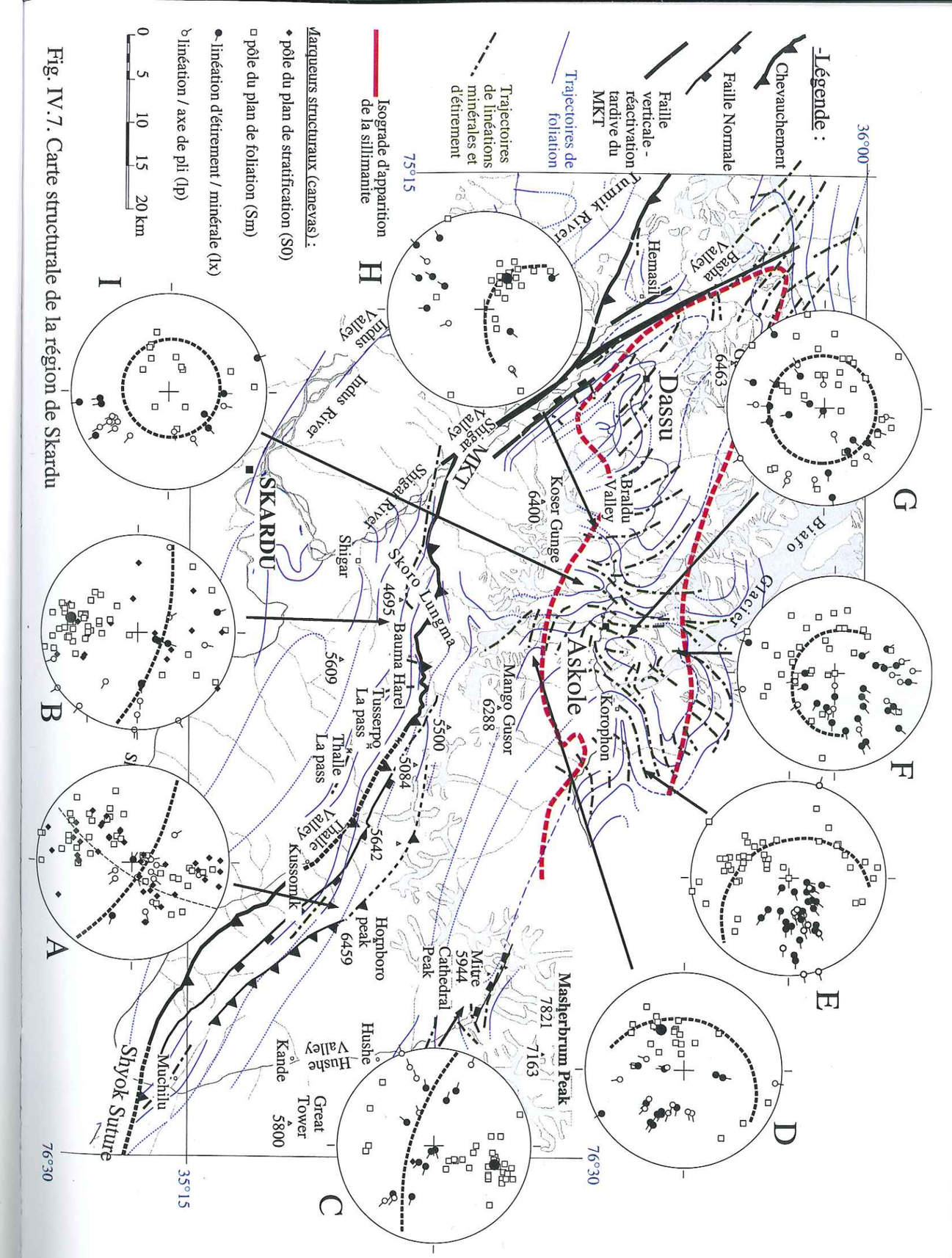


Fig. IV.7. Carte structurale de la région de Skardu

La géométrie actuelle traduit l'empilement progressif à vergence sud-ouest d'unités correspondant à des niveaux crustaux de plus en plus profonds du sud-est au nord-ouest. L'essentiel de cet empilement, tel que l'on peut l'estimer d'après les âges des intrusions granitiques et du métamorphisme associé se ferait entre 65 et 40 Ma (cf. § 4.1). Cette tectonique en empilement d'écailles se serait arrêtée avant l'intrusion du granite du Mango Gusar, daté à 37 Ma, puisque ce dernier semble recouper la pile tectonique à vergence sud-ouest (Searle et al., 1989).

Dans plusieurs zones, il existe des témoins d'une structuration initiale plus ancienne, Paléozoïque. Dans la vallée de Thalle, où le métamorphisme est très faible, la surface stratigraphique et la schistosité sont presque parallèles. Elles sont replissées ensemble dans des plis isoclinaux ouverts d'axe N130°E (stéréo A, Fig. IV.7), recoupés par les chevauchements. Dans cette zone, les âges K-Ar (Searle et al., 1989) et Ar-Ar (ce travail) sont compris entre 170 et 650 Ma. Il y a donc clairement ici une structuration anté-himalayenne.

Dans la suture de Shyok, des ultramafites jalonnent les contacts entre écailles sigmoïdes (Fig. 4, Rolland et al., 2000b), indiquant que leur empilement est au moins en partie intra-océanique et s'est fait au moment de la fermeture du bassin arrière-arc qui séparait le Ladakh-Kohistan de la marge asiatique (Rolland et al., 2000b). On retrouve aussi des indices de cette structuration précoce un peu plus au nord dans la zone du Masherbrum. Ici aussi, l'empilement d'écailles ophiolitiques jalonnés par des ultramafites, reprises dans des plis isoclinaux himalayens d'axe nord-ouest sud-est, suggère un épisode d'accrétion et de structuration ancien, peut-être paléozoïque (Rolland et al., 2000a).

Dans les zones plus métamorphiques les marqueurs structuraux, associés aux recristallisations métamorphiques himalayennes, sont la foliation et les linéations minéralogiques et/ou d'étirement. Les foliations sont bien groupées autour d'une orientation N110°E (cf. Skoro Lungma et haute vallée de Hushe, stéréos B et C, Fig. IV.7). Les linéations d'étirement comme les axes de plis ont tendance à se disperser, suggérant une composante en cisaillement forte et hétérogène. Cependant, les linéations d'étirement sont majoritairement aval-pendage, et les linéations d'intersection ou les axes de plis plutôt sub-horizontales, ceci indiquant un régime global en raccourcissement + cisaillement vers le sud-ouest.

2 – Tectonique d'extrusion en dômes (D2-M2) :

La zone des dômes se localise le long d'une bande étroite à l'échelle du Karakorum, allant du Nord du massif du Nanga Parbat – Haramosh à la zone des sommets de plus de 8000 mètres du Karakorum. Dans cette zone, un grand nombre d'âges très jeunes ont été obtenus (25-1 Ma, cf. § IV.1 & Fig. IV.1).

La différence entre ces deux épisodes D1 et D2 se voit très bien sur le terrain dans la zone de Skardu (Fig. IV.7).

Dans la zone affectée par le métamorphisme M2, zone correspondant à peu près à la courbe d'apparition de la sillimanite (Fig. IV.7). La foliation D1 est déformée par D2, dessinant des structures en dômes fermées de taille pluri-kilométrique à l'échelle régionale. Ces dômes sont ovoïdes, allongés nord-ouest sud-est (Dassu), ou sub-circulaires (Askole), dessinant globalement un alignement est-ouest. Au cœur des dômes de forme circulaire (Askole), la linéation d'étirement est localement radiaire et la foliation dessine un cône irrégulier d'axe subvertical (G et I, Fig. IV.7). Dans les dômes de forme allongée (Dassu) la linéation d'étirement est parallèle à l'allongement du dôme. Cette disposition en dômes coniques ou allongés peut s'interpréter comme le témoin d'un régime d'extrusion verticale pure (Askole) ou associant extrusion verticale, décrochement et aplatissement (Dassu). Dans sa partie sud-est (versant sud du Masherbrum, Fig. 9B, Rolland et al., 2000a), la zone d'extrusion des dômes est bordée par une zone de cisaillement ductile marqué par des bandes C-S (Berthé et al., 1979) pentées vers le sud (1, Planche IV.1), et marquant une descente du compartiment sud par rapport à la zone des dômes.

IV.2.2. Evolution métamorphique tardive du Karakorum : exhumation des granulites méso-crustales dans la zone des dômes

1 – Estimations P-T dans la série pélitique

La zone des dômes structuraux correspond aussi à une zone de fort métamorphisme, ou zone d'anomalie thermique (métamorphisme M2), jeune (<25 Ma) sécante sur les structures antérieures, orientées nord-ouest – sud-est. Nous avons choisi de décrire et de quantifier le métamorphisme, produit par cette anomalie thermique, à l'échelle régionale, à l'aide des paragenèses des roches à chimisme gréso-pélitique, portant des silicates d'alumines. Cette étude est présentée dans l'article suivant (Rolland et al., 2000d). Les résultats présentés dans cet article sont complétés dans la dernière partie de ce chapitre par l'étude des paragenèses fournies par les lithologies carbonatées, basiques et ultrabasiques.

Soumis à Journal of Metamorphic Geology

Tectono-metamorphic evolution of the Karakoram Metamorphic complex (Dassu-Askole area, NE Pakistan): mid-crustal granulite exhumation in a compressive context

Evolution tectono-métamorphique du Complexe Métamorphique du Karakorum (zone de Dassu-Askole, Pakistan du nord-est) : exhumation de granulites méso-crustales dans un régime compressif.

Y. ROLLAND[a], G. MAHEO[b], S. GUILLOT[b], A. PECHER[a]

[a]LGCA, UPRES-A5025 CNRS - Université J. Fourier, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble, France.

[b]Laboratoire de dynamique de la Lithosphère, Université Lyon-1 et Ecole Normale Supèrieure de Lyon, CNRS UMR 5570, 27 bd du 11 Novembre 1918, 69622 Villeurbanne, France.

ABSTRACT

In NW Himalaya syntaxis, recent (10-3 Ma) E-W elongated thermal anomaly (M2) and related domes, affect the whole tectonic pile (indian himalayan gneisses, Ladakh terrane and Asian Karakoram formations). This late tectono-metamorphic event post-dates the Paleogene (50-37 Ma) phase of thickening of the belt featured by NW-SE structures and associated M1 amphibolitic facies metamorphism.

M2 metamorphism is characterised by MP-granulites and coeval migmatites formed in response to a thermal increase of ~ 150°C, culminating at a temperature of ~ 770°C at a pressure of 0.5-0.6 GPa.

Rapid exhumation of granulitic domes, at a rate of 3-mm year^{-1}, is accommodated by vertical extrusion in the core of E-W crustal-scale folds. The crustal-scale folds are formed in response of N-S syn-collisional compressive context and, enhanced by thermal weakening of the migmatised continental crust.

M2 metamorphism is spatially and temporarily associated with granitoids showing a mantellic affinity, firmly suggesting that the mantle could be the advective heat source for granulitisation and associated granitisation. Such strong relationships between a mantellic-related magmatism and a thermal anomaly in a compressive context support the hypothesis of break-off of the subducted indian slab since 20 Ma. Southwards propagation of the thermal anomaly since 20 Ma suggests rollback of the subducted indian slab following the slab break-off process.

I – Introduction

HT metamorphism and related granitisation in continental crust are generally interpreted as results of thermal relaxation prevailing at the end of an orogenic cycle. In this context, post-orogenic extension is the principal mechanism involved in the formation and exhumation of migmatitic and granulitic bodies during doming events (Davis & Coney, 1979, Van den Driessche & Brun, 1992, Gardien et al., 1997, Vanderhaeghe et al., 1999). Recent studies, in Himalaya, have shown the occurrence in several parts of the belt of mid-crustal granulitic rocks. These rocks are linked to the thickening of the indian crust and exhumed in a compressive context (see Pêcher, 1989; Harrison et al., 1999, for Central Himalaya, Pognante and Lombardo, 1989; Zeitler & Chamberlain, 1991; Zeitler et al., 1993, for Western Himalaya, and review in Guillot et al., 1999). Various mechanisms have been suggested to explain this HT metamorphism and exhumation during the thrusting and piling of the various himalayan tectonic units:

- Shear heating, to increase or maintain high temperature conditions (Molnar & England, 1990; England et al., 1992)

- Accretion of subducted material from the footwall to the hangingwall along the main thrust, coeval with erosion (Huerta et al., 1998)

- Long time span residence of hangingwall material above a low angle thrust décollement (Harrisson et al., 1998).

Difference of thermal conductivity between the footwall and the hangingwall of the main thrust (Pinet & Jaupart, 1987).

Refolding of an earlier metamorphic sequence (Searle & Rex, 1989).

As noticed by Hodges (2000) none of these models can satisfactorily explain all the structural, metamorphic and geochronological himalayan constraints.

Our recent investigations in NW Himalaya syntaxis (Shigar and Braldu valleys, North of Skardu, NE Pakistan), following previous studies by Bertrand et al. (1988), Searle et al. (1989), Allen & Chamberlain (1991) and Lemennicier et al. (1996), have evidenced a broad zone of young (Miocene to very recent) middle-pressure high temperature (MP-HT) granulites in Southern Karakoram (Fig. 1). In this paper, we will focus on this zone, which presents several particularities as compared to other himalayan HT metamorphism areas:

It is one of the younger metamorphic zones all along the himalayan belt: by places, metamorphic equilibration could be as young as 3 Ma (U/Pb ages, in Smith, 1993).

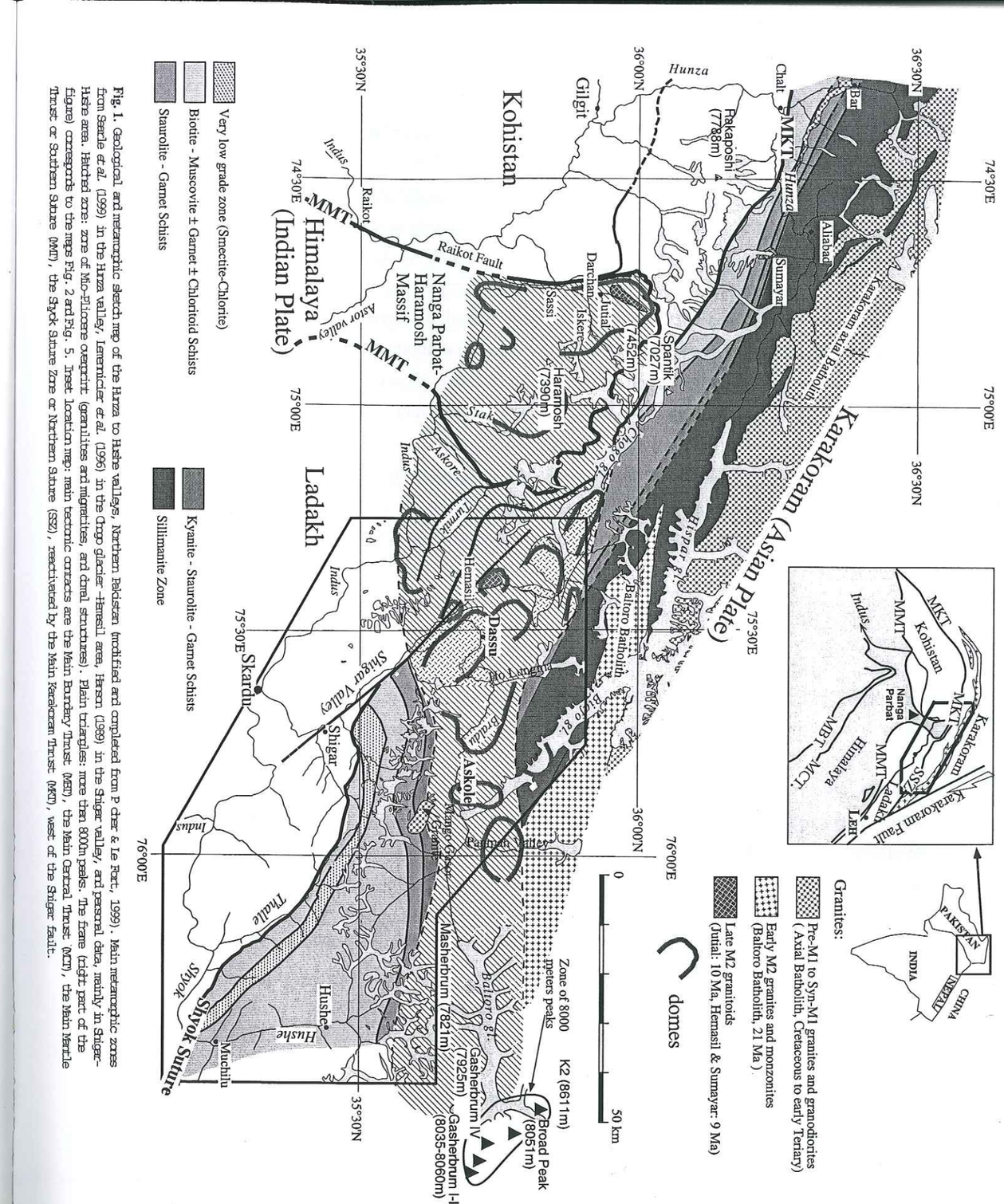


Fig. 1. Geological and metamorphic sketch map of the Hunza to Hushe valleys, Northern Pakistan (modified and completed from Pêcher & Le Fort, 1999). Main metamorphic zones from Searle *et al.* (1999) in the Hunza valley, Lemennicier *et al.* (1996) in the Drop glacier-Hemasil area, Hanson (1989) in the Shigar valley, and personal data, mainly in Shigar-Hushe area. Hatched zone: zone of Mio-Pliocene anatectic (granulites and migmatites, and dômal structures). Plain triangles: more than 8000m peaks. The frame (right part of the figure) corresponds to the maps Fig. 2 and Fig. 5. Inset location map: main tectonic contacts are the Main Boundary Thrust (MBT), the Main Central Thrust (MCT), the Main Mantle Thrust (MMT), the Main Karakoram Thrust (MKT), west of the Shigar fault.

If we don't consider Mio-Pliocene reactivation of the MCT zone in Central Himalaya (Copeland et al., 1990; MacFarlane, 1993; Harrison et al., 1997), such recent ages have been only found in Nanga Parbat area, few tens km to the Southwest of the investigated area (Schneider et al.; 1997: 1999), and in the Eastern syntaxis, at the other extremity of the belt, (Burg et al, 1997).

The young metamorphic zoning pattern is aligned along an E-W direction, oblique to general NW-SE orientation of the belt. The granulitic metamorphism overprints the older metamorphic pattern, linked to the main SW-vergent piling and crustal thickening. The young granulites have also been exhumed in a shortening context, during the continuous India-Asia convergence.

From a more general point of view, this zone clearly shows temporal and spatial relationships between melting, mid-crustal granulitisation and doming in an active collisional context.

The aim of this paper is to describe the tectonic and metamorphic evolution of two domal structures in the Skardu area (NE Pakistan) and then to discuss the possible heat source of granulitisation and granitisation of the continental crust in a convergent context.

II – Geological setting

A – The main regional units

The north-western part of the Himalaya-Karakoram belt is characterised by remnants of a huge intra-oceanic arc, the Kohistan-Ladakh arc, formed during Middle Cretaceous. It was accreted at the Asian margin during Upper Cretaceous times (70 to 80 Ma, Petterson & Windley, 1985, Weinberg et al., 2000). The arc-continent convergence being absorbed by SW directed piling of tectonic scales.

North of the Kohistan-Ladakh arc, metamorphism is usually low, under greenschist facies conditions (Hanson, 1989, Rolfo et al., 1997, and Rolland et al., in press). Several tectonic scales are clearly evidenced by strips of serpentinised ultra-mafic rocks underlining the thrust contacts. This pile of tectonic scales defines the Shyok suture zone, or Northern suture. It was later reactivated along a steep brittle reverse fault, the MKT, classically considered as the cartographic northern boundary of the arc formations (Coward et al., 1986; Pudsey, 1986).

50 Ma ago, during the India –Asia continental collision, the Kohistan-Ladakh arc was pinched out between the two continental blocks and obducted on the indian margin along the Main Mantle Thrust (MMT, Tahirkheli, 1979), or Southern suture, which is actually the western prolongation of the Indus-Tsangpo suture zone. South of the MMT, deformation in the indian margin gives rise to the Himalaya proper belt, with lower elevation compare to its central part (from

Zanskar-Kashmir to Bhutan), where most of the highest peaks are found. Nevertheless, in the core of the Western Syntaxis, indian crust outcrops in the N-S elongated Nanga Parbat-Haramosh (NPH) spur, where elevations are again very high. In this zone, very young himalayan plutonic rocks are found (1 Ma, Chamberlain & Zeitler, 1996, Schneider et al., 1997), and average exhumation rates are very high (> 1 cm/y.) (Zeitler et al., 1982; 1993). The NPH spur is interpreted as a huge transverse anticline reflecting deformation partitioning (shortening parallel to the belt strike) in the oblique India-Asia convergence (Seeber & Pêcher, 1998).

North of the Shyok suture, syn-convergent continuous thickening gives rise to the high mountain Karakoram range. Its backbone is made by the large NW-SE elongated composite Karakoram batholith. The core of the batholith (the Hunza granodiorite) corresponds to calc-alkaline magmatism related to the Tethyan subduction (ages ranging from 120 to 80 Ma, Debon et al., 1987; Searle et al, 1989). In Southeast Karakoram, the southern contact of the Hunza granodioritic batholith is crosscut by a younger leucogranite, the W-E elongated Baltoro granite, dated between 25 and 21 Ma (U/Pb on zircon, Schärer et al., 1990). Other still younger granitic intrusions have been found all along the southern margin of the main batholith (Aliabad granite, 6.8 Ma, K-Ar on biotite, Le Fort et al., 1983, Sumayar granite, 9.2 Ma, U-Pb ages on uraninite, Fraser et al., 1999).

South of the axial batholith, the Southern Karakoram is characterised by the stacking of variably metamorphosed units, forming a continuous set of metamorphic formations (orthogneisses and metasediments), called the Karakoram Metamorphic Complex (KMC). It displays a NW-SE trending tectono-metamorphic zoning:

The lower part of the structural pile, above the Shyok suture, displays the lower grade rocks. In upper Thalle area (NE of Skardu area), low grade calcschists and metapelites (muscovite- biotite and smectite-chlorite schists) have yielded Ordovician fossils and overlie a basement with preserved Precambrian Ar/Ar ages (Rolland et al., 2000a). A low-grade zone also forms the lower part of the Karakoram metamorphic complex, in the Hunza valley (Searle et al, 1999).

Above those low grade rocks, metamorphism grades up (St-Grt, then St-Ky-Grt) and reaches MP amphibolitic facies conditions (sillimanite zone) close to the contact with the axial batholith (Bertrand et al., 1988; Lemmenicier et al., 1996, Searle et al., 1999)

In the low-grade metamorphic area (Thalle area, and in a less evident way, southern part of Hunza valley), the different metamorphic units are clearly bounded by tectonic contacts. In the high-grade zone, the suspected thrust contacts are hidden by the metamorphic recrystallisation, defining a metamorphic foliation, oriented parallel to the regional SW-NE metamorphic zoning. In some places, this metamorphic foliation clearly appears to be axial plane of km scale recumbent folds, formed during SW-NE shortening.

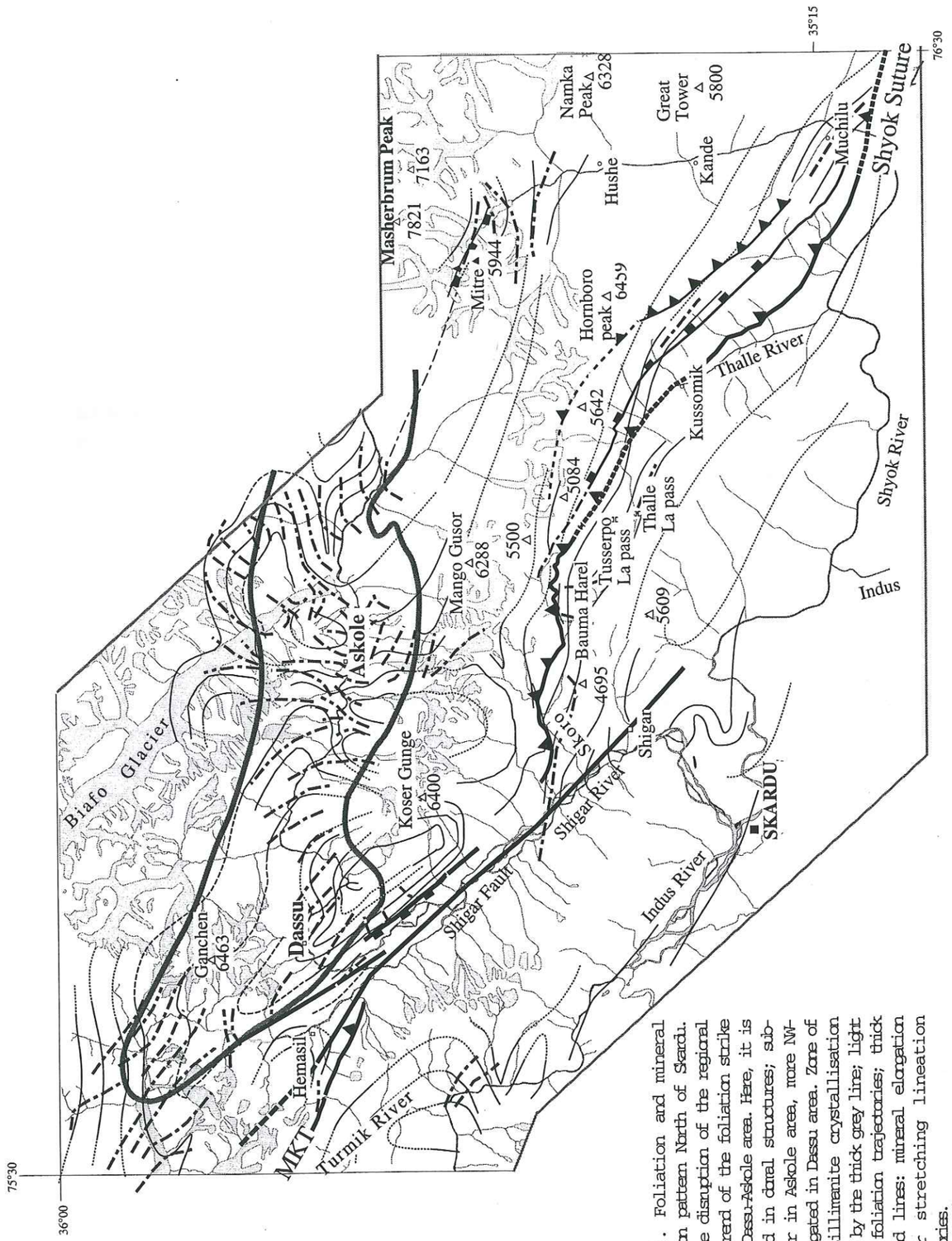


Fig. 2. Foliation and mineral lineation pattern North of Skardu. Note the disruption of the regional NW-SE trend of the foliation strike in the Dassu-Askole area. Here, it is deformed in domal structures; sub-circular in Askole area, more NW-SE elongated in Dassu area. Zone of late sillimanite crystallisation bounded by the thick grey line; light lines: foliation trajectories; thick stippled lines: mineral elongation and/or stretching lineation trajectories.

B) The domes

In most of the mapped area, the metamorphic foliation strikes regularly NW-SE (that is parallel to the Karakoram southern boundary), from Hunza valley (NW of the studied zone) to Chogo Lungma glacier (central part, north of the Haramosh spur), as well as in the Thalle area (SE of the studied zone). But North of Skardu, in the Dassu-Askole area, the pattern appears to be much more irregular (Fig. 2). It reflects the refolding of the foliation in kilometric scale non-cylindrical (roughly conical) folds, which draw large domes, either sub-circular (Askole area) or NW-SE elongated (Arendu and Dassu area), closer to the MKT, which it is reactivated by the Shigar Fault in this area. These structures are also evidenced by a strong stretching lineation, which draw a radial pattern all around the domes (Fig. 2).

The domes zone is also characterised by a late HT metamorphic imprint, here after referred to as M2 metamorphism, by opposition to the metamorphism linked to the regional regular NW-SE foliation, referred to as M1. M2 metamorphism is mainly evidenced in the core of the domes zone by late sillimanite, underlying the stretching lineation, and by patches of migmatitic leucosomes developed parallel to the M1 transposed foliation. The limbs of the domes locally display shearing and small scale folding structures which mark exhumation movement of the domes relative to their surrounding rocks (Fig. 3). Exhumation is also evidenced in Askole area by the attitude of the cross-cutting leucosome (Fig. 4a) and of the dykes (Fig. 4b) feeding late granitic sills, symmetrically tilted to NE or SW on the NE and SW limbs of the dome respectively.

Actually, our recent mapping (Pêcher & Le Fort, 1999; this study) shows that the Dassu-Askole domes belong to a series of domes which draws an E-W alignment, which can be followed on more than 100 km from the Baltoro glacier to the Raikhot fault at western boundary of NPH spur. This domes lineament, which crosscuts both the Shyok suture and the MMT, and which is not or only slightly disrupted by the MKT, is a very recent structure.

C) Continuous tectono-metamorphic evolution versus multi-stepped evolution

Ages and detailed story of the main M1 tectono-metamorphic structuration is yet poorly constrained. The main structural marker in all the Southern KMC is the metamorphic foliation, which is clearly linked to the S-vergent thrusts and recumbent folds. S-vergent thrusting and stacking could have started already in the Upper Cretaceous times, unless in the Shyok suture (Petterson & Windley, 1985; U-Pb age of 80 Ma for granitic rocks crosscutting the early tectonic contacts in the Eastern Shyok suture, Weinberg et al., 2000), and continued after the India-Asia collision, circa 50 Ma (Treloar et al., 1989, Rowley, 1996). For Searle et al. (1989), the 37 Ma Mango Gusar granite (Fig. 1) seals the S-vergent thrusts. Thus, the main metamorphic structuration could have been a process extending since before 80 Ma, and more or less ended at least 35 m.y. ago.

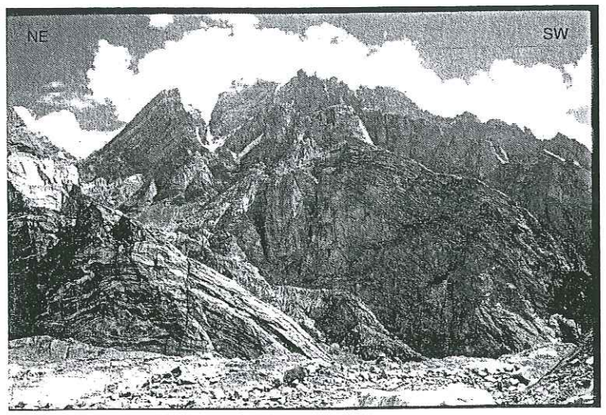


Fig. 3. The Panmah dome. View looking to the East from the W bank of the Biafo glacier (photo Y. Rolland). The dome shape is clearly evidenced by the folding of metamorphic foliation and migmatitic segregations.

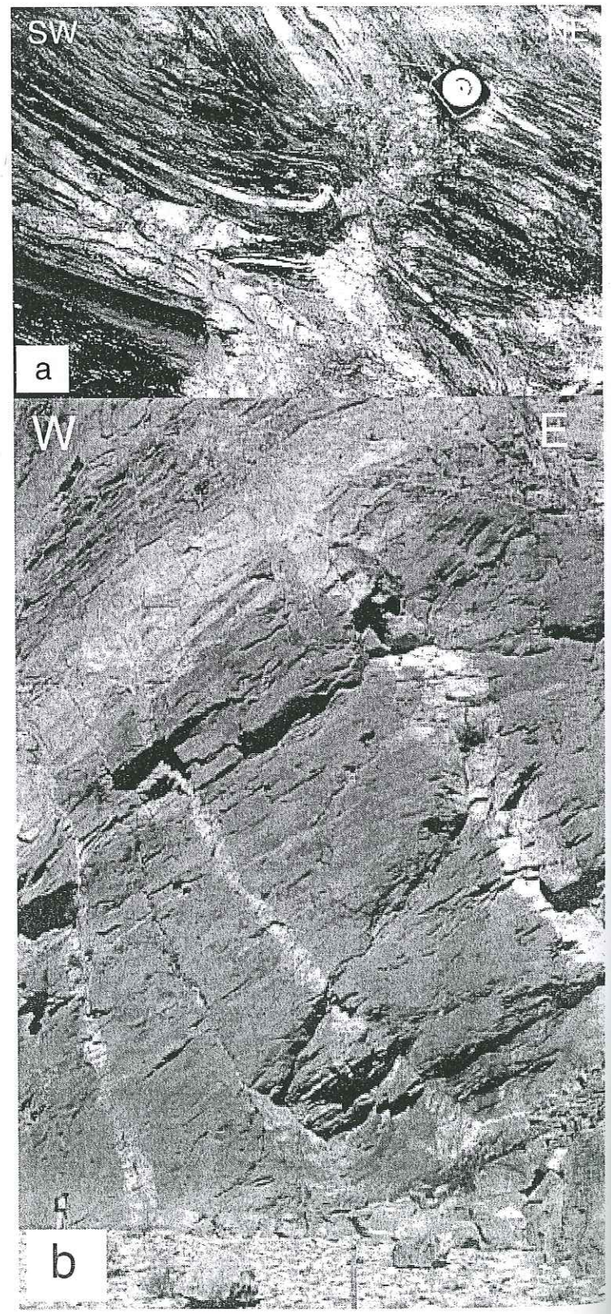


Fig. 4. Late dykes and leucosomes tilted at the limbs of the Dassu dome. (a) Way up figures of migmatitic M2 segregation, eastern edge of the dome (photo S. Guillot, looking to NW; scale given by the compass edge, 10cm). (b) Dykes and sills products of the M2 partial melting, assumed to be more or less vertical at the time of their emplacement, then tilted by the dome growth dome (photo S. Guillot, looking to N; scale given by the man, bottom left corner of the photo).To the left, some minor folds emphasise the extrusion movement of the dome core.

Actually, younger tectonic and metamorphic processes have also contributed to the Karakoram metamorphic pattern. The Baltoro granite, drawing a 20 km long E-W strip south of the Karakoram axial batholith, and by places highly deformed and foliated at its southern contact, is clearly a syn to late tectonic pluton. It has been dated at 21to 25 Ma (U/Pb ages by Parrish & Tirrul, 1989 and Schärer et al., 1990).

Most of the ages in the domes area ranges from 10 to 3 Ma. In the Baltoro area, ages of 8.5 ± 0.8 Ma (Rb-Sr on whole rock, biotite, muscovite and K-feldspar and K-Ar, Debon et al, 1986; whole rock K-Ar ages, Searle et al., 1989; Schärer et al., 1990), and of 8.8 ± 1 Ma (fission track on zircon; Carpena & Rutkiewicz, 1989) have been obtained. In the Dassu area, ages of 6-7 Ma (U-Pb on monazite, Smith, 1993), of 7.0 ± 0.3 Ma (K-Ar on muscovite, Rex pers. Com. in Searle & Tirrul, 1991), of 4.7 ± 0.2 Ma to 7.1 ± 0.3 Ma (K-Ar on biotites, Searle et al., 1989) have been reported. In the Chogo Lungma glacier area 9.0 to 9.6 Ma muscovite Ar-Ar ages, 4 to 7.7 Ma by hornblende Ar-Ar ages, and 3.2 to 4.0 biotite Ar-Ar ages (Villa et al., 1996a; Villa et al., 1996b) have been obtained. Similar cooling ages ranging from 10 to 3 Ma have also been reported in the lower Hunza Valley of Karakoram (Fraser et al., 1999), in the Turmik Valley of Ladakh (Villa et al., 1996b), and in the Nanga Parbat-Haramosh massif of himalayan gneisses (Zeitler, 1985; Treloar et al., 1991; Smith et al., 1992; Zeitler et al., 1993; Winslow et al., 1994; Villa et al., 1996b).

So the tectono-metamorphic evolution of the South KMC started as early as Upper Cretaceous times, and achieved only in very recent times. Relationships between the main M1 structuration and late M2 event have been variously interpreted. For Searle et al. (1989), Allen and Chamberlain (1991) and Smith (1993), most of the metamorphic evolution and the highest temperature conditions were reached during M1. Allen & Chamberlain (1991) have proposed a single metamorphic cycle (M1-3), resulting from nappe-stage inversion of a crustal section (M1 stage) and decompression (M2 stage) associated with possible dome-stage heating (M3). Searle et al. (1989) and Smith (1993) have proposed that a late metamorphic event (referred to as D3), resulted as a continuous evolution from nappe-style deformation to doming, was due to contact metamorphism around the Baltoro granite.

In contrast, for Bertrand et al. (1988) and Lemennicier et al. (1996), a time residence is required to explain M2 heating. Bertrand et al. (1988) have proposed that the late thermal increase and doming could result from the heating during the Baltoro granite intrusion (21-25 Ma). However, Lemennicier et al. (1996) and Villa et al. (1996a) have shown that the thermal increase and doming occurred far after the Baltoro intrusion, as evidenced by young cooling ages recorded in the Hemasil dome syenite (~ 9 Ma), and also proposed that M1 could be younger, contemporaneously with the Baltoro granite intrusion. Then, in their interpretations, M2

metamorphism reflects thermal relaxation during decompression, shortly post-dating M1 pressure peak.

Actually the accumulation of more and more very young ages in the domes area (Mio-Pliocene ages, see Pêcher & Le Fort, 1999) clearly indicates a distinct M2 thermal story from, and related to, specific kinematic and exhumation processes during the late 10 Ma.

III. METAMORPHISM IN THE DASSU-ASKOLE AREA

III.1 Aim and procedures

The main topic of this section is to describe and constrain the pressure and temperature (P-T) conditions of M2 metamorphism and in a lesser extent, P-T conditions of M1 metamorphic event. We have studied more than 50 metapelitic samples, and 15 were selected for mineral analyses. Analyses (Tables 1 & 2) were obtained on the Cameca Camebax SX100 electron microprobe of the Blaise Pascal University in Clermont-Ferrand.

Aluminous rich metapelites are widespread throughout the studied area and have been selected to study the metamorphic evolution. In those metapelites MnO and TiO_2 are very scarce and only concentrated in garnet and rutile/ilmenite, and plagioclase is the only CaO rich mineral. Thus metapelites can be described in the KFMASH system (Spear, 1993). In order to determine the P-T conditions of the studied samples, we choose the following procedure. Metamorphic equilibria and metamorphic reactions, deduced from textural relationships between the different mineral species, in thin-sections, have been first projected on the KFMASH petrogenetic grids defined by Spear & Cheney (1989), completed for granulitic facies conditions with the stability curves given by Vielzeuf (1984) and Le Breton & Thompson (1988) for the KFMASH system. Complementary P-T estimates have been done by using cationic exchange calibrations between garnet and other minerals. We have used the Garnet-Biotite Fe-Mg exchange thermometer (GARB, Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear, 1982; Ganguly & Saxena, 1984; Perchuk & Lavrent'eva, 1984), and several barometers based on net transfer reactions computed by Spear et al. (1991): Grt-Pl-Sil/Ky-Qtz (GASP; Hodges & Spear, 1982; Hodges & Crowley, 1985; Koziol & Newton, 1988), Grt-Pl-Ms-Bt (GMBP; Ghent & Stout, 1981; Hodges & Crowley, 1985; Powell & Holland, 1988; Hoisch, 1990), Grt-Pl-Ms-Qtz (GMQP; Hodges & Crowley, 1985) and Grt-Pl-Qtz (GPQ, Hoisch, 1990) barometers. As suggested by Spear (1993), it is impossible to know which calibration gives the most accurate results as most of GARB thermometers, excepted Ferry and Spear (1978), include corrections for the grossular component in garnet, which is known to mix non-ideally with pyrope.

Garnet							
Analyse	core	rim	core	rim	rim	rim	core
Sample	L162	L162	L195	L195	SK26	SK29	SK29
SiO_2	36.41	36.68	36.78	36.53	36.89	36.97	36.39
Al_2O_3	21.11	20.98	20.72	20.79	21.21	21.47	21.30
FeO	37.72	37.46	35.86	37.07	36.32	34.69	34.47
MnO	1.64	1.27	0.88	0.68	1.19	1.00	1.85
MgO	1.70	1.83	2.85	2.60	2.41	3.02	1.76
CaO	2.09	1.82	3.05	1.95	2.60	3.51	4.21
Na_2O	0.02	0.01	0.03	0.02	-	0.08	0.04
K_2O	-	-	0.06	-	0.05	-	-
TiO_2	-	0.01	-	-	-	-	0.12
Total	100.69	100.09	100.23	99.64	100.68	100.73	100.13
Nb. Ox	24	24	24	24			
Site T							
Si	5.91	5.96	5.94	5.95	5.92	5.88	5.87
Al	0.09	0.04	0.06	0.05	0.08	0.12	0.13
Site O							
Al	3.95	3.99	3.89	3.94	3.93	3.91	3.92
Ti	-	-	-	-	-	-	0.01
Site A							
Mg	0.41	0.44	0.69	0.63	0.58	0.72	0.42
Fe2+	5.12	5.09	4.85	5.05	4.87	4.62	4.65
Mn	0.23	0.17	0.12	0.09	0.16	0.13	0.25
Ca	0.36	0.32	0.53	0.34	0.45	0.60	0.73
Na	0.01	-	0.01	-	-	0.02	0.01
K	-	-	0.01	-	0.01	-	-
% Alm	83.66	84.48	78.41	82.56	80.42	76.12	76.80
% Gro	5.94	5.26	8.54	5.57	7.39	9.87	12.03
% Py	6.72	7.36	11.10	10.33	9.52	11.79	7.00
% Sps	3.68	2.90	1.95	1.53	2.68	2.22	4.17
XFe	0.93	0.92	0.88	0.89	0.89	0.87	0.92

chlorite				plagioclase				
Analyse	Core	Core	Core	Analyse	Core	Core	Core	Core
Sample	L7	L162	L195	Sample	L194	L30	SK26	SK31
SiO_2	28.32	25.89	25.57	SiO_2	68.46	62.80	60.90	63.94
Al_2O_3	20.58	18.56	21.23	Al_2O_3	19.29	23.68	24.15	22.72
FeO	24.35	30.91	26.33	FeO	0.25	-	-	0.11
MnO	0.30	0.02	0.03	MnO	0.07	-	-	-
MgO	11.69	9.35	11.95	MgO	0.02	-	-	0.02
CaO	0.20	0.25	0.44	CaO	0.29	4.68	5.84	3.49
Na_2O	0.03	0.01	0.08	Na_2O	11.89	9.34	8.35	9.95
K_2O	2.74	0.37	0.37	K_2O	0.06	0.18	0.24	0.24
TiO_2	0.74	0.18	0.10	TiO_2	-	-	-	0.02
Total	88.95	85.54	86.10	Total	100.33	100.68	99.49	100.48
Nb. Ox.	36	36	36	Nb ox.	4	4	4	4
				Site T				
Si	7.61	7.46	7.14	Si	3.00	2.77	2.73	2.82
AlIV	0.39	0.54	0.86	Al	1.00	1.23	1.27	1.18
AlVI	6.13	5.77	6.12	Σ	4.00	4.00	4.00	4.00
Fe 2+	5.47	7.45	6.14	Site A				
Mg	4.68	4.02	4.97	Mg	-	-	-	-
Ti	0.15	0.04	0.02	Fe	0.01	-	-	-
Mn	0.07	0.01	0.01	Mn	-	-	-	-
				Ti	-	-	-	-
K	0.57	0.08	0.08	Ca	0.01	0.22	0.28	0.16
Na	0.01	-	0.02	Na	1.01	0.80	0.72	0.85
X_{Fe}	0.54	0.65	0.55	K	-	0.01	0.01	0.01
				Σ	1.04	1.03	1.02	1.03
Si	0.31	0.30	0.28					
Al	0.27	0.25	0.28	% Or	0.33	0.99	1.36	1.33
				% Alb	98.34	77.54	71.12	82.64
				% An	1.33	21.47	27.52	16.03

K-feldspar		biotite					muscovite				
Analyse	Core	Analyse	rim	core	Inc. in Ky	rim	Analyse	rim	core	inc. in ky	core
Sample	SK29	Sample	L162	SK26	SK26	SK29	Sample	L162	SK26	SK26	SK31
SiO_2	48.78	SiO_2	35.66	34.21	35.52	34.75	SiO_2	47.72	46.47	45.52	46.11
Al_2O_3	33.93	Al_2O_3	21.57	20.19	19.31	20.34	Al_2O_3	32.61	34.27	36.34	34.99
FeO	0.55	FeO	19.96	23.21	20.42	19.29	FeO	3.41	1.50	1.03	1.26
MnO	-	MnO	0.40	0.08	0.09	0.19	MnO	0.05	0.01	-	-
MgO	0.80	MgO	6.85	5.89	7.35	7.96	MgO	1.50	1.02	0.52	0.82
CaO	0.29	CaO	0.05	0.11	-	0.05	CaO	0.38	0.05	0.04	-
Na_2O	0.19	Na_2O	0.41	0.23	0.31	0.19	Na_2O	0.58	0.69	0.87	0.69
K_2O	8.69	K_2O	9.00	8.96	9.21	9.36	K_2O	9.55	10.20	10.38	10.32
TiO_2	-	TiO_2	2.10	2.34	3.18	2.69	TiO_2	0.55	0.86	0.57	0.99
Total	93.23	Total	95.99	95.22	95.39	94.81	Total	96.35	95.05	95.26	95.19
Nb ox.	4	Nb. Ox.	22	22	22	22	Nb. Ox.	22	22	22	22
Site T											
Si	2.20	Si	5.37	5.38	5.48	5.37	Si	6.34	6.19	6.05	6.13
Al	1.80	AlIV	2.63	2.62	2.52	2.63	AlIV	1.66	1.81	1.95	1.87
Σ	4.00	AlVI	1.20	1.12	0.99	1.08	AlVI	3.44	3.57	3.74	3.61
Site A		Fe 2+	2.52	2.71	2.34	2.22	Fe 2+	0.38	0.02	0.01	0.02
Mg	0.05	Mg	1.54	1.38	1.69	1.84	Mg	0.30	0.20	0.10	0.16
Fe	0.02	Ti	0.24	0.28	0.37	0.31	Ti	0.05	0.09	0.06	0.10
Mn	-	Mn	0.05	0.01	0.01	0.03	Mn	0.01	-	-	-
Ti	-										
Ca	0.01	K	1.73	1.80	1.81	1.85	K	1.62	1.73	1.76	1.75
Na	0.02	Na	0.12	0.07	0.09	0.06	Na	0.15	0.18	0.22	0.18
K	0.50	X_{Fe}	0.62	0.67	0.58	0.55	X_{Fe}	0.56	0.43	0.50	0.45
Σ	0.60										
% Or	94.23										
% Alb	3.15										
% An	2.62										

Table 1- Representative chemistry of M1 related minerals. Standards used were natural silicates; the acceleration voltage was 15 kV, with a beam current of 20 nA and a counting time of 10 s.

Garnet																			K-feldspar		
Zone	TZ	TZ	TZ	TZ	TZ	TZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ		Zone	HGZ	HGZ
Analyse	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim I	rim II	core	rim	rim	core	core	rim		Analyse	Core	Core
Sample	L527	L527	L545	L545	SK60	SK60	L523	L523	L525	L525	L525	SK18	SK18	SK46	SK46	SK57	SK57		Sample	SK17	SK57
SiO_2	36.88	35.60	37.58	36.93	36.60	36.09	37.11	36.63	36.59	36.15	35.69	36.99	37.04	37.40	36.24	35.79	36.12		SiO_2	65.37	63.58
Al_2O_3	20.90	21.41	21.80	21.69	20.72	20.47	21.42	21.74	21.47	20.91	20.50	21.18	21.20	21.16	21.30	21.17	20.97		Al_2O_3	18.79	18.87
FeO	37.52	38.63	34.39	33.58	33.28	32.47	33.27	33.22	33.83	33.92	33.28	33.65	33.12	34.86	36.59	32.89	32.51		FeO	0.02	0.54
MnO	0.09	0.07	1.08	0.82	7.45	8.31	3.66	4.00	4.38	4.36	5.80	6.35	8.18	4.67	2.36	6.71	7.15		MnO	-	0.10
MgO	3.77	3.52	3.95	3.94	1.63	1.48	3.83	3.39	3.54	3.15	2.11	2.49	2.28	1.96	2.60	1.90	1.75		MgO	-	-
CaO	0.74	0.62	2.82	3.01	1.11	1.12	1.49	2.01	1.33	1.13	1.21	1.01	0.72	1.28	1.35	1.17	1.29		CaO	0.03	-
Na_2O	-	0.02	-	0.04	-	-	0.02	-	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02		Na_2O	1.87	1.23
K_2O	0.04	-	-	0.03	-	0.02	0.04	0.01	0.01	-	0.07	0.02	-	0.03	-	0.00	0.02		K_2O	14.65	15.13
TiO_2	0.05	0.02	-	-	0.03	0.02	0.04	-	-	0.02	-	0.04	0.02	0.07	0.03	0.22	0.00		TiO_2	0.03	0.06
Total	99.99	99.90	101.62	100.05	100.83	99.97	100.88	101.00	101.16	99.65	98.70	101.74	102.57	101.44	100.48	99.89	99.81		Total	100.76	99.52
Nb. Ox	24	24	24	24	24	24	24	24											Nb ox.	4	4
Site T																			Site T		
Si	5.95	5.80	5.92	5.90	5.93	5.90	5.92	5.86	5.86	5.89	5.91	5.90	5.88	5.99	5.84	5.83	5.89		Si	2.99	2.96
Al	0.05	0.20	0.08	0.10	0.07	0.10	0.08	0.14	0.14	0.11	0.09	0.10	0.12	0.01	0.16	0.17	0.11		Al	1.01	1.04
Site O																			Σ	4.00	4.00
Al	3.93	3.91	3.97	3.99	3.88	3.85	3.95	3.96	3.91	3.91	3.91	3.88	3.84	3.99	3.88	3.89	3.92		Site A		
Ti	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.03	-		Mg	-	-
Site A																			Fe	-	0.02
Mg	0.91	0.86	0.93	0.94	0.39	0.36	0.91	0.81	0.84	0.76	0.52	0.59	0.54	0.47	0.62	0.46	0.42		Mn	-	-
Fe2+	5.06	5.26	4.53	4.49	4.51	4.44	4.44	4.44	4.53	4.62	4.61	4.49	4.39	4.67	4.93	4.48	4.43		Ti	-	-
Mn	0.01	0.01	0.14	0.11	1.02	1.15	0.49	0.54	0.59	0.60	0.81	0.86	1.10	0.63	0.32	0.93	0.99		Ca	-	-
Ca	0.13	0.11	0.48	0.52	0.19	0.20	0.25	0.34	0.23	0.20	0.22	0.17	0.12	0.22	0.23	0.20	0.23		Na	0.17	0.11
Na	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01		K	0.85	0.90
K	0.01	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-	-	0.01		Σ	1.02	1.04
% Alm	82.85	84.40	74.53	74.16	73.70	72.24	72.78	72.39	73.12	74.74	74.84	73.46	71.39	77.93	80.70	73.78	73.03		% Or	83.60	88.99
% Gro	2.09	1.74	7.84	8.51	3.15	3.18	4.17	5.61	3.67	3.18	3.49	2.82	2.00	3.67	3.82	3.37	3.71		% Alb	16.25	11.01
% Py	14.85	13.72	15.25	15.49	6.44	5.86	14.95	13.18	13.62	12.36	8.46	9.67	8.77	7.82	10.20	7.60	6.99		% An	0.15	-
% Sps	0.21	0.15	2.37	1.84	16.71	18.72	8.11	8.82	9.59	9.72	13.21	14.04	17.85	10.58	5.27	15.25	16.26				
XFe	0.86	0.85	0.83	0.83	0.92	0.93	0.83	0.85	0.84	0.86	0.90	0.88	0.89	0.91	0.89	0.91	0.91				

plagioclase						biotite							muscovite						
Zone	TZ	TZ	HGZ	HGZ	HGZ	Zone	TZ	TZ	TZ	HGZ	HGZ	HGZ	Zone	TZ	TZ	HGZ	HGZ	HGZ	HGZ
Analyse	Core	Core	Core	Core	Core	Analyse	rim	core	rim	core	core	rim	Analyse	rim	rim	rim	rim	core	core
Sample	L526	SK60	L523	SK18	SK46	Sample	L526	SK60	SK60	L523	SK18	SK57	Sample	L527	SK60	L523	L525	SK46	SK57
SiO_2	59.59	62.15	58.21	63.76	63.16	SiO_2	34.25	34.03	34.24	35.15	35.02	34.19	SiO_2	46.50	45.66	45.31	46.28	44.37	44.78
Al_2O_3	24.94	24.30	25.63	23.17	22.56	Al_2O_3	18.32	19.23	20.54	18.81	19.78	20.50	Al_2O_3	35.76	35.24	33.84	36.52	36.58	36.54
FeO	0.03	0.36	0.06	0.21	0.18	FeO	19.23	23.08	22.83	19.08	21.76	21.78	FeO	1.45	1.53	1.25	1.34	0.85	1.02
MnO	0.01	0.01	0.02	0.03	-	MnO	-	0.34	0.18	-	0.35	0.26	MnO	-	0.02	-	-	-	0.03
MgO	0.01	-	0.01	0.02	-	MgO	8.38	5.14	5.43	8.20	6.35	5.79	MgO	0.69	0.66	0.83	0.76	0.43	0.56
CaO	6.91	5.34	7.90	3.86	3.54	CaO	0.02	0.04	0.02	0.12	0.07	0.05	CaO	-	0.03	-	0.03	-	0.02
Na_2O	7.76	8.39	7.26	9.83	9.97	Na_2O	0.27	0.19	0.16	0.14	0.19	0.17	Na_2O	1.35	0.41	0.42	0.53	0.63	0.72
K_2O	0.33	0.20	0.04	0.22	0.13	K_2O	8.68	9.61	9.11	9.71	9.46	9.47	K_2O	9.55	10.84	11.29	10.14	10.61	10.48
TiO_2	-	-	-	-	0.01	TiO_2	2.68	3.58	2.37	3.62	2.99	2.72	TiO_2	0.60	0.31	1.54	0.24	0.29	0.15
Total	99.57	100.75	99.12	101.09	99.56	Total	91.82	95.23	94.88	94.84	95.96	94.91	Total	95.90	94.70	94.48	95.82	93.76	94.30
Nb ox.	4	4	4	4	4	Nb. Ox.	22	22	22	22	22	22	Nb. Ox.	22	22	22	22	22	22
Site T																			
Si	2.68	2.74	2.63	2.80	2.81	Si	5.41	5.38	5.39	5.39	5.43	5.37	Si	6.12	6.12	6.13	6.11	6.00	6.02
Al	1.32	1.26	1.37	1.20	1.19	AlIV	2.59	2.62	2.61	2.61	2.57	2.63	AlIV	1.88	1.88	1.87	1.89	2.00	1.98
Σ	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	AlVI	0.82	0.96	1.20	0.79	1.04	1.16	AlVI	3.67	3.69	3.52	3.79	3.83	3.81
Site A						Fe 2+	2.54	2.71	2.67	2.45	2.51	2.54	Fe 2+	0.02	0.02	0.14	0.15	0.01	0.01
Mg	-	-	-	-	-	Mg	1.97	1.21	1.27	1.87	1.47	1.35	Mg	0.14	0.13	0.17	0.15	0.09	0.11
Fe	-	0.01	-	0.01	0.01	Ti	0.32	0.43	0.28	0.42	0.35	0.32	Ti	0.06	0.03	0.16	0.02	0.03	0.02
Mn	-	-	-	-	-	Mn	-	0.04	0.02	-	0.05	0.03	Mn	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-														
Ca	0.33	0.25	0.38	0.18	0.17	K	1.75	1.94	1.83	1.90	1.87	1.89	K	1.60	1.85	1.95	1.71	1.83	1.80
Na	0.68	0.72	0.64	0.84	0.86	Na	0.08	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	Na	0.34	0.11	0.11	0.14	0.16	0.19
K	0.02	0.01	-	0.01	0.01	X_{Fe}	0.56	0.69	0.68	0.57	0.63	0.66	X_{Fe}	0.52	0.55	0.45	0.50	0.50	0.48
Σ	1.03	0.99	1.03	1.04	1.05														
% Or	1.83	1.16	0.21	1.19	0.71														
% Alb	65.79	73.14	62.29	81.20	83.00														
% An	32.38	25.70	37.50	17.62	16.30														

Table 2 - Representative chemistry of M2 related mirerals. Standards used were natural silicates; the acceleration voltage was 15 kV, with a beam current of 20 nA and a counting time of 10 s.

Similarly, the GASP calibrations yield consistent results, particularly when the garnet is grossular rich. Thus, we calculate the uncertainties for each sample taking into account the sample heterogeneity and the analytical imprecision (e.g., Kohn & Spear, 1991). Uncertainties for the garnet-biotite thermometry corresponds to the standard deviation (at 2σ-level) calculated for each selected calibration on each sample. Uncertainties on pressure, also corresponding to the standard deviation (at 2σ-level), were calculated on each selected calibration with the average previously calculated temperature interval on the same biotite-garnet pair plus an additional plagioclase (and muscovite for GMQP barometer).

In order to calculate P-T path evolution by thermobarometry on one sample, we follow the methodology of St-Onge (1987). In order to evaluate earlier P-T conditions, we used systematically biotite, (muscovite) and plagioclase included in the core of the garnet that represent frozen equilibrium state. When garnet do not contain inclusions, we used the composition of garnet core and we select compositions of biotite core, plagioclase core and (muscovite core) in the matrix that are at the proximity (cm scale) of the studied garnet but not in contact with it. If relictual kyanite is present, we choose in this alumino-silicate to equilibrate the net transfer GASP reaction. Then to evaluate P-T conditions during the development of the main foliation, we used systematically compositions of rim minerals that are in contact. As sillimanite is the alumino-silicate stable in the foliation, we used systematically the sillimanite to equilibrate the net transfer GASP reaction.

III.2 Syn-stacking metamorphism (M1) outside the dome area

M1 metamorphic assemblages have been already described by previous authors (Bertrand et al., 1988; Searle et al., 1989; Hanson, 1989; Searle & Tirrul, 1991; Allen & Chamberlain, 1991). At a regional scale, from the lower Hunza Valley (Searle et al., 1999) to the Hushe Valley, M1 metamorphism displays zonality parallel to the major NW-SE regional structures (Fig. 1). The M1 peak conditions in the highest-grade zone (kyanite + biotite + garnet) were estimated at ~ 1.0 GPa and 700°C (Bertrand et al., 1988; Searle et al., 1989; Allen & Chamberlain, 1991). We complete these data northwards (Ho Lungma valley) and southwards (from Shigar valley to Hushe valley) of the Askole-Dassu domes.

1) In the Shigar-Hushe area, metamorphic grade increases from SW to NE, i.e. from the lower to the upper part of the structural pile (Fig. 5a). In the lowest structural part, metamorphic conditions are lower than described elsewhere in the S-Karakoram.

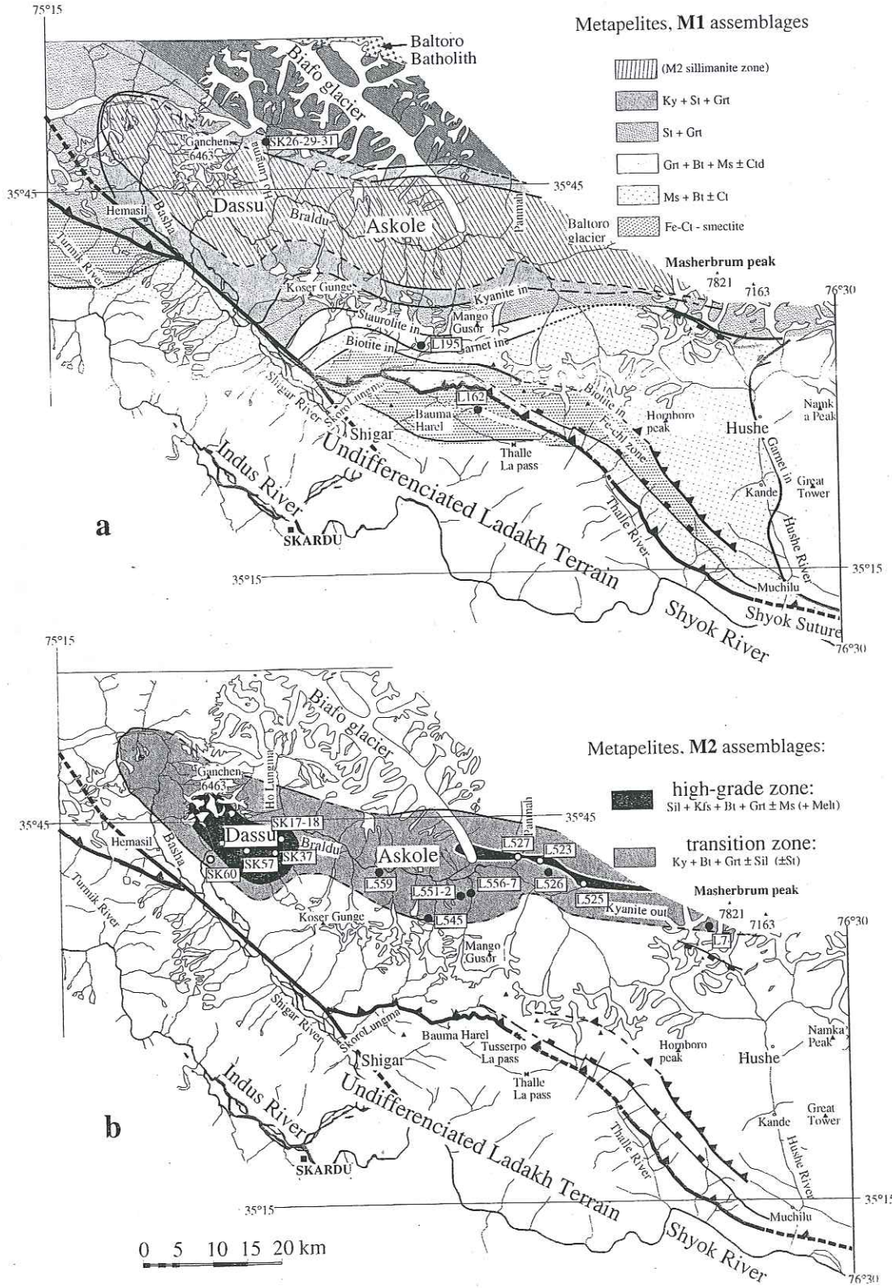
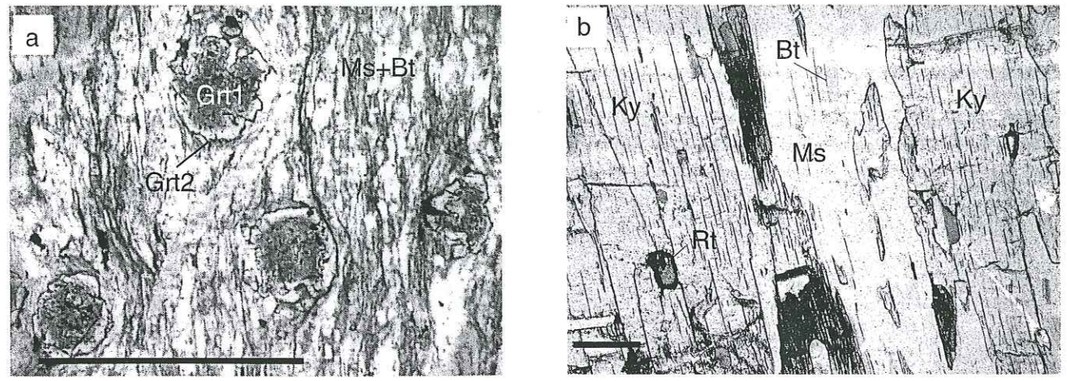


Fig. 5. Metamorphic maps, Southern Karakoram and Shyok Suture Zone, Skardu area. (a) M1 metamorphic zones defined by the assemblages observed in the metapelitic rocks. M1 NW-SE structures are well preserved in the southeastern part of the area (Thalle and Hushe valleys). In contrast, M1 isograds strike E-W between Shigar and Braldu rivers, as they have been folded during the M2 event. (b) M2 metamorphic zones, overprinting the M1 pattern along the Braldu river. Notice that the two high-grade zones (granulite facies) are centred on the core of the Dassu and Askole-Panmah domes (see Fig. 2).



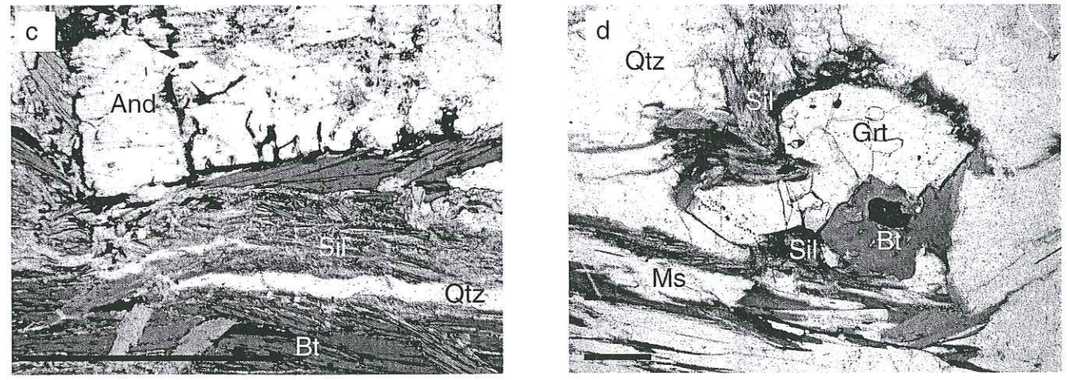
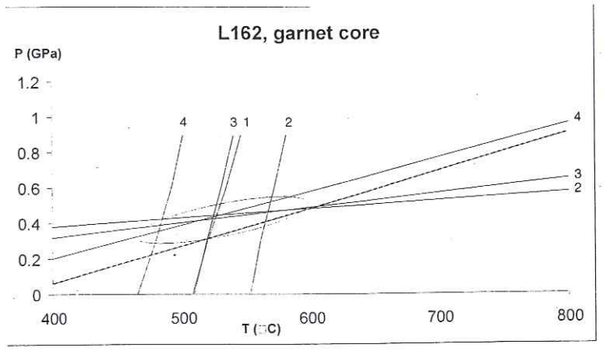
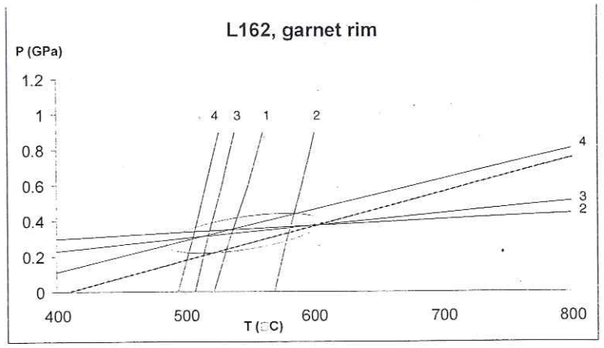
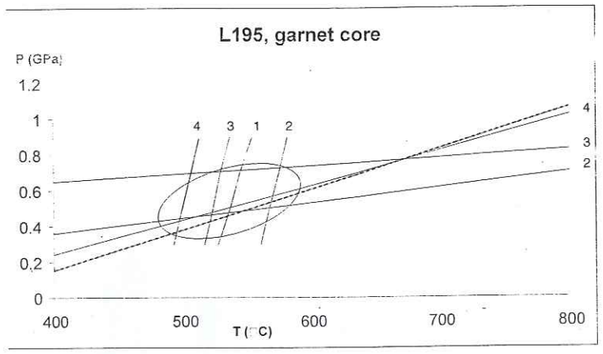
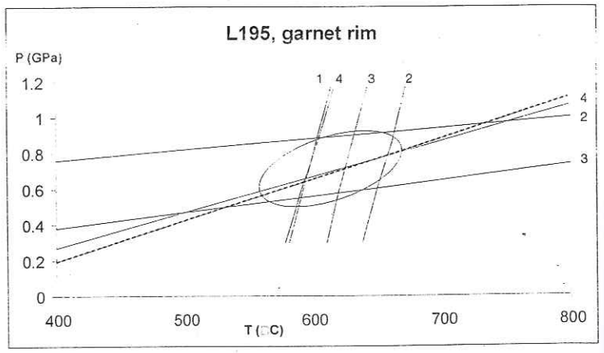


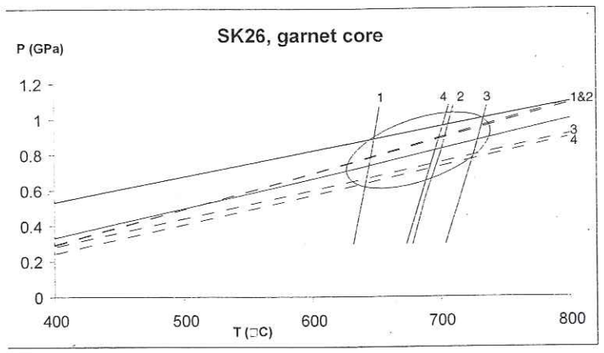
Fig. 6. Photomicrographs of the M1 assemblages. All photographs were taken in plane polarised light. Scale bar: 0,5 mm. (a) Sample L162, Shyok suture zone. Garnet zoning in a Grt — Ms — Bt assemblage. (b) Sample SK26, Ho Lungma. Kyanite - muscovite - rutile relictual assemblage in a biotite-sillimanite gneiss (c) Sample SK26, Ho Lungma. Late andalusite porphyroclast crosscuts the biotite - sillimanite association (d) Sample SK26, Ho Lungma. Retrogressive replacement of garnet and muscovite by biotite and muscovite.











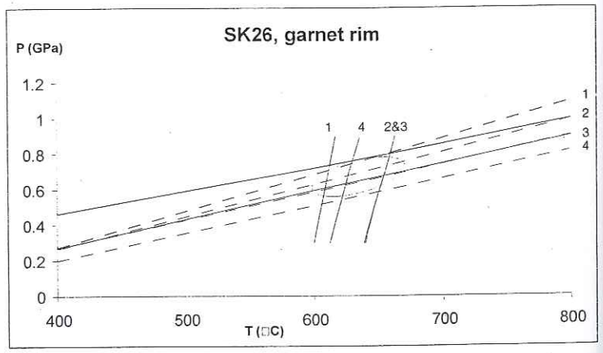


Fig. 7. P-T thermobarometric estimates of M1 conditions. Thermometers (GARB): 1, Perchuk & Lavrent'eva (1984); 2, Ganguly & Saxena (1984); 3, Hodges & Spear (1982); 4, Ferry & Spear (1978). Barometers: solid lines (GMPB): 1, Hoisch (1990); 2, Powell & Holland (1988); 3, Ghent & Stout (1981); 4, Hodges & Crowley (1985); spaced broken lines (GASP): 1, Koziol & Newton (1988); 2, Hodges & Crowley (1985); 3, Hodges & Spear (1982); 4, Ganguly & Saxena (1984); unspaced broken lines (GMQP): Hodges & Crowley (1985); Bold solid lines (GPQ): Hoisch (1990).

The Ordovician fossiliferous calcschists interlayer with low-grade metapelites. In the calcshists, the metamorphic paragenesis is defined by a smectite + highly Fe-rich chlorite (XMg = 0.35) assemblage, and by a muscovite-biotite-K-feldspar ± chloritoid assemblage in the metapelites (Rolland et al., submitted; Fig. 5a). Stability of smectite and absence of biotite suggest temperature lower than 400°C and pressure lower than 0.5 GPa.

Farther to the NE (higher in the tectonic pile), occurrence of garnet and destabilisation of chloritoid mark increasing metamorphic grade. From SW to NE, the following assemblages are found: muscovite – biotite – albite – chlorite ± garnet ± chloritoid, then muscovite – biotite – garnet ± staurolite, and finally muscovite – biotite – garnet ± kyanite (Fig. 5a). In all these assemblages (samples L162 and L195, Fig. 5a and 6a), garnets show a normal zoning, with a core rich in numerous graphitic inclusions (Xalm=0.80, Xpyr=0.07, Xsps=0.03, Xgrs=0.09), and a rim free of inclusion (Xalm=0.86, Xpyr=0.08, Xsps=0.03, Xgrs=0.04). From core to rim, almandine increase and spessartine decrease suggest a temperature increase during garnet growth (Spear, 1988; Spear and Peacock, 1989). Plagioclase is albitic (An: 0-20) with no significant core to rim variations. All biotites show elevated Al_{tot} (0.29) and XFe (0.62). Muscovite shows variable XFe (0.43-0.62) and different Si^{4+} contents ranging from Si^{4+}= 6.32 for the muscovite in the matrix to Si^{4+}= 6.70 p.f.u. for the muscovite in the garnet, suggesting different generations of muscovite, growing at different pressures (Massone & Schreyer, 1987). Muscovite included in the garnet could have grown at relatively high pressure during M1 metamorphism, while lower pressure matrix muscovite could have been re-equilibrated later during M2 metamorphism. As compared to chlorite in the smectite-chlorite zone, chlorite in the biotite-chlorite zone is less ferrous (XMg=0.45).

Thermo-barometric estimates (Fig. 7) have been made on the lower grade garnet-bearing samples (L162 and L195). Using garnet core composition, sample L162 yields equilibrium conditions of 531 ± 66°C and 0.4 ± 0.1 GPa, and, using garnet rims, of 545 ± 60 °C and 0.3 ± 0.1 GPa. The sample L195 yields similar conditions of 535 ± 55°C and 0.5 ± 0.2 GPa with garnet core composition, and slightly higher equilibrium conditions of 613 ± 54°C and 0.7 ± 0.2 GPa, using garnet rim composition. As also supported by the petrographic feature of L162 and L195 garnets, showing clearly two generation of garnet growth, we believe that only the garnet core belongs to the M1 event. The M1 event would then culminate at similar P-T conditions for both samples (T = 530-535°C, P = 0.4-0.5 GPa). Further garnet growth shows that thermal increase is more important for sample L195, close to the domes area, than for sample L162, located southwards in the Shyok Suture Zone. So the equilibrium conditions of garnet rims should rather be due to M2 re-equilibration or to a second garnet growth during M2.

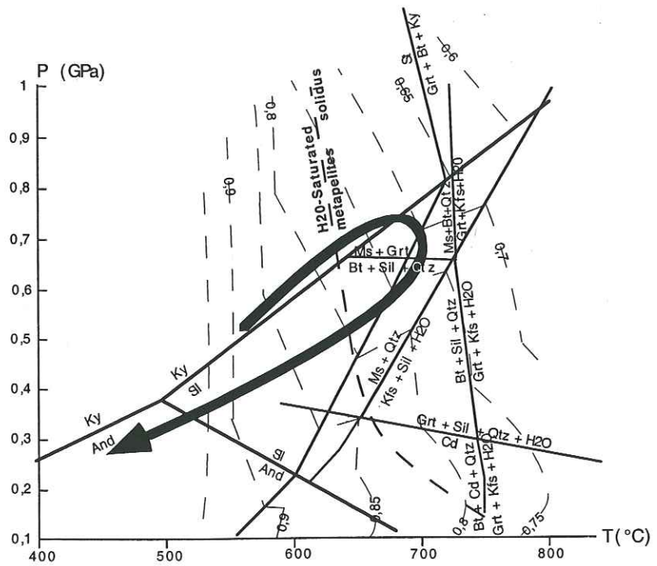


Fig. 8. P-T path of M1 metamorphic evolution. KFMASH petrogenetic grid for $XH_2O = 1$ and quartz in excess. Dotted lines are almandine isopleths. The H20-saturated metapelite solidus from Thompson (1982), Grt + Ms and Grt + Kfs producing reactions from Vielzeuf (1984), Ms to Kfs + Sil destabilisation from Le Breton & Thompson (1988), others reactions from Spear & Cheney (1989). Minerals abbreviations following Kretz (1983).

2) In the Ho Lungma valley, north of the Dassu-Askole domes, high-grade sillimanite bearing rocks have been found (samples SK26, SK29 and SK31, Fig. 5a) in prolongation with the sillimanite zone known farther to the NW and related to the SW-vergent nappe stacking (Pêcher & Le Fort, 1999). This M1 sillimanite zone is separated from the sillimanite bearing domes (M2 related metamorphism) by a zone of sillimanite free metapelites. Ho Lungma rocks are mainly metapelitic gneisses, with sillimanite + biotite layers defining the M1 foliation and granoblastic leucocratic layers, characterised by K-feldspar and numerous cm-garnet porphyroclasts containing inclusions of rutile. Relictual kyanite also containing inclusions of rutile is texturally associated with relictual muscovite and biotite, all these minerals are surrounding by the biotite + sillimanite M1 foliation (Fig. 6b). Late andalusite porphyroblasts also crystallized in sample SK26 (Fig. 6c). No staurolite was observed in this area, but it was found further west, in the Chogo Lungma area (Lemennicier et al., 1996) and further east, south of the Askole dome. Garnet do not present any significant compositional zoning, they are almandine-rich and spessartine-poor (Xalm=0.78-0.80, Xpyr=0.12-0.14, Xgrs=0.06-0.07, Xsps=0.01-0.02). Biotite in equilibrium with sillimanite is always Fe-rich (XFe=0.67-0.68 in SK26 and 0.57 in SK31), whereas relictual biotite associated with the kyanite is slightly less ferrous (XFe=0.61 in SK26), which is consistent with two stages of biotite crystallisation. The later stage is associated with sillimanite crystallisation, at the expanse of garnet and muscovite (Fig. 6c). Relictual muscovite in equilibrium with relictual kyanite is slightly Si^{4+} and Mg poor (Si^{4+}=6.10 p.f.u., Mg=0.47 p.f.u.) compared to muscovite in the foliation (Si^{4+}=6.20 p.f.u., Mg=0.45 p.f.u.). Plagioclase is albite rich (Xor=0.01-0.02, Xan=0.71-0.82, Xab=0.10-0.27) and never presents any core-rim variations. Only one K-feldspar has been analysed (SK29) and was found to be albite poor (Xor=0.94, Xan=0.03, Xab=0.03).

Destabilisation of earlier garnet and muscovite into sillimanite and biotite at the transition from kyanite stability to sillimanite stability (sample SK 26, Fig. 6d) and according to the reaction (Vielzeuf, 1984):

garnet + muscovite → sillimanite + biotite (1),

is related to the thrusting towards the SW of the NE Karakoram nappe over the less metamorphosed sediments observed in the Shigar-Hushe area. In the KFMASH petrogenetic grid (Fig. 8), this reaction implies a pressure drop associated with a slight temperature increase in the P-T space 600-750°C and 0.6-0.7 GPa (Vielzeuf, 1984). Relics of kyanite before the crystallisation of biotite + sillimanite imply higher P undetermined conditions, over 0.7 GPa.

P-T estimates based on cationic exchange for sample SK26, on the assemblage garnet – biotite – kyanite - plagioclase are of 683 ± 55°C and 0.7 ± 0.2 GPa, using the garnet core composition. and on the assemblage garnet - biotite - sillimanite -plagioclase, using the garnet rim composition, P-T estimates are of 633 ± 36°C and 0.6 ± 0.1 Gpa.

These estimates are in good agreement with petrologic observations. The end of the P-T retrograde path is constrained by the late occurrence of andalusite and the absence of cordierite, which imply retrogressive conditions of ~500°C at a pressure above 0.3 GPa (Fig. 8). Consequently, these results imply a cooling retrograde path after M1 (Fig. 8).

Contrary to the samples located south of the M2 thermal anomaly, the sample SK26 do not record any significant temperature increase linked to M2, far from the dome.

III.3 Syn-doming metamorphism (M2)

In the studied area, M2 temperature increase is spatially characterised by prograde destabilisation of M1 assemblages. For the purpose of the description, we have separated two zones, following the importance of the M2 thermal imprint (Fig. 5b): a transition zone (external part of the domes zone), where metapelites have still well-preserved M1 assemblages, and are only partially re-equilibrated under upper amphibolite-lower granulitic conditions during M2, and an high-grade zone (core of the dome), with almost totally recrystallised and partly melted rocks in the MP-granulitic facies conditions during M2.

a) Petrography and mineralogy of metapelites from the transition zone

In Askole area (Fig. 5b), transition zone metapelites are characterised by disequilibration textures, with the presence of kyanite + garnet + muscovite + plagioclase ± K-feldspar ± staurolite ± sillimanite mineral association, and rutile, ilmenite, graphite, zircon and apatite accessory minerals. In the Dassu area (sample SK60, Fig. 5b), the same assemblages are observed, but without any staurolite relics.

When the S1 foliation is not completely transposed by the S2 foliation, rutile and staurolite crystals are often associated (sample L526). They form relics included into ilmenite and kyanite-biotite assemblages respectively (Fig. 9a). Kyanite and muscovite form large crystals (1-3 mm), generally irregular, with rim recrystallisation into K-feldspar and sillimanite. They are roughly oriented in the S1 foliation transposed by the S2 foliation. Granoblastic biotite and fibrolitic sillimanite intergrowths define the foliation S2 (samples L522, L526, L545, SK60). They generally embed large garnet phenocrysts and relics of staurolite and muscovite (Fig. 9b). Garnets of the transition zone are generally large euhedral minerals (1-10 mm, Fig. 9c), showing two growth generations: early core garnet (remnant of M1 garnet) contains inclusions of staurolite (generally at the centre of the grain), quartz, muscovite and biotite.

Late rim garnet, crystallised during M2, contains fewer inclusions of quartz and muscovite. In the matrix of the samples L7 and L552, garnets are smaller without inclusions of staurolite, suggesting that they grew only during M2 metamorphism.

Both core and rim garnets are solid solutions of almandine (Xalm: 0.75 to 0.93, from core to rim), pyrope (Xpyr: 0.04 to 0.15), grossular (Xgrs: 0.02 to 0.12) and spessartine (Xsps: 0.01 to 0.18). As well illustrated by microprobe profile on the sample L526 (Fig. 10), garnets of transition zone have grown during increasing temperature conditions. Core garnet shows relatively high grossular and spessartine contents (Xgrs=0.01, Xsps=0.01) and low pyrope and almandine contents (Xpyr=0.11, Xalm=0.76), while rim garnet show lower grossular and spessartine contents (Xgrs=0.06, Xsps=0.00) and higher pyrope and almandine contents (Xpyr=0.14, Xalm=0.79). The studied profile is not symmetrical, probably due to different minerals equilibria on each rim. On one side (left side of profile, Fig. 10), garnet is in contact with biotite, a Fe-Mg rich mineral, on the other side garnet is in contact with muscovite, which may have prevented garnet growth (Spear and Peacock, 1989). Sample L552 provides a more symmetrical zoning, showing a typical bell-shaped spessartine and U-shaped almandine profiles. Increase of almandine and pyrope at the expanse of spessartine and grossular, from core to rim, evidence a garnet growth (Spear, 1988; Spear and Peacock, 1989) only during M2.

In the transition zone, biotite ranges from low Fe (L545, XFe= 0.45) to high Fe (SK60, XFe=0.69) contents, and from low Al (L545, Al_{tot} =0.22) to high Al (SK60, Al_{tot} =0.30) contents (Table 3). As all the samples come from the same area and show the same paragenesis, variability of biotite composition probably mainly reflects different initial whole-rock compositions. Muscovite shows homogeneous and low Si^{4+} contents (Si^{4+}=6.11-6.13 p.f.u.), but different Fe contents (XFe from 0.45 to 0.55). Plagioclase ranges from oligoclase to andesine (Xan=0.20-0.38).

b) Petrography and mineralogy of high-grade zone metapelites

High-grade zone metapelites from the Dassu-Askole dome zone are generally migmatitic (Fig. 4a), and show a foliation underlined by biotite-sillimanite association (Fig. 9d), locally transformed into muscovite. Most of sillimanite is fibrolitic, but prismatic sillimanite also occurs in the inner core of the migmatitic domes (Fig. 9e). Rare M1 related kyanite relics are found in the Askole dome, as very small grains mantled by garnet or biotite + sillimanite suggesting that the domal structures also record earlier M1 metamorphic conditions. Staurolite relics are no longer observed. Leucocratic layers (Fig. 9f) are quartz and plagioclase porphyroclasts-rich. K-feldspar, often perthitic (Fig. 9g), with albitic antiperthites, mainly occurs in migmatites leucosomes.

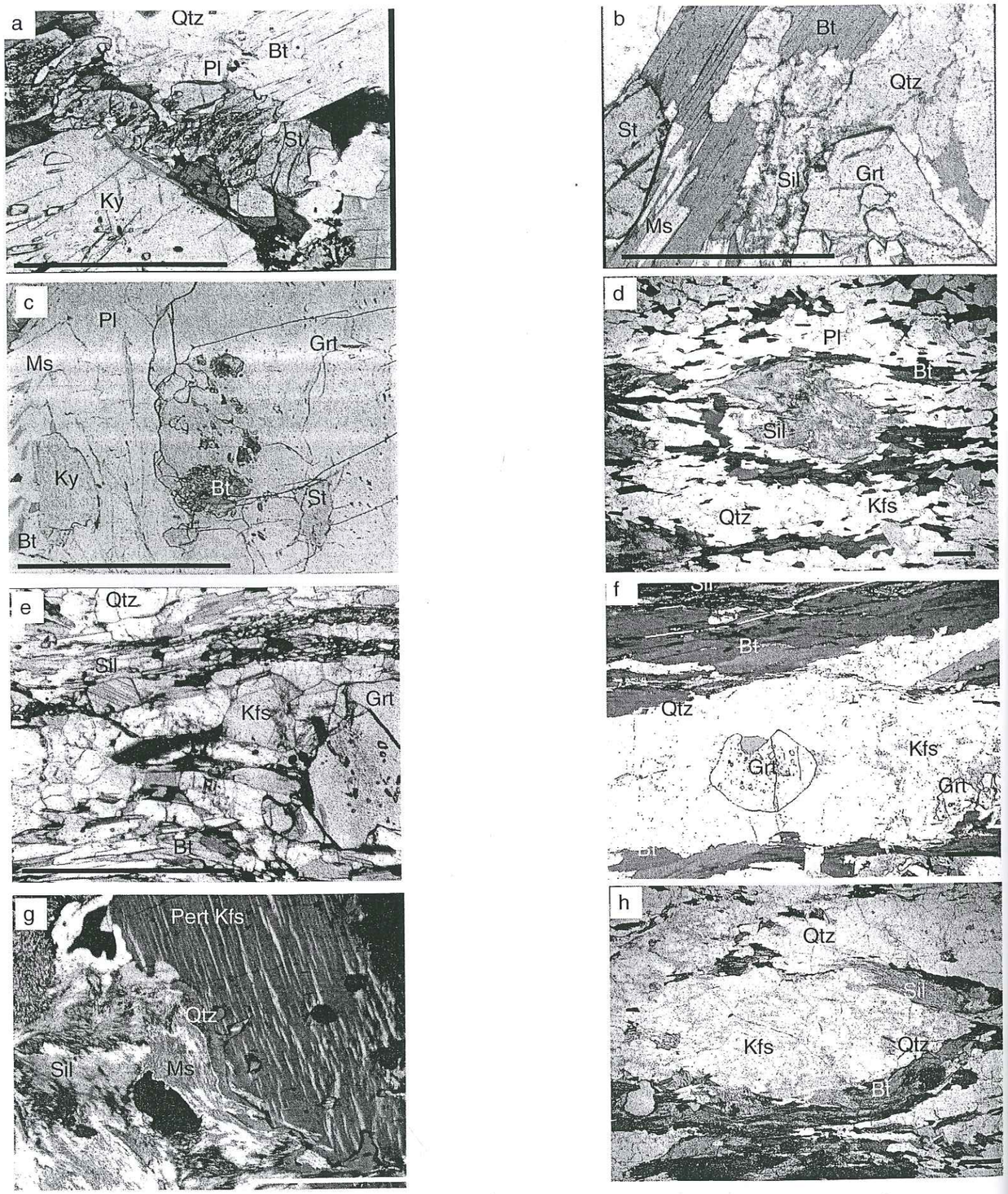


Fig. 9. Photomicrographs of the M2 assemblages. Scale bar: 1 mm. (a) Sample L559, transition zone. Staurolite destabilisation into M2 Ky + Bt assemblage. (b) Sample L545, transition zone. Destabilisation of Ms + Grt assemblage in Bt + Sil M2 decompression assemblages (c) Sample L526, transition zone. M2 large garnet porphyroblast displaying biotite and staurolite inclusions (d) Sample, SK18, high-grade zone. Biotite - sillimanite assemblage completely replacing garnet (e) Sample L523, high-grae zone, showing the typical Grt + Kfs + Bt + Sil (prismatic crystals) of the granulites (f) Sample SK46, high-grade zone. Leucosome showing migmatitic round garnet and K-feldspar surrounded by residual biotite and sillimanite (g) Sample SK44, high-grade zone. Retrograde reaction of destabilisation of sillimanite and perthitic K-feldspar into muscovite and quartz (h) Sample, SK37, high-grade zone. K-feldspar = quartz leucosome surrounded by residual biotite and sillimanite.

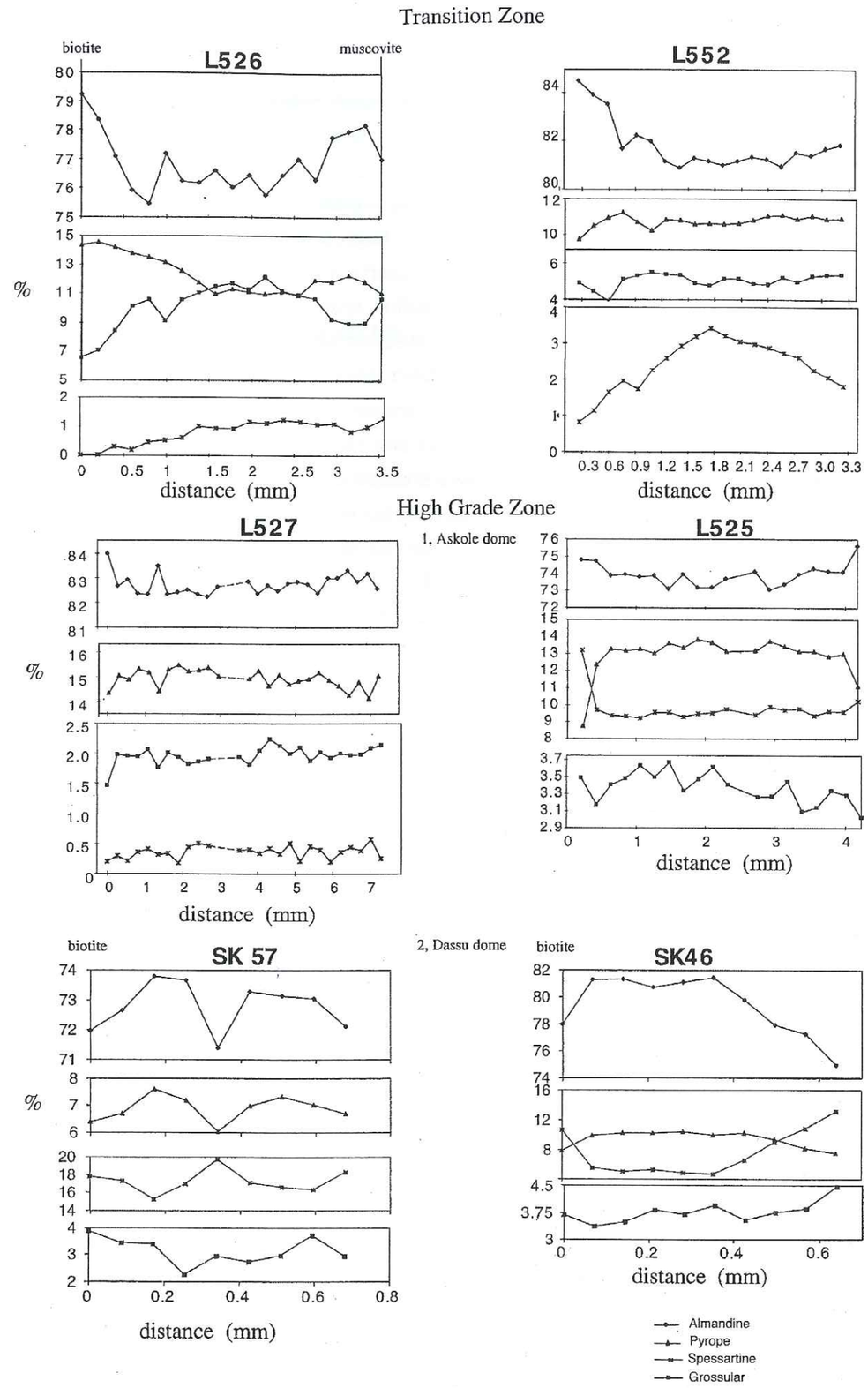


Fig. 10. Representative garnet compositional profiles in transition (samples L526 and L552) and high-grade zones (samples L527, L525, SK57 and SK46). Note the zoning and the marked core-rim composition differences observed in transition zone samples, as compared to the more homogeneous compositions found in garnets of the high-grade zone.

It is associated with myrmekitic quartz and plagioclase and surrounded by biotite + sillimanite association (Fig. 9h). Leucosomes are characterised by tabular mosaic textures, elongated parallel to the foliation S2.

In the outer part of the high-grade zone, porphyroblasts in K-feldspar neosomes mainly show muscovites inclusions (Fig. 9e). Garnets are huge porphyroblasts of euhedral shape (radii>1mm), with numerous inclusions of biotite, quartz, plagioclase, graphite, ilmenite and sometimes rutile. Main accessory minerals are tourmaline, apatite, zircon, graphite, magnetite and ilmenite. In the inner core of the domes, K-feldspar neosomes are rich in biotite, plagioclase, quartz and skeletal muscovite inclusions. They are sometimes associated with sillimanite fibrolites and small (<1mm) rounded garnet (Fig. 9f).

In the high-grade zone, garnets show lower contents of grossular (Xgrs=0.015-0.05) and spessartine (Xsps=0.002-0.08), and generally higher contents of almandine (Xalm=0.73-0.84) and pyrope (Xpyr=0.11-0.15) than in the transition zone. As shown in garnet profiles (Fig. 10) of samples L525, L527, SK46 and SK57 (location on Fig. 5b), garnets from the high-grade zone do not show significant compositional zoning. The depletion in almandine and pyrope contents of the core of garnet SK57 can be explained by local reequilibration with biotite inclusions. The rather flat profiles observed in the other samples could indicate either HT reequilibration (Spear, 1988) or diffusive re-homogenisation during retrogression (Tracy et al., 1976; Yardley, 1977). As previous thermochronological data in this area (Villa et al., 1996a) have yielded cooling rates of 70-110 °C/Ma, which seems too high for a complete diffusive garnet re-homogenisation during retromorphosis, even for the small garnet (e.g., Spear, 1988), this flat zoning should rather result from HT reequilibration. Nevertheless, almandine depletion at the garnet rim of samples SK46 and SK57, and spessartine enrichment at the garnet rim of sample L525 (Fig. 10), suggest that retromorphic diffusion also occurs at the garnet outermost rims. As the metamorphic minerals are completely re-equilibrated during M2 metamorphism, in the following (part IV), we have used core analysis of the large garnets (radii > 0.5mm) to fix thermobarometric estimates of peak M2 conditions and rim compositions to fix the beginning of the retrogressive evolution.

Three groups of biotites can be distinguished: biotite included in garnets, isolated in leucocratic layers and in the biotite-rich layers drawing the foliation. All these different biotites have the same compositions (Table 3): relatively rich in Fe (XFe= 0.54 to 0.58) and Al (Al_{tot} from 0.25 to 0.27). It implies that all the booties (even in garnet inclusions) have been completely homogenised during the HT event, which is in good agreement with the chemical profiles of garnets. Thus, the garnet-biotite compositions can be used in exchange thermometers to fix the M2 peak conditions. Muscovite shows homogeneous low Si^{4+} contents (Si^{4+}=6.08-6.30 p.f.u.), and

low XFe (0.47 to 0.50), which characterise relatively low P-T conditions of crystallisation (Guidotti, 1984; Massone & Schreyer, 1987; Guidotti et al., 1988), suggesting late retromorphic equilibration. All K-feldspars are albite-poor (Xab < 0.2) and present numerous antiperthites of albitic composition (Xab > 0.75). Plagioclase crystals yield andesine to labradorite compositions (Xan=35-60) with a slightly albitised rim.

IV. P-T ESTIMATES FOR M2 METAMORPHISM

Thin sections observations of mineral relationships in the transition and high-grade zones allow a reconstruction of the reactions that occurred during the M2 metamorphic evolution. M2 thermal peak conditions have been inferred from the grid of Spear & Cheney (1989), completed with the grids of Vielzeuf (1984) and Lebreton & Thompson (1988). We have also used cationic exchange calculations as discussed previously.

IV.1. P-T estimates of transition zone samples

Rutile destabilisation:

Rutile is rimmed by ilmenite at the proximity of kyanite and garnet, suggesting the following net transfer reaction (Fig. 11):

Grt + Rt → Ilm + Ky + Qtz (2)

As this reaction is mainly pressure dependant, and its actual position is fixed by the almandine content of garnet (Bohlen et al., 1983), and as the garnet core in the transition zone is not re-equilibrated during M2 metamorphism, we have used the core composition to constrain the pressure before M2. We deduce a minimum peak pressure of 0.8 GPa for the transition zone from the sample L526, which preserved initial garnet core composition (with almandine content of 0.76, Fig. 10),.

Staurolite destabilisation:

In the transition zone, relics of staurolite found at the contact with granoblastic kyanite and biotite (Fig. 9a) suggest the prograde reaction (Fig. 11):

St + Chl → Bt + Ky (3)

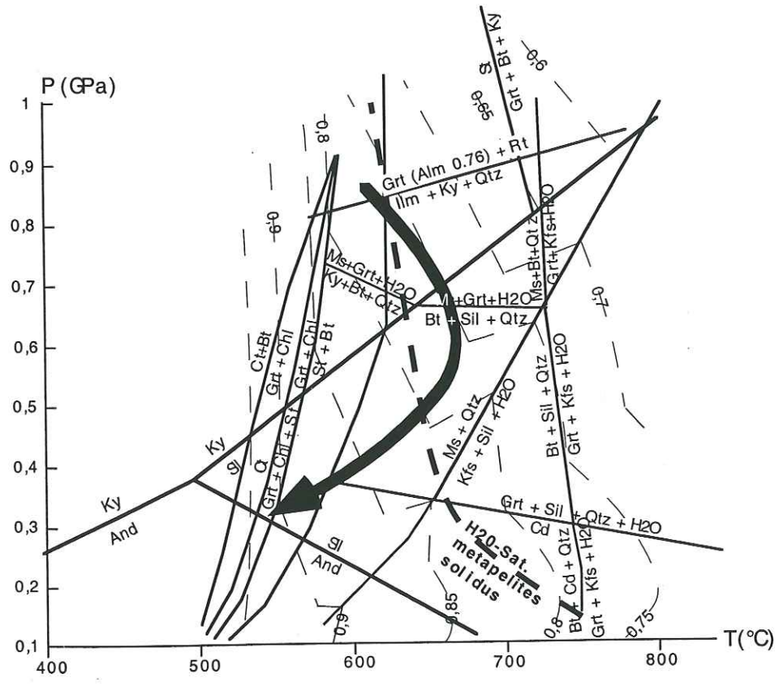


Fig. 11. Thermobarometric estimates of M2 P-T path in the transition zone of Dassu-Askole domes. KFMASH petrogenetic grid for XH2O = 1.0 and quartz in excess, same curves references as in Fig. 8.

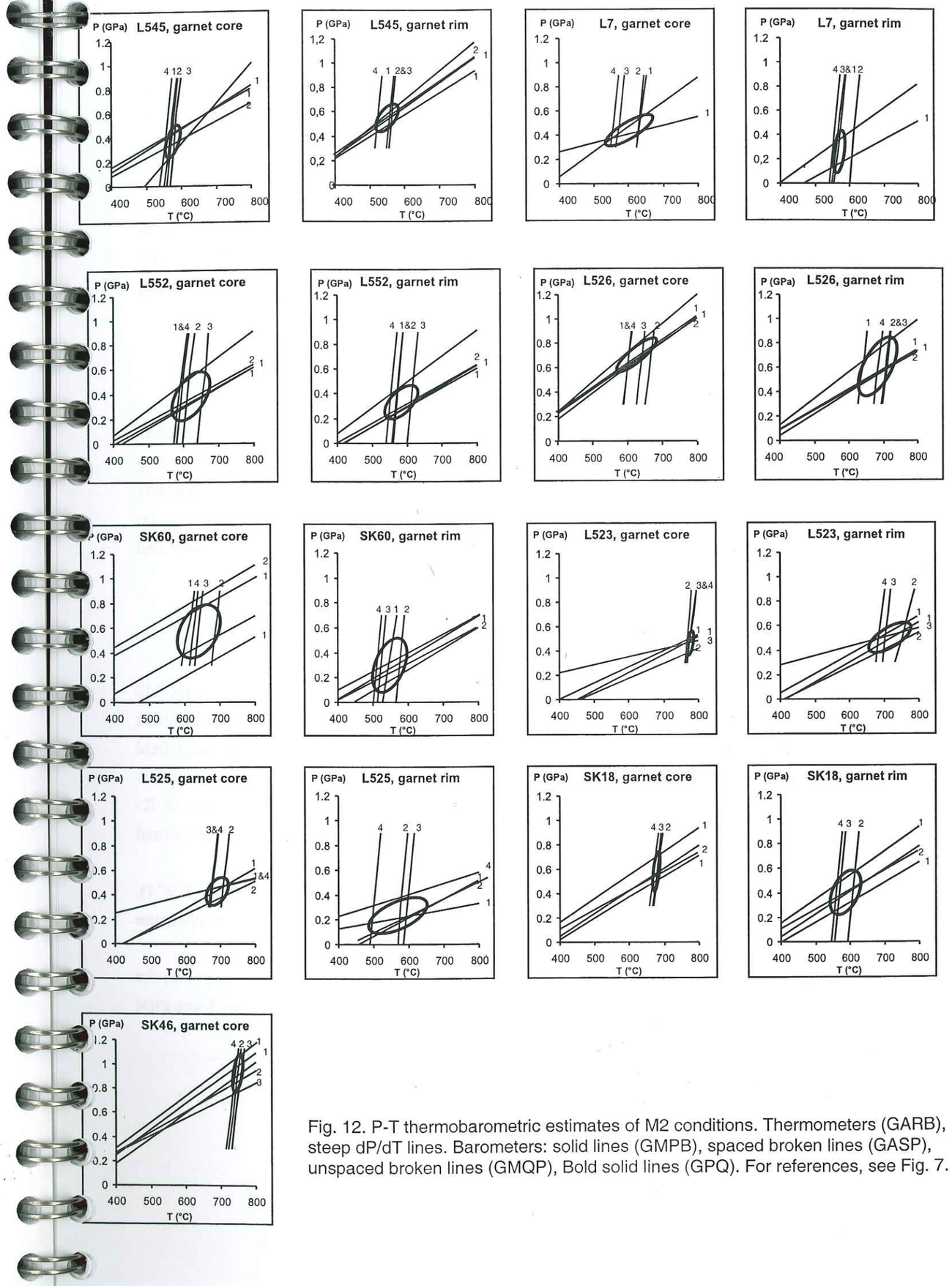


Fig. 12. P-T thermobarometric estimates of M2 conditions. Thermometers (GARB), steep dP/dT lines. Barometers: solid lines (GMPB), spaced broken lines (GASP), unspaced broken lines (GMQP), Bold solid lines (GPQ). For references, see Fig. 7.

Due to its steep slope, this reaction is a convenient thermometer. The calibration of Spear & Cheney (1989) give a temperature estimate close to 620°C for a pressure of 0.8 GPa, fixed by the reaction (2).

Development of biotite + sillimanite:

This mineral association corresponds to the replacement of garnet by a biotite + sillimanite assemblage, which wraps garnet crystal. The garnet destabilisation is rarely associated with muscovite consumption. Thus, crystallisation of biotite + sillimanite assemblage must be a product of the garnet + muscovite destabilisation, according to the reaction (Fig. 11):

Ms + Grt → Sil + Bt + Qtz (4)

For Vielzeuf (1984), who has observed this reaction in numerous granulitic metapelitic gneisses, this reaction is mainly pressure dependant, the sillimanite + biotite assemblage being stable under 0.6 GPa, and takes place at temperatures between 650 and 725°C. Biotite + sillimanite can also be produced by destabilisation of garnet + K-feldspar (Vielzeuf, 1984). However, no microscopic criterion for the occurrence of this reaction has been observed, as K-feldspar and sillimanite are always stable together.

P-T evolution in the transition zone

In this zone, the M1 assemblage, characterised by rutile + staurolite relics, defines a pre-M2 P-T field bounded by reactions (2) and (3) at P > 0.8 GPa and T < 625°C (Fig. 11). Subsequent destabilisation into biotite + kyanite implies a temperature increase in the kyanite stability field according to the reaction (3) (T > 600°C, P > 0.6 GPa). It is followed by crystallisation of biotite + sillimanite, symptomatic of a pressure decrease below 0.6 GPa during M2. The absence of K-feldspar at this stage implies that temperatures have never exceeded 700°C, i.e. the M2 thermal increase after the pressure peak must be less than 80°C in the transition zone (Fig.10).

This P-T evolution is also evidenced by thermobarometry. Ganguly and Saxena (1984), Hodges and Spear (1982) and Perchuk and Lavrent'eva (1984) calibrations give temperature estimates close to those deduced from net transfer reactions (Fig. 12).

Estimated temperatures increase towards the core of Askole and Dassu domes. Far from the core of the domes (i.e. far from the K-feldspar –in / Kyanite out isograd), thermobarometric estimates yield temperatures of ~ 575-600°C at pressures of 0.35-0.45 Gpa.

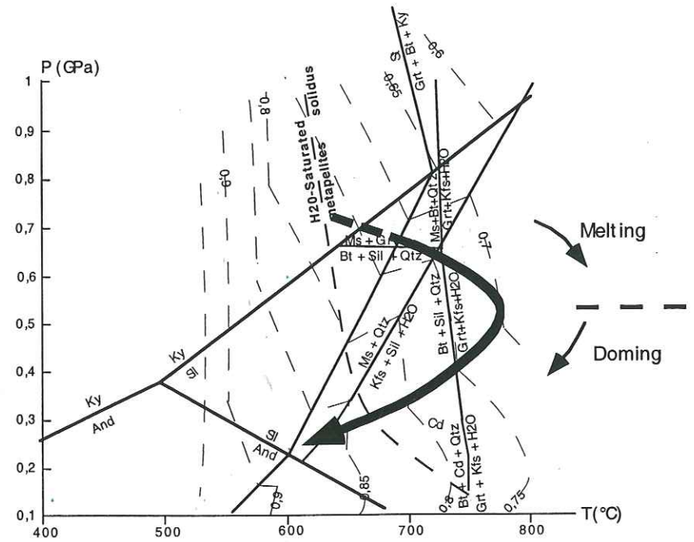


Fig. 13. P-T path of M2 metamorphic evolution in the High-grade dome zone. Thermobarometric estimates of M2 P-T path in the high grade zone. KFMASH petrogenetic grid for XH2O = 1.0 and quartz in excess, same curves references as in Fig. 8. Anatexis occurs in the increasing temperature path, by muscovite and biotite dehydration melting. Doming in decreasing temperature path, as evidenced by field relations.

Using the garnet core composition of samples L7 and L545, we obtained similar results : temperatures of 602 ± 68°C and 575 ± 20 °C at estimated pressures of 0.44 ± 0.1 GPa, and 0.37 ± 0.1 GPa respectively. Core-rim thermo-barometric variations are within the range of uncertainties. Estimates using garnet rim compositions of L7 and L545 are of 570 ± 12 °C and 550°C ± 30°C at pressures of 0.26 ± 0.2 and 0.48 ± 0.1

Towards the inner part of the transition zone (sample L552), estimated temperatures are slightly higher (using garnet core composition: T = 620 ± 50°C, P = 0.4 ± 0.2 GPa; using rim composition : T = 585 ± 45°C, P = 0.33 ± 0.2 GPa).

Close to the limit of Askole and Dassu domes high-grade zones (sample L526, SK60), the temperature estimates are close or above 700°C. For sample SK60, we obtained a temperature estimate of 641 ± 60°C at 0.57 ± 0.2 GPa with garnet core composition, and a lower temperature estimate of 547 ± 50°C at 0.30 ± 0.2 GPa. In the case of sample L526, a higher temperature estimate is obtained with garnet rim than with garnet core compositions. This observation reflects the increase of the pyrope contents observed in compositional zoning of garnets (Fig. 10), and shows that garnets of sample L526 grew during increasing temperature conditions. Thermobarometric estimates of sample L526 yield minimal P-T conditions for M1 of 625 ± 50°C and a pressure of 0.70± 0.1GPa using garnet core compositions in presence of kyanite. Garnet rim compositions, in presence of sillimanite yield P-T conditions for M2 of 685 ± 50°C and 0.60 ± 0.2 GPa. These estimates suggest that the inner transition zone have recorded a small, but significant, thermal increase (60°C) from M1 to M2.

IV.2. P-T estimates of high-grade zone samples

This zone is typically characterised by a migmatitic imprint, and pre-migmatisation P-T estimates are impossible. Textural observations show that the biotite + sillimanite association crystallised before the migmatisation but no relics of pre biotite + sillimanite association are preserved. However, as no structural break is observed between the transition zone and the high-grade zone, we assume that pre-M2 conditions were roughly similar and consequently, the P-T conditions before the crystallisation of biotite + sillimanite in the core of the domes could be T < 725°C and P > 0.6 GPa according to the reactions (3) and (4) (Fig. 13).

K-feldspar crystallisation and dehydration melting reactions

At the rim of the high-grade zone, the samples display the assemblage sillimanite + biotite + K-feldspar, associated with beginning of migmatisation. The jointed development of sillimanite and

K-feldspar and the observation of muscovite inclusions in poekilitic K-feldspar porphyroblasts within the leucosomes, suggest the two melt-producing reactions:

$Ms + Qtz \rightarrow Sil + Kfs + H_2O$ (5)

$Ms + Pl + Qtz \rightarrow Sil + Kfs + H_2O$ (6)

These reactions (Fig. 13) occur at 650-700 °C for pressure ranging between 0.4 and 0.7 GPa (Le Breton & Thompson, 1988).

In the core of the high-grade zone, generalised migmatisation leads to the development of K-feldspar in the leucosoms, in both pelitic gneisses and orthogneisses. In the core of the migmatitic domes, K-feldspars are rich in biotite and plagioclase inclusions and are often associated with garnet and sillimanite both in the leucosomes and neosomes (Fig. 9f). The K-feldspar + garnet association is limited by three divariant reactions:

$Bt + Ms + Qtz \pm Pl \rightarrow Grt + Kfs + H_2O$ (7)

$Bt + Sil + Qtz \pm Pl \rightarrow Grt + Kfs + H_2O$ (8)

$Bt + Cd + Qtz \rightarrow Grt + Kfs + H_2O$ (9)

These reactions were essentially pressure dependent and respectively calibrated at P > 0.6GPa (reaction 7), 0.3 GPa < P < 0.6 GPa (reaction 8) and P < 0.3 GPa (reaction 9) at ~ 750°C (Thompson, 1976; Vielzeuf, 1984; Le Breton & Thomson, 1988). Combining these reactions with the H_2O saturated metapelite solidus (Thompson, 1982), a P-T space domain is defined, in where H_2O liberation enhances melting (Fig. 13).

Reaction (8) has been well identified in samples from the core of the high-grade zone, where poekilitic K-feldspar including biotite and sillimanite relics are associated with round to euhedral garnets in migmatitic leucosomes. Field and thin-section analyses in this zone suggest that the development of K-feldspar + garnet in the leucosomes occurred in presence of sillimanite. In absence of cordierite, that give a lower pressure boundary (reaction 9), the development of K-feldspar + garnet according to the reaction (8), should have occurred at temperatures higher than 750°C for a pressure comprised between 0.3 and 0.6 GPa.

P-T estimates based on cationic exchanges are in good agreement with these estimations. In the Askole dome, GARB calibrations of Ferry & Spear, (1978), Hodges & Spear, (1982) and Ganguly & Saxena (1984) applied to sample L523, from the migmatitic core of the dome, with core compositions (Fig. 5b and Fig. 12) yield peak temperature conditions of 776 ± 10°C and 0.46 ± 0.1 GPa. The sample L525, from the non-migmatitic rim of the dome yields a lower temperature

estimate with garnet core composition of 670 ± 50°C (P = 0.5 ± 0.2 GPa).This lower estimates reflect both heterogeneous HT equilibration in the dome core and retromorphic reequilibration of L525 garnet rims (see Fig. 10).

Farther west and closer to the MKT/Shigar fault, in the migmatitic Dassu dome, sample SK46 (Fig. 5b), also yields high P-T conditions of 735°C ± 15°C and 0.92 ± 0.2 GPa using garnet core composition. Sample SK18, located in the outer part of the high-grade zone, yields a temperature estimate of 677 ± 10°C and a pressure estimate of 0.58 ± 0.15 GPa, using garnet core composition. These estimates are slightly below the temperature peak deduced from mineral associations (> 750°C) and probably reflects post-HT peak reequilibration. Such thermal reequilibrations are classically observed in himalayan granulitic facies rocks (MacFarlane, 1999; Guillot, 1999).

To summarise, the temperature peak in the central domes area must not have exceeded 800°C as no pyroxene has been observed in the metapelites, and was probably close to 770 ± 10°C, as recorded by the Askole assemblages and mineral chemistry. In the Dassu dome, lower temperatures of 735 ± 15°C are recorded. It may only reflect the lack of sampling in the hardly accessible (steep mountain zone) Dassu dome innermost part and/or partial reequilibration.

Late evolution

Late poekilitic muscovite is observed in all K-feldspar bearing samples, at the contact between sillimanite and K-feldspar (Fig. 9g). It suggests the following reaction (Fig.11), which implies the availability of water during retrogression:

$$Kfs + Sil + H_2O \rightarrow Ms + Qtz \quad (9)$$

The retrograde P-T path is also constrained by the absence of cordierite. Using the petrogenetic grids (Fig.11), it implies initial retrograde P-T conditions close to 600-650°C, at pressures above 0.3 GPa, in both Dassu and Askole domes. Using the rim analyses of garnets, we obtain P-T estimates of 720 ± 60°C and pressure of 0.50 ± 0.1 GPa for L523, and a much lower temperature estimate for L525 of 550 ± 50°C (P = 0.25 ± 0.25 GPa), in Askole dome. In Dassu dome, we obtain garnet rims P-T estimates of 586 ± 40°C at 0.40 ± 0.15 GPa for SK18 and 586 ± 45°C, 0.4 for SK46. These results which imply a strong cooling after the thermal peak (Fig.11) in both Dassu and Askole domes.

V. DISCUSSION

At the scale of the NW himalayan syntaxis from Hunza to Hushe, and also at the scale of the studied area, M1 tectono-metamorphic event is characterised by a NW-SE pattern with north-eastwards increasing metamorphic grade from greenschist facies conditions (T < 400°C and P < 0.5 GPa) to upper amphibolitic conditions (650-700°C, 0.6-0.8 GPa). The retrogression of high-grade metamorphic rocks (Ho Lungma valley) occurred along a "cold", steep, P-T path (Fig. 9). As discussed previously, this tectono-metamorphic event related to the stacking and thickening of the India-Asia collision zone probably ended before 37 Ma in this area (Fig. 14a) (Parrish & Tirrul, 1989; Searle et al., 1989).

The M1 structural pattern, parallel to the belt, is obliquely crosscut by two east-west alignments. To the north, the Baltoro granite, and farther to the south the alignment of domal structures (Fig. 1). The domes alignment can be followed from Jutial (NW corner of the Nanga Parbat-Haramosh spur) to Askole (Karakoram) areas. It is linked to a marked thermal anomaly, giving rise to a M2 HT granulitic metamorphism. Crystallisation and cooling ages obtained in this area suggest that M2 metamorphism and subsequent dome formation occurred between 10 and 3 Ma. The Baltoro granite, dated at 21-25 Ma, precedes the M2 metamorphic evolution, but its orientation, parallel to the M2 metamorphic zoning, suggests an emplacement in a similar tectonic, kinematic and thermal context. Thus, the E-W trending thermal anomaly may have initiated as soon as 25 Ma in the Baltoro area, and have further migrated southward in the domal area.

Our metamorphic study North of Skardu, in Karakoram, clearly shows that rocks affected by M2 metamorphism have equilibrated at high temperatures (max of 770°C) and moderate to low pressure conditions (0.4-0.9 GPa). At the outer margin of the domes, in a transition zone, the M2 metamorphic event partially overprints the M1 mineral association. Here, the P-T path is characterised by a small thermal increase, up to 650°C at 0.5-0.6 GPa, followed by pressure and temperature decrease under low amphibolitic facies conditions (Fig.10). In the high-grade zone, the M1 mineral association is completely erased, then it remains difficult to evaluate the pressure peak conditions. Considering field continuity from outer to inner part of the domes, we assumed initial P-T conditions of ~0.7 GPa for ~620°C (Fig. 13). Combining early M2 conditions and M2 thermal peak conditions (around 770°C and 0.5-0.6 GPa), a P-T path can be drawn for the inner part of the domes zone characterised by (i) a temperature increase of about 150°C associated with a slight pressure drop of about 0.2 GPa; this thermal increase is responsible for the partial melting of metapelites and orthogneisses, by muscovite and biotite dehydration melting. (ii) Retrogressive cooling path initiated at ~ 0.5 GPa (Fig. 13).

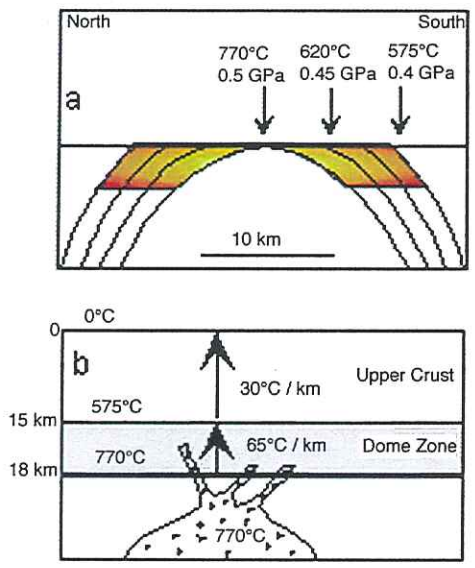


Fig. 16.a) Schematic spatial distribution of P and T during M2, from the inner part to the outer part of the dome area. b) Paleogeotherm distribution in the dome and above the dome, deduced from a). The higher value of the geotherm in the dome compare to the value of the geotherm above the dome suggests the occurrence of magmatic intrusion below the domes.

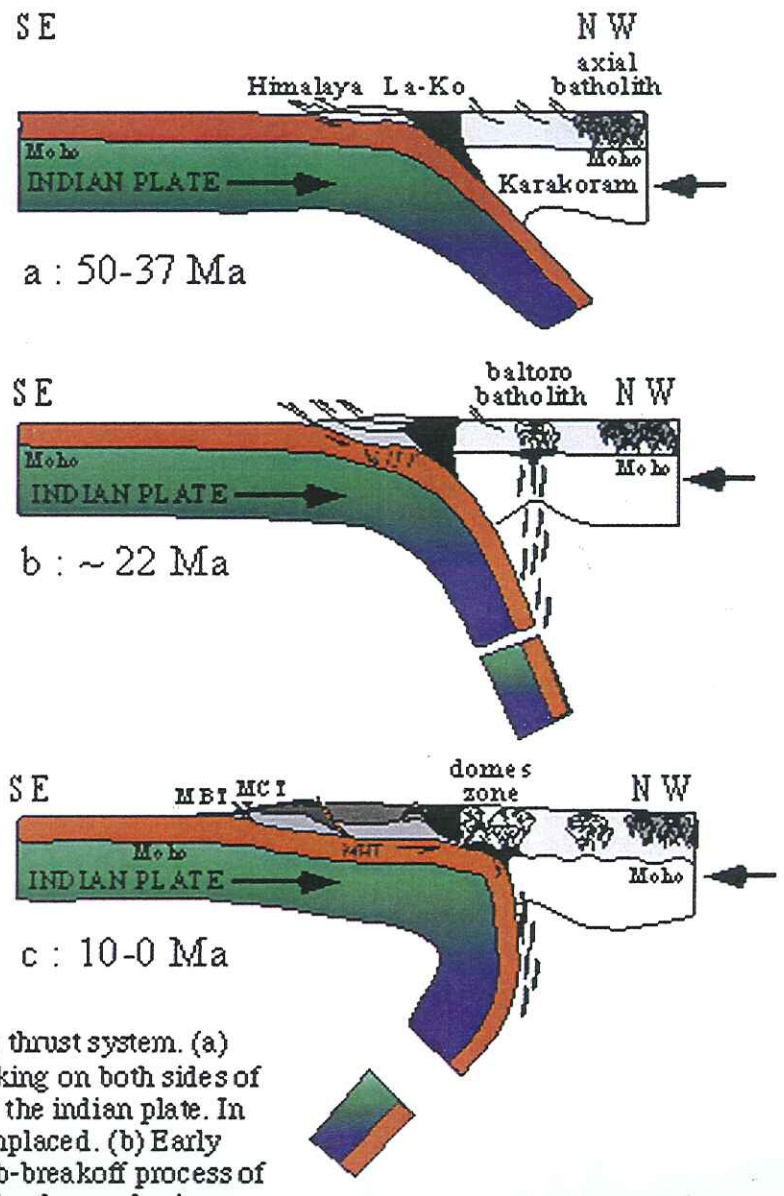


Fig. 14. Schematic evolution of the Himalaya-Karakoram belt thrust system. (a) The early M1 evolution is characterised by south-vergent stacking on both sides of the Ladakh-Kohistan arc (La-Ko), related to the subduction of the indian plate. In the central Karakoram, main of the axial batholith has been emplaced. (b) Early Miocene emplacement of the Baltoro granite related to the slab-breakoff process of the indian subducting plate. This process leads to the uprise of asthenospheric mantle and to the melting of the Karakoram crust and lithosphere by underplating (e.g., Davies & Blanckenburg, 1995). (c) Late Miocene to present-day rollback of the subducted indian plate, leading to a southward propagation of the thermal anomaly. The buckling of the Karakoram plate and the thermally weakened mid-granulitic crust leads to the development of crustal-scale folds in the southern part of the Karakoram.

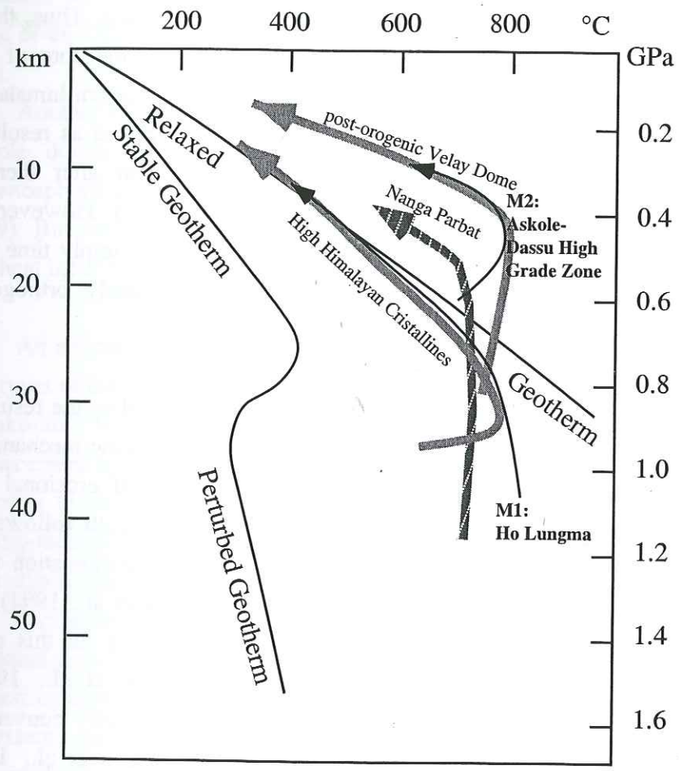


Fig. 15. Stable, perturbed and relaxed geotherms compared to P-T paths obtained during this study (thin black lines), and some other P-T paths (grey/dark thick lines): for the himalayan Nanga Parbat Pliocene exhumed gneisses (Whittington *et al.* 1998), for the syn-stacking Miocene metamorphism in the High Himalayan Cristallines, (Guillot *et al.* 1999), and for post-orogenic hercynian metamorphism in the Velay dome, French Central Massif (Gardien *et al.*, 1997).

The E-W alignment of domal structures suggests a N-S direction of shortening, and has been interpreted as the amplification of crustal-scale folds (Pêcher & Le Fort, 1999). This interpretation is also supported by a large E-W negative Bouguer anomaly, followed from the zone of 8000 meters peaks of Karakoram (top of Baltoro glacier, see Fig. 1) to the Haramosh spur (Caporali, 2000). This author interpreted this Bouguer anomaly as a response of the buckling (folding) of the lithosphere with a wavelength of 300 km and a secondary buckling of the 60-km thick Karakoram crust with a wavelength of 80 km along a N-S direction.

Field relationships clearly show that melting started before the complete doming. Thus, these structures are rather similar to slightly younger dome structures recognised in the core of the western (Nanga Parbat, southwest of Skardu, Schneider et al., 1997; 1999) and eastern himalayan syntaxis (Namche Barwa, Burg et al., 1997). In these areas, doming is interpreted as resulting from exhumation of mid-crustal granulites by crustal-scale fold amplification after thermal weakening of the previously thickened crust (Burg & Podladtchikov, 1999; 2000). However, in those two areas, the domes strike N-S, accounting for E-W shortening. It would imply time and spatial partition of the deformation in a transpressive regime, along two nearly orthogonal directions N-S and E-W, as suggested by Seeber & Pêcher (1998).

High temperature metamorphism in collisional zones is classically interpreted as the result of thermal relaxation of the thickened continental crust, exhumed by erosional or tectonic mechanisms (England & Thompson, 1984). In the case of exhumation by a combination of erosional and tectonic processes, as observed in Central Higher Himalaya, the retrograde P-T path follows the relaxed geotherm (Fig. 15). In contrast, in the case of rapid tectonic dominant exhumation (> 3 $mm.yr^{-1}$), as observed in the Nanga Parbat or Namche Barwa syntaxis (Winslow et al., 1994), the retrograde path is nearly adiabatic and crosscuts the relaxed geotherm (Fig. 15). In this case, melting occurs by decompressional anatexis (Zeitler et al., 1993; Whittington et al., 1999). Nevertheless, thermal models of exhumation by extrusion processes in continually convergent orogens have been shown to produce only limited thermal increase (Thompson et al., 1997; Jamieson et al. 1998). In the case of the himalayan syntaxes (Burg & Podladchikov, 1999; 2000), the high rate of exhumation linked to fold amplification mechanism, seems unable to produce any thermal increase during exhumation. Actually, the P-T path evolution observed in the Dassu-Askole area differs from the previous cases discussed before by a strong thermal increase that occurred at the beginning of the exhumation, so the path crosscuts the relaxed geotherm (Fig. 15). Even if the exhumation rate is rapid in the Dassu-Askole dome (~3 $mm.yr^{-1}$, deduced from data of Smith, 1993), the strong heating followed by a fast cooling during exhumation can not be explained by the same heat transfer mechanism as that suggested for the Nanga Parbat and Namche Barwa syntaxis.

But to explain such a strong temperature increase below the relaxed geotherm, additional heat input must be advocated (De Yoreo et al., 1991).

A first possibility would be shear heating, as the domes lie in the vicinity of the MKT. But models based on shear heating (Treloar, 1997; Leloup et al., 1999) clearly demonstrated that even in the most favorable conditions this mechanism can not explain rock heating up to 700°C for pressures of 0.6 GPa. Moreover, it can be noticed that temperatures reached along to the MKT (west of the Dassu dome) are lower than farther to the east, in the Askole dome, far from any major fault.

Another tectonic setting for which the dT/dP gradient is still higher than observed in Dassu-Askole domes is late orogenic extensional setting, in which heat advection is related to asthenospheric mantle uprising and magma underplating (Gardien et al., 1997; Vanderhaeghe et al., 1999). But, in the case of the Dassu-Askole domes, the still active compressive context excludes any heat input related to post-orogenic extension.

An alternative hypothesis for additional heat input in Dassu-Askole domes is supported by two types of data, time migration of the thermal anomaly and chemistry of related granitoids. In S-Karakoram, first indication of an E-W trending of thermal anomaly is the Baltoro granite emplacement at 21-25 Ma. It marks the transition from the syn-M1 oblique SW-NE shortening direction to the syn-M2 north-south shortening direction. Farther south, the thermal anomaly corresponds to the dome area, were ages are ranging between 10 and 3 Ma, spatially correlated with pluton emplacement (f.i., the Hemasil syenite, NW of Dassu Dome).

A cross-section from the outer part (transition zone) to the internal part (high-grade zone) of the dome zone shows that temperature increases from 575 ± 20°C to 770° ± 10°C, whereas pressure of thermal peak increases from 0.4 ± 0.2 GPa to 0.5 ± 0.1 GPa. The pressure difference between the external part of the transition zone to the inner part of the high-grade zone suggests that the high-grade zone records a vertical exhumation of about 3-4 km relative to the transition zone during the doming event (Fig. 16a). Assuming a vertical motion of 3-4 km and a temperature difference of 200°C between the transition zone and the core of the high-grade zone, it leads to a geothermal gradient within the domes structure of 60 ± 10 °C/km. The geothermal gradient above the transition zone can be evaluated to 30 ± 10 °C/km (Fig. 16b). The fact that the geothermal gradient is high within the dome zone and that it is lower above the domes can be interpreted in terms of different types of heat transport. Above the domes, the estimated geothermal gradient is close to "normal" continental geothermal conditions, suggesting that heat conduction is superior to heat advection (e.g., Turcotte & Schubert, 1985). In contrast, within the dome, the high estimated geothermal gradient suggests that heat advection becomes more efficient (Turcotte & Schubert, 1985; Winslow

et al., 1994). The occurrence of numerous pegmatitic dykes cross-cutting the earlier M2 foliation, tilted before doming, and the presence of plutons exhumed at the present-day surface level in some domes core, suggest that the potential heat source to explain such a high thermal gradient could be pluton emplacement below the domes zone (Fig. 16b). A minimal temperature of the underlying magma of 770°C is required to maintain anatectic production in the dome core (Scaillet et al., 1995).

The geochemical nature of the magmatism associated with the zone of thermal anomaly shows that mantle must be involved in the sources: the Baltoro granite has an hybrid (mantle-crust) isotopic affinity (εNd of -8 to -13 and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of 0.707 to 0.711; Searle et al., 1992), and is temporarily and spatially associated with the Hunza leucogranitic dykes and the K2 lamprophyres and shoshonites (Zanettin, 1964; Rex et al., 1988; Searle et al., 1989; Schärer et al., 1990; Pognante, 1990). In the dome area, the 9 Ma old Hemasil syenite, synchronous of the Hemasil dome formation (a small dome NW of Dassu dome) has also clear mantellic affinity (εNd of 3 to 4.4 and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of 0.704 to 0.706; Lemennicier, 1996).

This mantle-related magmatism suggests a mantle-derived heat source to allow granulitisation of the mid-crustal levels now exhumed in the Dassu-Askole domes area. Such relationships between a mantellic-related magmatism and a thermal anomaly in a collisional context have already been observed, and interpreted as resulting from slab break-off processes (Davies & Blanckenburg, 1995). In the Himalaya-Karakoram belt, this hypothesis of slab break-off for the Himalaya-Karakoram belt is supported by recent tomographic data (Van der Voo et al., 1999), reinterpreted by Chemenda et al. (2000) for the Central Himalaya, suggesting that at circa 20-25 Ma, the subducted indian lithospheric mantle broke (Fig. 14b). In addition, the southward propagation of the thermal anomaly since 25 Ma supports the hypothesis of an indian slab roll-back following the slab break-off process (Fig. 14c) (in accordance with the mechanism modelled by Davies & Blanckenburg, 1995).

CONCLUSION

The mid-crustal granulitic rocks, located in the northwestern part of the Himalaya-Karakoram belt, provide new evidences of high temperature granulitic metamorphism associated with doming and crustal/mantle anatexis in a compressive context. They record high peak temperature conditions (750-770°C), related to a strong thermal increase (~ 150°C), in a decompression context at 0.4-0.6 GPa. Thermal increase is responsible for muscovite and biotite dehydration melting and migmatisation. The mid-crustal levels, weakened by the anatexis, are exhumed in the core of dome structures by a mechanism of crustal-scaled fold amplification. Relationships between young (less than 22 Ma) magmatism with mantellic affinities, doming and rapid exhumation of granulites in the NW Himalaya syntaxis could be related to a slab breakoff process. The southward propagation of the thermal anomaly also suggests the rollback of the subducting indian Plate following slab breakoff.

Granulitic domes of the NW Himalaya syntaxis provide a case example of very young migmatites and granulitic rocks, clearly formed and exhumed in a compressive tectonic context, by processes implying additional mantle heating and crustal softening. Similar mechanisms may have to be considered as a possible alternative for the formation of granulites in old orogens, where they are classically interpreted as the result of post-orogenic extension.

Acknowledgements

This study was supported by Centre National de la Recherche Scientifique and by the French Foreign Ministry. We thank Jean-Marc Lardeaux for discussions and suggestions. Careful review and suggestions of an earlier draft by Patrick O'Brien were much appreciated. The Geosciences Laboratory of Islamabad (Pakistan) are thanked for field assistance.

2 – Estimations P-T dans les séries calco-silicatées, basiques et ultrabasiques

a - La lithologie calco-silicatée :

Une étude plus détaillée de cette lithologie a été effectuée avec Laurent Esclauze (mémoire de maîtrise, Grenoble,1999). Nous nous attacherons ici à décrire les assemblages caractérisant le pic de température M2.

En bordure de dôme, les lithologies les plus riches en calcium (marbres blancs de Korophon) montrent un assemblage M2 caractérisé par des baguettes souvent pluri-centimétriques de trémolite baignant dans une matrice constituée de grains de calcite (échantillon L511, Fig. IV.8). Cet assemblage est stable jusqu'à 950°C à 0.6 GPa (Fry et Fyfe, 1969 ; Vielzeuf, 1982). Par ailleurs, l'absence de wollastonite dans des marbres, à proximité de pélites équilibrées à plus de 700°C, suggère une pression partielle forte en CO_2 (>0.5), (Winkler, 1967 ; Vernon, 1976).

En cœur de dôme, les lithologies riches en calcium sont calco-silicatées, et sont formées d'assemblages minéralogiques beaucoup plus variés. L'échantillon L541 montre l'assemblage : grenat + scapolite + plagioclase + biotite + quartz ± sphène ± magnétite ± graphite ± calcite (2-3, Planche IV.1; Table IV.1). Le grenat est riche en grossulaire, et faiblement zoné du cœur à la bordure (cœur-bordure : Xalm = 51-52, Xpy = 8.9-9.1, Xgro = 35.4-35.6, Xsps = 4.6-3.0). La scapolite est fréquente, elle définit la foliation avec la biotite et cristallise autour du grenat en texture coronitique et aux dépens du plagioclase (2, Planche IV.1). Elle est fortement substituée en méionite (Xme = 76-78%), et relativement pauvre en Na (Na/Ca ~ 0.3). Le plagioclase est riche en anorthite (cœur-bord : An 62-57), de type labrador. La biotite est relativement riche en magnésium (X_{Fe} = 0.56-0.57).

La cristallisation de scapolite méionitique suggère donc les deux réactions (prograde) suivantes :

- au dépens du grenat :

grossulaire + plagioclase + CO_2 → Meionite + quartz + calcite,

cette réaction est décrite dans les granulites de Finlande par Aitken (1983) à plus de 725°C. L'assemblage grossulaire-plagioclase-scapolite a également été observé dans les granulites d'Ecosse et de Finlande (Deer et al., 1996).

-La cristallisation de la scapolite au dépens du plagioclase suggère la réaction :

anorthite + CO_2 et ou SO_4 → Scapolite + calcite

qui implique des conditions minimales de température de 775°C à 1.2 GPa pour la forme de méionite riche en sulfate, et de 880°C pour la forme de méionite riche en CO_2 (Goldsmith, 1976).

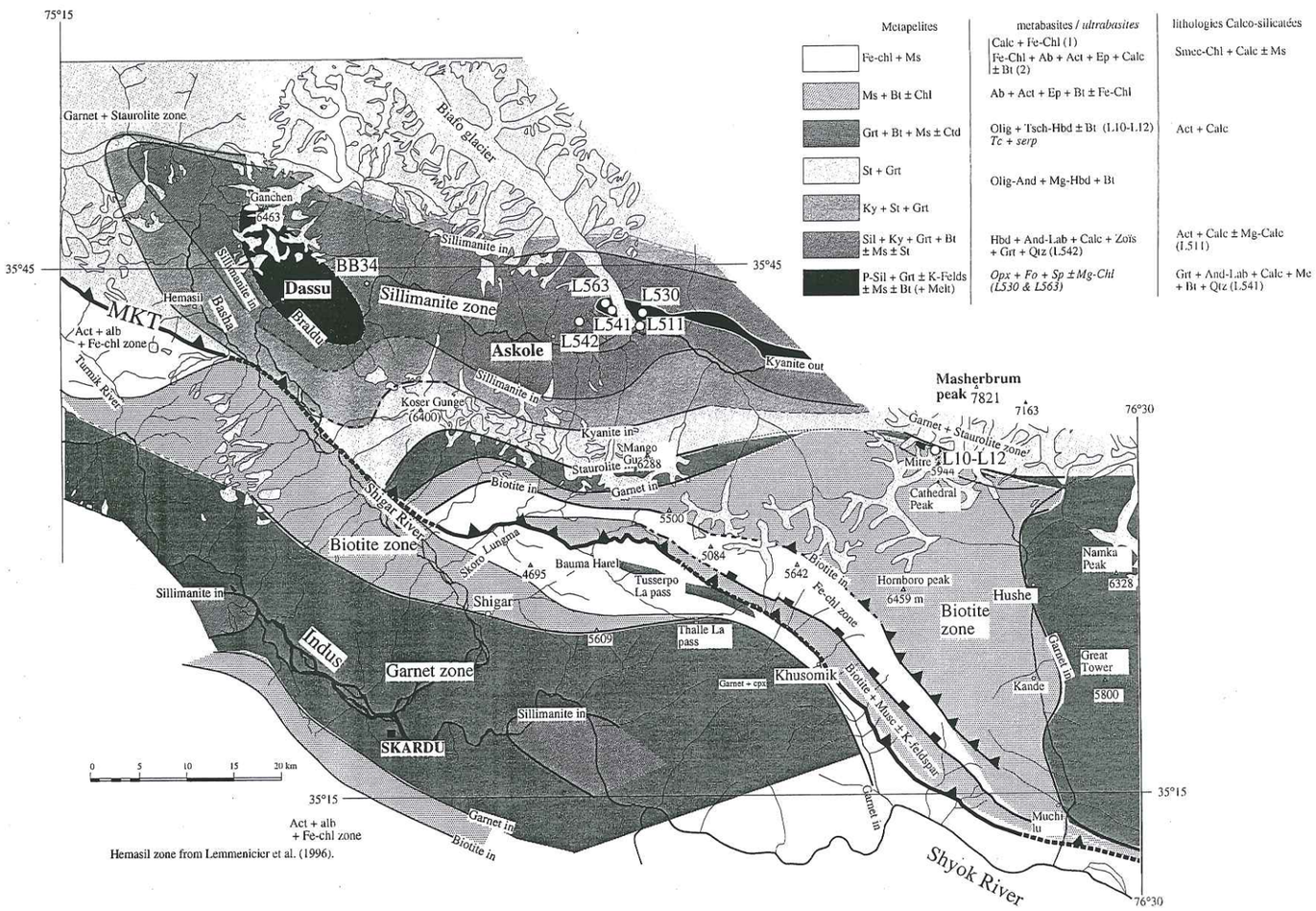


Fig. IV.8. Evolution métamorphique régionale, des lithologies ferro-magnésiennes (basiques et *ultrabasiques*) et calco-silicatées.

Planche IV.1. Microphotographies des lithologies autres pélitiques de la marge Karakorum. 1, métabasite du complexe de roches vertes du Masherbrum (éch. L28,localisationsur la figure 8, rolland et al., 2000a), la foliation est marquée par des amphiboles de type tschermackite, avec des plans C (mouvement normal vers le sud) marqués par des recristallisations de biotite. 2-3 : lithologie calco-silicatée à grenat-biotite-plagioclase-scapolite-quartz-sphène±graphite (2 : LP, 3 : LN), notez que le grenat est auréolé de scapolite, faciès des granulites. 4-5 : métabasites dans la zone de transition (hornblende-grenat-biotite-zoïsite-quartz±graphite), faciès des amphibolites (4 : LP, 5 : LN). 6-8 : lithologies ultrabasiques à orthopyroxène-olivine-spinelle-Mg-chlorite ± magnésite ± talc.

La production de CO_2 à partir des deux réactions précédentes suggère une forte activité du CO_2, piégé en partie sous forme de graphite, observé en lamelles bordant la scapolite, souvent interpénétrées avec des phyllosilicates ($CO_2 \rightarrow C + O_2$).

Une estimation des conditions pression - température a également été faite à partir de la thermobarométrie d'échange cationique entre le grenat et les autres minéraux. Cette estimation donne une température de 700 ± 80°C, sur le thermomètre grenat-biotite et une pression de 0.8-0.9 GPa, sur le baromètre grenat-plagioclase-biotite (Table IV.2). Les estimations en pression sont probablement surestimées du fait de la présence de Ca en excès, le Ca intervenant directement dans le calcul barométrique du couple plagioclase-grenat (Spear & Peacock, 1989). L'estimation de 0.5-0.6 GPa fournie par les métapélites semble donc la plus fiable.

b - Les lithologies basiques et ultrabasiques :

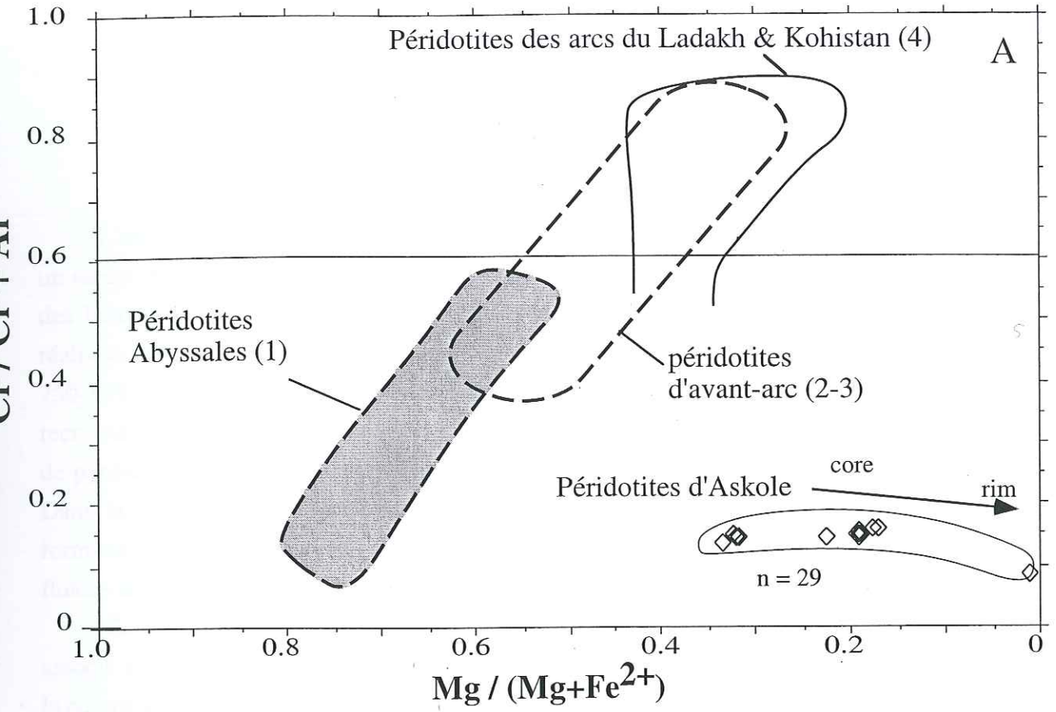
Les métabasites sont présentes en différents points de la zone d'étude, et montrent la même progression du métamorphisme à l'échelle régionale que les métapélites, avec une zone dans le faciès des schistes verts, caractérisée par la présence de l'assemblage actinote + calcite + chlorite + épidote dans les vallées de Thalle et Hushe, au sud du Karakorum et dans la zone de suture de Shyok.

Les métabasites échantillonnées plus près des dômes (échantillon L542, zone de transition) montrent des assemblages de plus haute température. L'échantillon L542 (amphibolite) présente l'assemblage suivant : grenat + hornblende + plagioclase + zoïsite + biotite ± sphène ± calcite ± quartz (4-5, Planche IV.1). Cet assemblage montre, chose rare dans cette zone, des signes de rétromorphose, avec des compositions de plus en plus calciques du cœur à la bordure des grains d'amphibole et la présence de chlorite en bordure de la biotite. Le plagioclase est très proche du pôle anorthite (An 80-89), à l'équilibre textural (de bordure) avec un grenat riche en grossulaire (cœur-bordure : Xalm = 52-50, Xpy = 9.2-8.6, Xgro = 32.8-35.6, Xsps = 5.8-5.7). La zoïsite est pauvre en Fe^{3+} (Xczo = 0.98). L'amphibole, relativement riche en magnésium, évolue d'une composition de tschermackite au cœur ($(Na+K)_A$ = 0.26, $Si_{6.2}$) à une composition proche de la transition hornblende-trémolite en bordure ($(Na+K)_A$ = 0.21, $Si_{7.4}$). La biotite est riche en magnésium (X_{Mg} = 0.51-0.55). Les estimations pression-température effectuées sur l'assemblage de l'échantillon L542 sont présentées en annexe dans la table IV.2. Les estimations en température, en utilisant une combinaison de calibrations sur le couple grenat-biotite, sont de 670 ± 60°C (2σ), et sur le couple grenat-hornblende de 633°C d'après la calibration de Graham & Powell (1984). Ces estimations en température sont proches de celles obtenues sur les métapélites de la même zone de Transition (650 ± 25°C). Les estimations en pression, sur l'assemblage grenat-plagioclase-biotite-

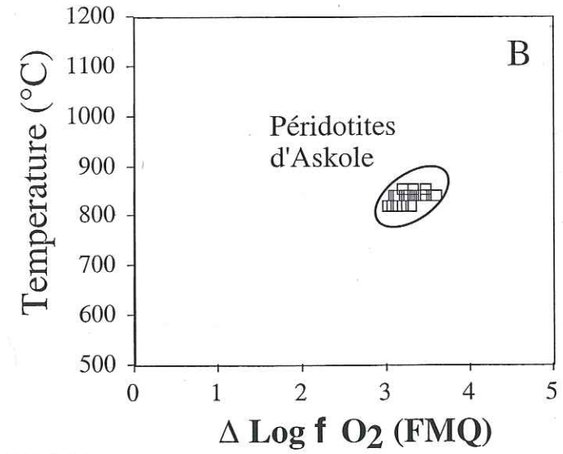
quartz, avec la calibration fournie par Hoisch (1990), sont de 0.35 GPa pour une température de 670°C. Cette estimation paraît légèrement sous-estimée puisque les conditions en pression estimées pour les métapélites au pic de température sont de ~ 0.5 GPa. Il est possible que l'assemblage ait subi un rééquilibrage tardif au cours de la rétromorphose, comme l'indique la présence de minéraux du faciès des schistes verts (chlorite, actinote).

Les ultrabasites sont moins fréquentes. En bordure de la zone des dômes, dans la klippe de roches vertes du Masherbrum, les ultrabasites montrent des assemblages à talc + serpentine ± calcite et présentent des reliques de spinelles chromifères auréolés de magnétite (Rolland et al., 2000a). Cette bande de roches vertes passe latéralement à la zone des dômes, où elle devient plus difficile à suivre, car extrêmement replissée dans les séries pélitiques. On a pu être échantillonner cette lithologie en cœur de dôme (échantillons L530 et L563, Fig. IV.8).

Les échantillons L530 et L563 sont des harzburgites présentant l'assemblage suivant : orthopyroxène + olivine + Mg-chlorite + spinelle ± talc ± magnétite (6-8, Planche IV.1 ; Table IV.3). Le spinelle est chromifère et présente des teneurs modérées en chrome et magnésium, et des teneurs élevées en aluminium et en fer (#Cr : 0.14, #Mg : 0.20 ; Fig. IV.9A). Il est inclus dans de la magnétite pure. L'olivine est proche du pôle forstérite (Fo : 95-97). L'orthopyroxène est très riche en enstatite (En 90-96). La chlorite est fortement magnésienne (XMg = 0.95). L'assemblage à orthopyroxène + olivine + chlorite magnésienne + spinelle montre par endroits des joints triples, significatifs d'une recristallisation à l'équilibre. Mais l'olivine et l'orthopyroxène cristallisent fréquemment aux dépens de la chlorite magnésienne. L'orthopyroxène se développe également aux dépens de l'olivine (photos 6-8 , Planche IV.1). Le talc et la magnésite sont également trouvés à l'état de relique dans des plages d'orthopyroxène. Ce développement très remarquable des minéraux de haute température (orthopyroxène, olivine, spinelle) aux dépens de minéraux de plus basse température suggère une cristallisation prograde. L'assemblage forstérite + enstatite + spinelle a été obtenu expérimentalement à partir de températures de 750°C à 0.5 GPa et 825°C à 1 GPa (Boyd, 1959 ; Deer et al., 1992). Une estimation complémentaire de température, réalisée à partir de l'assemblage orthopyroxène + olivine + spinelle, en utilisant le thermomètre de Wells et al. (1977), donne une température de 817-853°C (Fig. IV.9B). Le baromètre de Balhaus et al. (1991) donne une estimation de la fugacité en oxygène ($\Delta \log fO_2$) de 3.01-3.6 unités FMQ (Fayalite-Magnétite-Quartz) (Fig. IV.9C). La composition du spinelle et les valeurs de fugacité en oxygène obtenues sont nettement différentes (Cr# plus faible, Mg# plus élevé et valeurs de fugacités plus fortes) de celles des péridotites océaniques, ce qui confirme leur recristallisation métamorphique en milieu continental au cours de l'épisode M2.



1: Abyssal peridotites (Brindzia & Wood, 1990)
2: Mariana Seamount peridotites (Parkinson & Pearce, 1998)
3: Mariana Seamount Dunites (Parkinson & Pearce, 1998)
4: Arc peridotites (Grenada, Ichinomegata, Simcoe, Vanuatu, Solomons; Parkinson & Arculus, 1999).



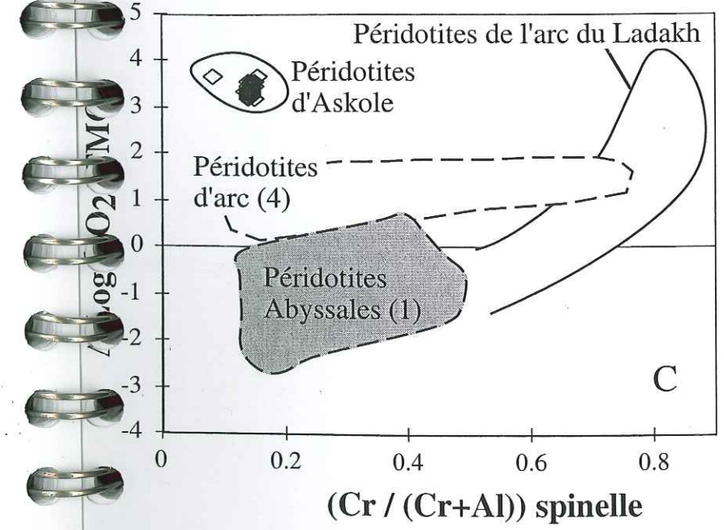


Fig. IV.9. A, chimie du spinelle des péridotites d'Askole comparées aux champs des péridotites d'arc (du Ladakh-Kohistan), d'avant-arc (Mariannes) et aux péridotites abyssales.
B, diagramme température vs. fugacité en oxygène.
C, diagramme fugacité en oxygènes vs. Cr# du spinelle, avec les champs des péridotites abyssales d'arc et d'avant-arc.

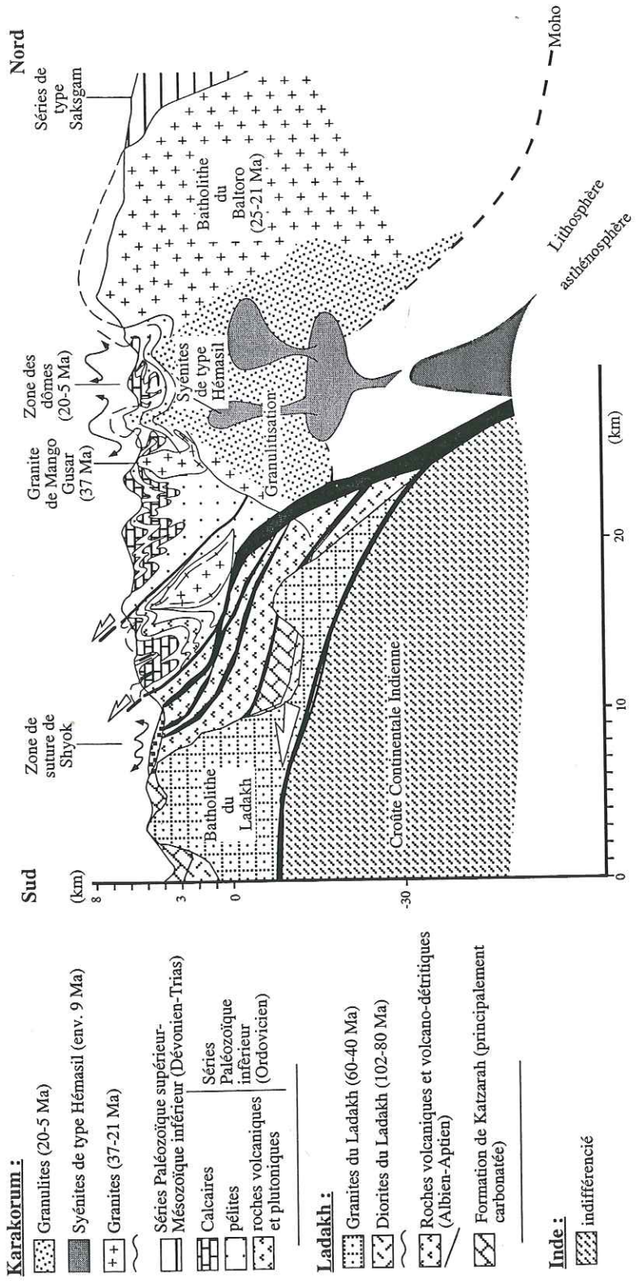


Fig. IV.10. Coupe géologique interprétative de la marge sud-est Karakorum. L'échelle verticale en-dessous de 0 km est réduite de 1/3.

3 – Conclusions sur l'étude des paragenèses de haute température :

L'étude de la lithologie pélitique nous a montré (cf. § IV.2.2.1) que la zone des dômes a subi un rééquilibrage local dans la faciès des granulites à T = 750-800°C et P = 0.5-0.6 GPa. L'étude des lithologies carbonatées, calco-silicatées, mafiques et ultramafiques complète les estimations réalisées sur la lithologie pélitique, et confirme des conditions de pic de température de M2 à T = 750-850°C à une pression de 0.5-0.6 GPa (c'est-à-dire à une profondeur de 15 à 18 kilomètres). La recristallisation de muscovite en rétromorphose, et la prédominance de minéraux hydratés (absence de pyroxène à 750°C dans les roches basiques) suggère de fortes pressions partielles des fluides. Dans la partie du cœur de dômes, l'acivité du CO_2 est localement importante, permettant la formation de scapolite. De nombreuses sources chaudes attestent également de la présence de fluides actuellement.

Ce réchauffement tardif (entre 25 et 5 Ma, principalement inférieur à 10 Ma) est localement associé à un magmatisme potassique à affinité isotopique mantellique (Syénite d'Hémasil), suggère la contribution directe de magmas issus de la fusion du manteau lithosphérique (e.g., Miller et al., 1999 pour la marge sud-tibétaine). La fusion du manteau lithosphérique a pu intervenir après le détachement de slab de lithosphère indienne vers 20 Ma. Les modélisations de Davies & Blanckenburg (1995) montrent que le processus de détachement de slab provoque la remontée du manteau asthénosphérique. Cette remontée asténosphérique a pu entraîner la fusion du manteau lithosphérique, puis la granulitisation de la croûte sus-jacente, toujours dans un contexte de raccourcissement nord-sud (Fig. IV.10).

IV.3. Décrochement à la limite est du bloc Ladakh-Karakorum : la faille du Karakorum.

En parallèle à l'étude de la marge sud-Karakorum et de son implication dans l'étude de l'évolution métamorphique de la marge asiatique et dans l'estimation de l'importance de l'épaississement dans l'absorption de la convergence, nous nous sommes intéressés à la zone de faille du Karakorum qui est une zone clé dans l'estimation de la part d'échappement latéral du bloc Tibétain dans la convergence indo-asiatique. Afin de préciser la part de l'absorption de la convergence par extrusion le long de cette faille, il est important de connaître précisément l'âge d'initiation et l'importance de son rejet. Par ailleurs, il reste à éclaircir quelle est son ampleur : s'agit-il d'une faille trans-lithosphérique, comme le proposent Leloup et al. (1995) pour la faille du Fleuve Rouge?

Les travaux de Molnar et Tapponnier (1975), ont montré que le Tibet est en cours d'échappement vers l'Est en réponse à la collision indo-asiatique. Les limites de la zone continentale en extrusion ont ensuite été précisées par Tapponnier et Molnar (1976, 1977), Tapponnier et al. (1982, 1986), Peltzer et Tapponnier (1988), Armijo et al. (1989), Peltzer et al. (1989), Avouac et Tapponnier (1993) et Meyer et al. (1996), (Fig. IV.11). Le bloc Tibétain, mobile, a pour limite nord la faille de l'Altyn-Tag, qui s'étend sur plus de 2500 km de long entre les blocs du Tarim et du Kun-Lun, au nord du Tibet. Il a pour limite sud-ouest la faille du Karakorum qui s'étend sur environ 1000 km de distance, et pour limite sud la zone de suture de l'Indus. La faille du Karakorum a pour terminaison nord-ouest un faisceau de failles décro-chevauchantes à vergence nord au niveau du Pamir (Fig. IV.11), et réactive la partie orientale de la zone de suture de Shyok avant d'aller se brancher sur le chevauchement à vergence sud de la zone de suture de l'Indus-Yalu au sud-est. Entre la terminaison sud-est de la faille du Karakorum et la faille de Jiale, qui limite la virgation est-himalayenne, il n'existe pas de limite décrochante continue.

L'âge des mouvements sur la faille du Karakorum, la durée de son fonctionnement, sa vitesse et, en fin de compte son importance dans l'absorption de la convergence Inde-Asie sont encore largement discutés. Il existe actuellement deux interprétations contradictoires :

- dans une première interprétation (Peltzer et Tapponnier, 1988 ; Avouac & Tapponnier, 1993 ; Liu et al., 1992), on admet un rejet très important le long de cette faille (1000 km de jeu dextre) et des vitesses également très fortes de l'Holocène à nos jours (32 mm an^{-1}). Ces estimations sont principalement basées sur les décalages observés sur images satellite des objets géomorphologiques de part et d'autre de la faille ; morphologies supposées acquises à la fin de la dernière époque glaciaire (12 ± 2 ka).

NW

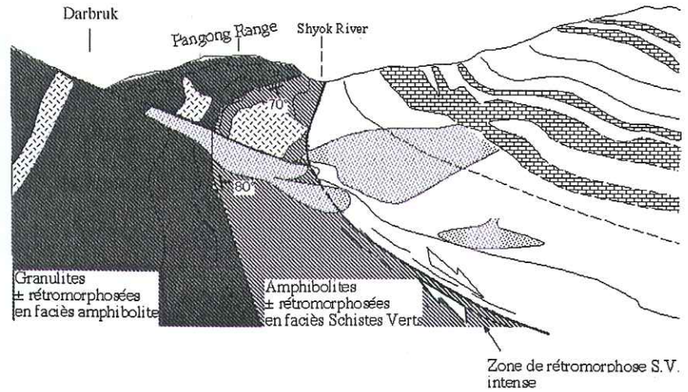


Fig. IV.12 (ci-dessus). Vue vers l'ouest de la zone de faille du Karakorum, en bordure nord du massif du Pangong.

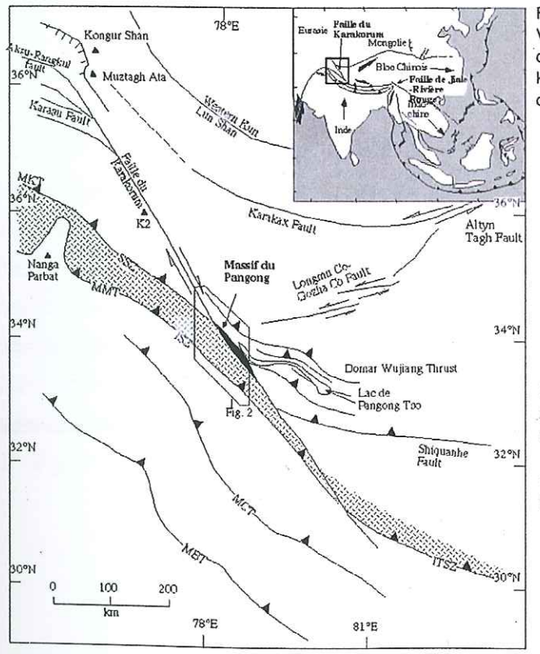


Fig. IV. 11 (ci-contre). Carte géologique simplifiée de la faille du Karakorum, avec la localisation de la zone étudiée (Fig. IV.11), d'après Murphy et al. (2000), modifié.

- Cependant, l'âge de la déglaciation et de l'initiation du modelé topographique est contesté par Searle et al. (1998), qui soulignent le large intervalle de temps nécessaire à la déglaciation de ces régions de haute altitude, comme suggéré par Gillepsie & Molnar (1995).
- Une seconde interprétation (Searle, 1996 ; Searle et al., 1998 ; Murphy et al., 2000 ; Weinberg et al., 2000) n'admet qu'un rejet beaucoup plus faible (120-150 km) et, par conséquent, des vitesses plus lentes (8.3 mm an^{-1}). Ces estimations se basent sur la position relative des granites du Baltoro (21 Ma) sur le flanc sud-ouest de la faille, et de Tangtse (18 Ma), sur le flanc nord-est de la faille, supposés avoir formé un même alignement est-ouest de part et d'autre de la faille avant le jeu de celle-ci. Par ailleurs, Murphy et al. (2000) calculent un rejet encore plus faible de 66 ± 5.5 km au niveau de la terminaison sud-est de la faille, par le décalage du South Kailas Thrust par la faille, et proposent une propagation récente de la faille vers le sud-est.

IV.3.1. Données structurales :

La faille du Karakorum réactive au moins partiellement des limites entre différents blocs suturés antérieurement à la collision Inde-Asie (e.g., Rolland et al., 2000a). Elle limite (Gaetani, 1996) les blocs sud-Pamir, Karakorum et Ladakh à l'Ouest des blocs Kun-Lun, Qiantang et Lhasa à l'est (Fig. IV.11). La zone où nous avons pu l'étudier se situe au nord-Ladakh : ici la faille longe le bloc du Karakorum au nord-ouest, puis réactive la zone de suture de Shyok au sud-est. Nous l'avons suivie sur 150 km, depuis la localité de Panamik, au nord-ouest, jusqu'au lac du Pangong au sud-ouest (Fig. IV.12-13).

Dans la vallée de la Nubra, la déformation associée à la faille est bien localisée dans un couloir étroit (~ 2 km), défini par des amandes de type C-S (Berthé et al., 1979). La foliation (orientation planaire composite marquée par les plans C et S), qui pend fortement à l'est (de l'ordre de 70-80°E), est parallèle à l'orientation des chevauchements à vergence sud-ouest situés à l'est de la faille (Fig. IV.13). Les linéations d'étirement et minérales plongent vers le sud-est (orientation préférentielle : 140°SE25), tandis que les axes de pli, aussi parallèles à la faille ont un plongement faible de 20° en moyenne vers le nord-ouest (stéréo A, Fig. IV.13). L'association des structures C-S parallèles à la faille et de la linéation d'étirement plongeant vers le sud-est marquent le caractère transpressif de la déformation dans cette zone.

Dans la région du Pangong (Tangtse), au nord-ouest du lac de Pangong Tso (Fig. IV.11), la déformation est toujours cisaillante avec des lentilles C-S centimétriques qui marquent un mouvement dextre. La foliation est le plus souvent raide et parallèle à l'orientation de la faille (stéréo B, Fig. IV.13).

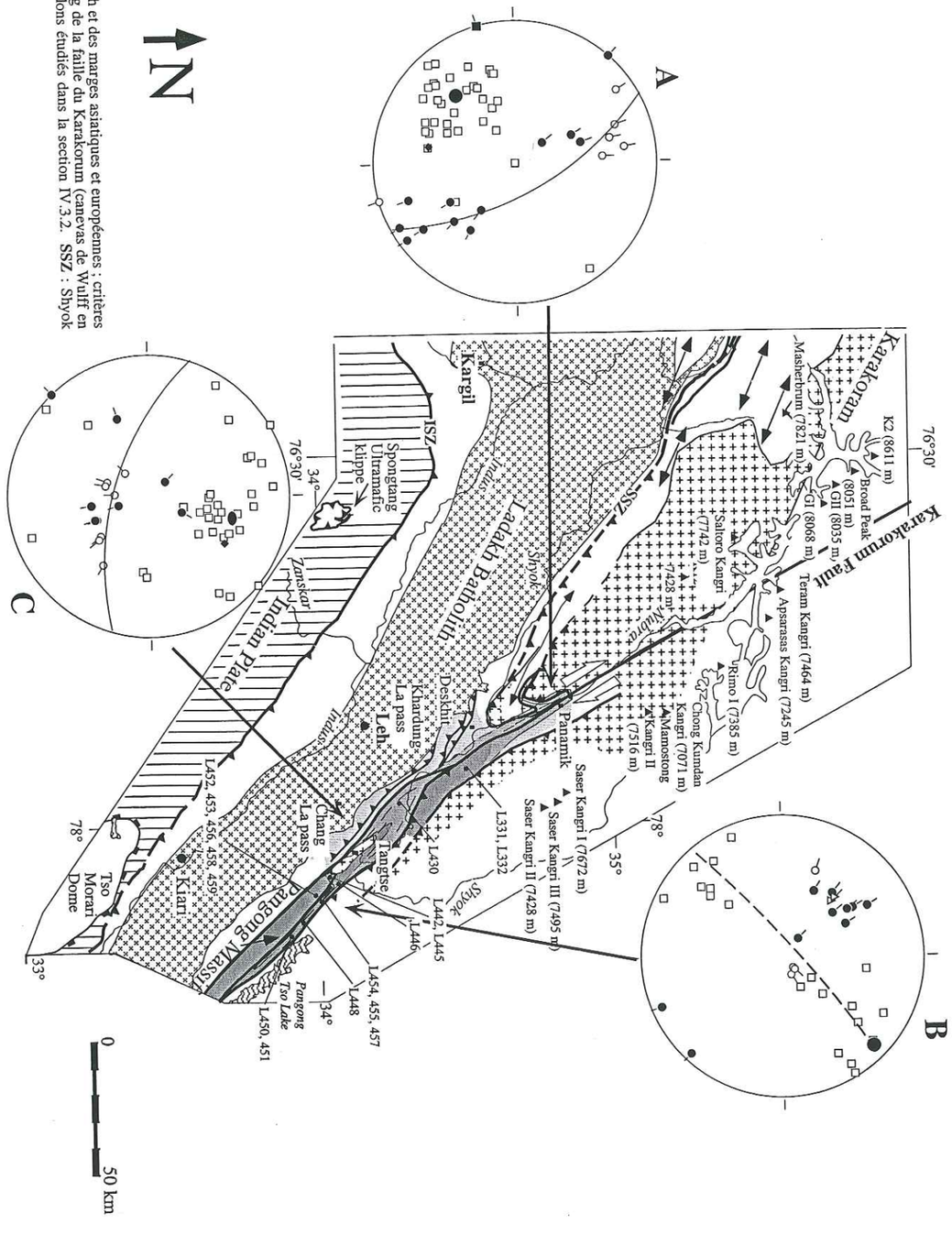


Fig. IV.13. Carte géologique simplifiée du Ladakh et des marges asiatiques et européennes ; critères métamorphiques et structuraux principaux le long de la faille du Karakorum (canevas de Wulff en hémisphère inférieur). Localisation des échantillons étudiés dans la section IV.3.2. **SSZ** : Shyok Suture Zone, **ISZ** : Indus Suture Zone.

La linéation minérale et d'étirement (marquée par le tronçonnement des amphiboles, est plus raide (30°) que dans la région de la Nubra (composante décrochante moins forte) et plonge vers le nord-ouest. Dans cette zone, la composante verticale du mouvement correspond donc à une remontée du compartiment à l'est de la faille, alors que dans la région de Nubra, il s'agissait d'une descente du compartiment est. Quelque soit la zone considérée, la déformation décrochante, liée au jeu de la faille du Karakorum, est localisée dans une bande relativement étroite, comme le montre l'orientation moins bien réglée des marqueurs tectoniques dès que l'on s'écarte de quelques kilomètres de la faille (C, Fig. IV.13). Dans la marge nord-Ladakh, l'orientation des chevauchements, limitant des écailles de lithologies diverses dans la zone de suture, indique une déformation en compression nord nord-est sud sud-ouest. Ce régime compressif est bien illustré par exemple à l'est du col du Chang La (Chang La Pass), où la foliation est orientée N110°E, pendant sud sud-ouest et une linéation minérale en moyenne à peu près aval-pendage. Les chevauchements, fréquemment scellés par des intrusions granitiques (Rolland et al., 2000b ; région de Deskhit, Fig. IV.13), seraient pour partie antérieurs à la faille du Karakorum. Par ailleurs, une réactivation compressive est visible tant sur le flanc sud-ouest (Khalsar Thrust, Weinberg et al., 2000) que sur le flanc nord-est (granites datés à 15 Ma dans Weinberg et al., 2000, repris dans des chevauchements) de la faille du Karakorum. Il semble donc qu'il y ait une partition de la déformation entre raccourcissement nord-est sud-ouest de part et d'autre de la faille du Karakorum, et décrochement le long de celle-ci, et non succession dans le temps comme le suggèrent Murphy et al. (2000).

IV.3.2. Etude du métamorphisme :

Le métamorphisme augmente de façon sensible du nord-ouest au sud-est dans la zone de faille (vallée de la Nubra au massif du Pangong) et des zones bordières vers le cœur de la faille. Comme dans la marge sud-Karakorum (cf. § IV.1), il faut distinguer deux épisodes tectono-métamorphiques majeurs :

- Le métamorphisme syn-convergence précoce de type M1, lié à la structuration nord-est sud-ouest, daté à 75-80 Ma dans cette zone (Weinberg et al., 2000).
- Le métamorphisme tardif M2, associé à la zone de faille du Karakorum où il est daté entre 30 et 10 Ma (Searle et al., 1998 et cette étude). La bordure est de la faille est également marquée par un épisode métamorphique jeune, au niveau du massif du Saser Kangri, daté à 15 Ma (Fig. IV.1 ; Weinberg et al., 2000). Aussi, l'épisode M2 est contemporain du mouvement de la faille du Karakorum.

IV.3.2.1. Métamorphisme en bordure de la zone de faille du Karakorum, dans les terrains nord-Ladakh et dans la marge tibétaine du Saser Kangri :

Dans la marge nord du Ladakh et dans la marge sud tibétaine (massif du Saser Kangri), le métamorphisme régional est marqué par la cristallisation des assemblages à chlorite + albite + épidote ± calcite ± actinote dans les métabasites et la cristallisation des assemblages schistes verts à phengite + albite dans les métapélites. Ce métamorphisme Schistes Verts est potentiellement lié à deux évènements précoces : (1) accrétion du Ladakh à la marge asiatique, (2) intrusion de plutons grano-dioritiques, recoupant les structures de la zone de suture de Shyok, datées à 75-80 Ma dans la zone (Weinberg et al., 2000).

Dans la vallée de la Nubra (Fig. IV. 13), l'apparition de la biotite dans la zone de faille du Karakorum, marque un réchauffement par rapport à la zone de suture de Shyok, dans le faciès Amphibolite à épidote. En bordure nord-est de la faille du Karakorum, dans la partie inférieure du massif du Saser Kangri, l'apparition de l'assemblage : andalousite + cordierite ± grenat ± sillimanite dans les métapélites, marque le passage dans les conditions du faciès amphibolite de basse pression. Les cristaux d'andalousite et de cordierite sont automorphes et de taille centimétrique, parfois déformés. Des fibres de sillimanite très fines cristallisent en bordure de l'andalousite.

IV.3.2.2. Métamorphisme dans le massif du Pangong :

Le massif du Pangong se présente comme une lentille allongée de 100 km de long, constituée de différentes écailles emboîtées, les moins métamorphiques étant en bordure, et principalement en bordure nord-ouest du massif (faciès amphibolite à épidote) et dans la bande nord-est du massif (faciès amphibolite) (Fig. IV.13). Dans la partie terminale nord-ouest du massif, la série métamorphique est constituée d'une alternance de niveaux de métabasites et de calcschites calciques, tout à fait similaires aux séries nord-Ladakh de la Suture de Shyok. Le métamorphisme croît rapidement du bord vers le cœur, granulitique, du massif.

Près des localités de Darbruk et de Tangtse, l'intrusion d'un pluton granitique (granite de Tangtse) à muscovite-biotite-tourmaline est à l'origine d'une auréole de contact dans la partie ouest du massif. Plus à l'est, au niveau d'une gorge recoupant le massif en baïonnette, une coupe du contact de l'intrusif avec son encaissant métamorphique est visible. Un réseau de dykes interpénétrés recoupe les métabasites de façon anarchique, isolant ainsi des enclaves dans le granite. Dans cette partie nord-est de l'intrusif, la lithologie métabasique (échantillon L442) porte

l'assemblage : hornblende + grenat + plagioclase + biotite, avec des reliques de scapolite dans les cœurs de grenat et de clinopyroxène ou d'orthoamphibole dans les cœurs de hornblende. L'assemblage à hornblende définit une rétromorphose dans le faciès amphibolite d'un assemblage granulitique, au contact du granite de Tangtse.

En bordure nord-est du massif et jusqu'au Lac du Pangong, on observe une écaille de roches métamorphisées dans le faciès des amphibolites. Au nord-ouest, des métapélites (échantillon L446) présentent l'assemblage : muscovite + biotite + grenat + plagioclase + sillimanite ± tourmaline ± graphite ± magnétite. Plus au sud-est, les métapélites sont à grenat + muscovite + andalousite (échantillon L457) et les métabasites portent l'assemblage hornblende + grenat + plagioclase (échantillons L450, L451, L454, L455). Rarement (échantillon L450), on peut trouver des reliques de scapolite et de clinopyroxène.

Dans la partie sud-ouest, la plus élevée du massif du Pangong, on observe des lithologies presque exclusivement ferro-magnésiennes de type restitique montrant des paragenèses granulitiques à : clinopyroxène + grenat + hornblende + plagioclase ± rutile ± scapolite ± rutile (échantillons L453, L456, L458), et grenat + orthoamphibole + ulvospinelle + rutile ± hornblende (échantillon L459).

IV.3.2.3 Chimie des minéraux :

- **Métabasites :**

Les métabasites forment la lithologie la plus fréquente du massif du Pangong, et montrent de ce fait une variété plus importante d'assemblages minéralogiques, qui permettent de distinguer les différents degrés de métamorphisme enregistrés par les différentes écailles de la zone de faille du Karakorum.

Les assemblages les plus précoces, dans le faciès des granulites sont les suivants :

-Assemblage granulitique précoce à clinopyroxène-scapolite-spinelle-rutile-quartz (échantillons L442, L453, L456, L458) :

Le clinopyroxène se trouve en petits cristaux de forme prismatique, ou en plages xénomorphes entourées par de la hornblende (3, 5, 6, Planche IV.2). Les deux formes ont une composition augitique (wollastonite : 47-49%, enstatite : 32-36%, ferrosillite : 11-18%, jadéite : 0-6%, acmite : 0-1%, Table IV.4). Les reliques de scapolites présentes sont relativement riches en mizzonite avec une proportion de meionite de 61%. Le spinelle est relativement titanifère ($Ti_{1.65}$ $Fe_{1.2}$ $Mg_{0.15}$), de type pseudobrookite (Table IV.5). La forme de rutile présente est presque pure (TiO_2 ~ 100 wt%, Table IV.4).

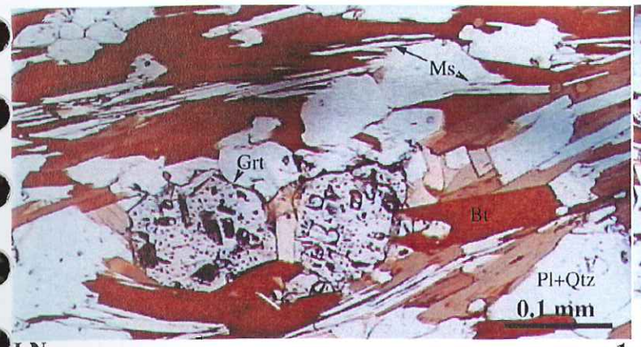
-Assemblage à orthoamphiboles-grenat -spinelle-rutile ± hornblende (échantillon L459) :

L'analyse de texture pétrographique montre que la croissance du grenat et des amphiboles se fait simultanément, comme le montrent des plages centimétriques où les deux minéraux sont interpénétrés (4, Planche IV.2). Cependant, le grenat est zoné, de type pyrope au cœur et de type almandin en bordure (cœur-bordure : Xalm = 40-67%, Xpy = 50-13%, Xgro = 9.7-8.4%, Xsps = 1-12%, Table IV.6). Au niveau de sa bordure externe riche en almandin, la proportion d'orthoamphibole augmente. Les orthoamphiboles (amphiboles dépourvues de calcium) de l'échantillon L459 sont majoritairement de type antophyllite (pauvres en aluminium), mais on trouve également de la gédrite contenant 18 %poids d'Al_2O_3 (Table IV.7). Localement, en bordure de l'orthoamphibole, on trouve des microcristaux de clino-amphibole de type hornblende. L'analyse pétrographique démontre ainsi que dans cette lithologie très magnésienne le grenat de type pyrope est le plus précoce. Puis un second grenat de type almandin cristallise conjointement à des amphiboles toujours magnésiennes (X_{Mg}~ 80%). Les orthoamphiboles, en particulier la variété gédrite, sont un produit courant de rétromorphose des orthopyroxènes (Dasgupta et al., 1999), ce qui suggère que cet assemblage soit déjà un assemblage de rétromorphose, en conditions granulitiques hydratées, d'un autre assemblage granulitique plus précoce.

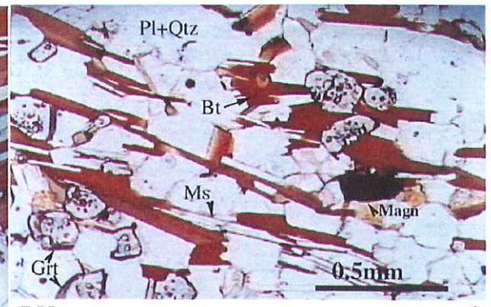
La plupart des granulites ont subi un rééquilibrage important dans le faciès des amphibolites, qui se traduit principalement par la transformation du pyroxène en amphibole, formant l'assemblage suivant :

-Assemblage amphibolitique à hornblende-grenat-plagioclase-biotite-quartz (échantillons L442 à 445, L450-453 et L458) :

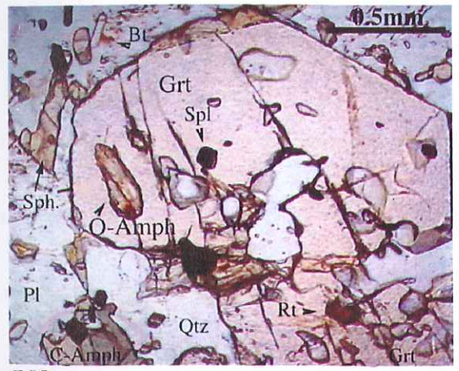
Les amphiboles sont une solution solide entre les pôles pargasite et ferro-actinote, du cœur à la bordure (Table IV.8 ; Fig. IV.14). Au contact des pyroxènes de l'assemblage granulitique, les amphiboles sont de type pargasite (5, 6, Planche IV.2). Elles contiennent parfois des reliques d'orthoamphibole et de spinelle (cf. échantillon L450). L'orthoamphibole qu'elles contiennent est de type cummingtonite, plus ferrifère (X_{Mg}~ 50%) que les variétés de l'assemblage à orthoamphibole décrit plus haut (Table IV.7). Le grenat des métabasites est riche en almandin (de 39 à 50%) et grossulaire (de 33 à 46%), (pyrope de 4 à 11% ; Table IV.6). Il est souvent zoné, plus riches en grossulaire et spessartine au cœur, et plus pauvre en pyrope et almandin vers la bordure. La composition du plagioclase varie beaucoup du cœur (bytownite) à la bordure (oligoclase) de la plupart des grains dans tous les échantillons analysés (An 83-18 ; Table IV.9).
La biotite montre peu d'évolution de composition du cœur à la bordure et d'un échantillon à l'autre. Elle contient une relativement forte proportion de magnésium (X_{Mg} ~ 50%, Table IV.10), d'une façon comparable aux biotites cristallisant dans le faciès des granulites et des amphibolites de HT (Stephenson, 1977).



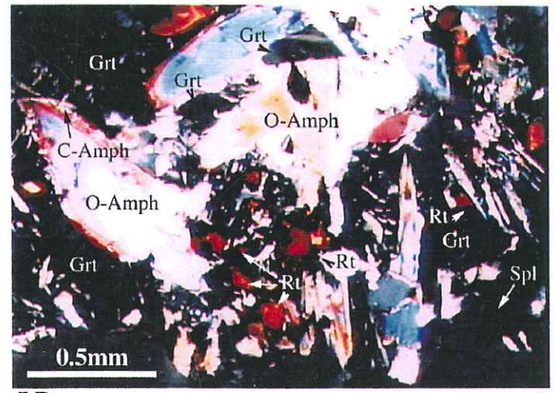
LN 1



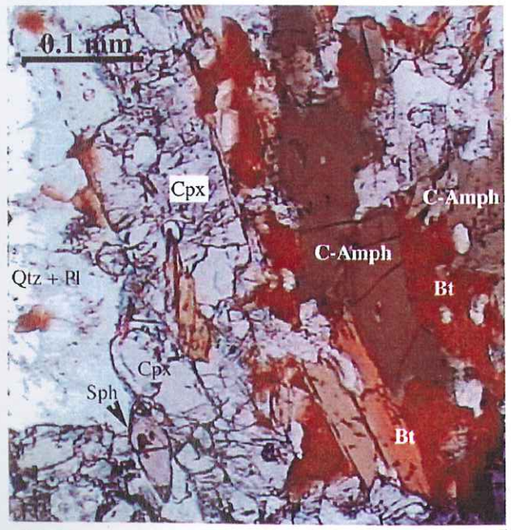
LN 2



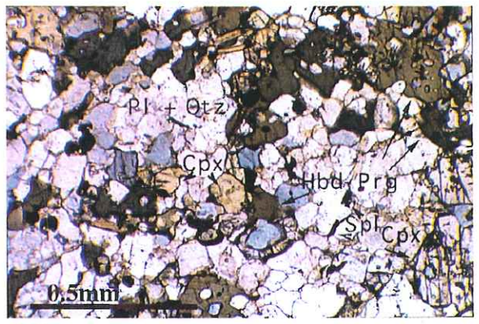
LN 3



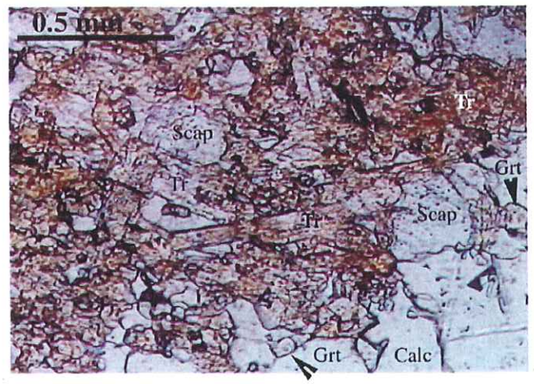
LP 4



LN 5



LN 6



7

Planche IV-2. Assemblages minéralogiques caractéristiques du massif du Pangong

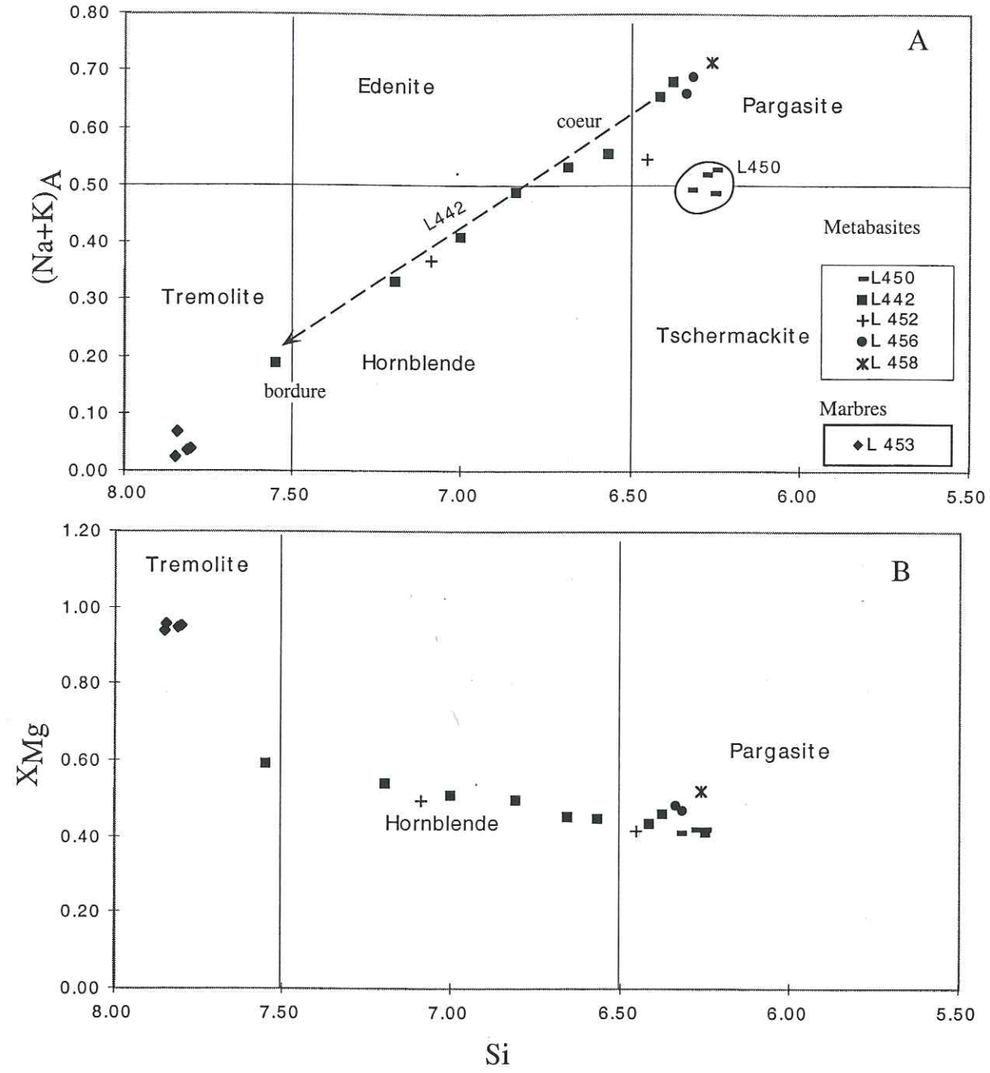


Fig. IV.14. Chimie des amphiboles du massif du Pangong (zone de faille du Karakoram).

Après la rétromorphose précoce, dans le faciès des amphibolites, succède une rétromorphose plus restreinte dans l'espace, dans le faciès des schistes verts.

-Assemblages de rétromorphose schistes verts : actinote, chlorite, albite et sphène (L454, 455, 457).

Ces assemblages se développent davantage dans les zones ou la faille du Karakorum a rejoué tardivement, comme en limite des zones granulitiques (partie sud-ouest du massif du Pangong) et amphibolitiques (écaille NE). Dans ces roches, les paragenèses de départ sont totalement oblitérées par la rétromorphose, et l'on en trouve plus trace. Les amphiboles, de type actinote, et l'albite constituent la foliation. Quand celle-ci est replissée, la chlorite recristallise en cœur de pli. À l'inverse, dans les roches présentant des paragenèses granulitiques, il n'y a pas trace de rétromorphose dans le faciès des schites verts, ce qui suggère une déformation très localisée tardivement le long des deux failles principales.

- **Métapélites :**

La lithologie pélitique est surtout présente en bordure du massif du Pangong et dans la marge asiatique (massif du Saser Kangri). Elle permet donc d'étudier l'évolution métamorphique en bordure de la faille du Karakorum. L'échantillon L445, prélevé dans la partie granulitique du massif du Pangong, et l'échantillon L446, récolté dans l'écaille NE amphibolitique, permettent de compléter les observations faites dans les métabasites. Les échantillons L331 et L332, récoltés dans le massif du Saser Kangri, permettent de comparer les évolutions métamorphiques de la zone de faille (massif du Pangong) et de la marge asiatique.

-Assemblages à grenat-biotite-plagioclase-quartz (L445) :

Dans cet échantillon, probablement un peu plus calcique et moins potassique que L446, le grenat, zoné, est plus riche en grossulaire et moins riche en almandin. Les teneurs en pyrope et almandin baissent, et les teneurs en grossulaire et spessartine augmentent vers la bordure du grain (cœur-bord : Xalm = 50-46, Xpy = 10-8, Xgro = 32-36, Xspes = 8-14 ; Table IV.6). Le plagioclase est plus calcique, de type labrador à bytownite (An 83-62 ; Table IV.9). La biotite est sensiblement plus riche en magnésium (X_{Mg} = 0.48 ; Table IV.10).

-Assemblage à biotite-plagioclase-muscovite-sillimanite-grenat-quartz (L446) :

Le grenat est zoné, avec un cœur relativement riche en pyrope et une bordure riche en spessartine (cœur-bord : Xalm = 67-66, Xpy = 13-10, Xgro = 8-7, Xspes = 11-16 ; Table IV.6). La biotite est relativement magnésienne (X_{Mg} = 0.45 ; Table IV.10). Le plagioclase est calcique, de type labrador (An 49-56 ; Table IV.9).

-Assemblage à cordiérite-andalousite-quartz-biotite ± sillimanite (échantillons L331 et L332) :

Les échantillons L331 et L332 présentent des cordiérites automorphes, de taille centimétrique, relativement magnésiennes (Xmg = 0.58) et des andalousites également automorphes presque pures (Table IV.11). Des fibres de sillimanite cristallisent en bordure de l'andalousite.

- **Marbres :**

Les marbres (lithologie calco-silicatée) observés dans le massif du Pangong montrent une minéralogie relativement variée, qui témoigne également d'un rééquilibrage à haute température.

Assemblages à grossulaire-scapolite-microcline-clinopyroxene (L441) et trémolite-plagioclase-scapolite (L453) :

Le grenat, présent dans l'échantillon L441, est proche du pôle grossulaire (Xgro = 90-93%, Xalm = 5-8%, Xsps = 1.1-1.6%, %py = 0.2% ; Table IV.6). Dans l'échantillon L441 (7, Planche IV.2). Le feldspath est potassique, de type microcline (Xor = 93%, Xab = 7% ; Table IV.9), tandis que l'échantillon L453 présente un feldspath plagioclase relativement peu calcique de type oligoclase (Xab = 0.72, Xan = 0.27). Le taux de substitution en méionite est plus fort pour la scapolite de l'échantillon L453 (Xme = 77%) que pour celle de l'échantillon L441 (Xme = 55%), ce dernier étant proche du pôle mizzonite (Table IV.12).

Le pyroxène de l'échantillon L441 est comparable à celui des métabasites, bien qu'un peu plus riche en fer (Xwol = 49, Xen = 29, Xfs = 19, Xjad = 2 ; Table IV.4). L'amphibole de l'échantillon L453 est riche en trémolite (Si : 7.8, Xmg = 0.95 ; Table IV.8).

IV.3.2.4. Conditions Pression – Température lors du métamorphisme syn-décrochement :

Comme dans la partie concernant l'étude du métamorphisme dans le complexe métamorphique du Karakorum (section IV.2.3), les conditions pression-température sont estimées à partir des grilles petrogénétiques définies pour le système KFMASH pour les métapélites par Spear & Cheney (1989), complétées par Vielzeuf (1984) et Le Breton & Thompson (1988) pour le faciès des granulites. Des estimations complémentaires sont fournies par des thermo-baromètres basés sur les échanges cationiques entre grenat et biotite, pour la température, et entre grenat, plagioclase, muscovite, biotite et silicates d'alumine, pour la pression. Pour les métabasites, une grille établie dans le système CaKFMASH, puis des thermo-baromètres basés sur les échanges cationiques (thermomètres grenat-biotite et grenat-hornblende) ont également été utilisés

[calibrations de Graham et Powell (1984) et de Perchuk et al. (1985)]. Les résultats de l'analyse thermo-barométrique sont présentés dans la Table IV.13.

*** Métapélites :**

La co-stabilité de la muscovite et de la sillimanite, et l'absence de feldspath potassique limitent les conditions de température en-dessous et les conditions de pression au-dessus de l'une ou l'autre des 2 réactions suivantes :

Muscovite + Quartz → Sillimanite + feldspath potassique + H_2O,

Muscovite + Plagioclase + Quartz → Sillimanite + feldspath potassique + liquide,

Ces deux réactions ont été calibrées à ~ 650°C – 0.3 GPa, et 750°C – 0.8 GPa par Thompson (1982) et Vielzeuf (1984).

Le développement de sillimanite fibrolitique seule dans des fantômes de porphyroclastes pluri-millimétriques, suggère qu'il s'agit d'une pseudomorphose de disthène, l'équilibre :

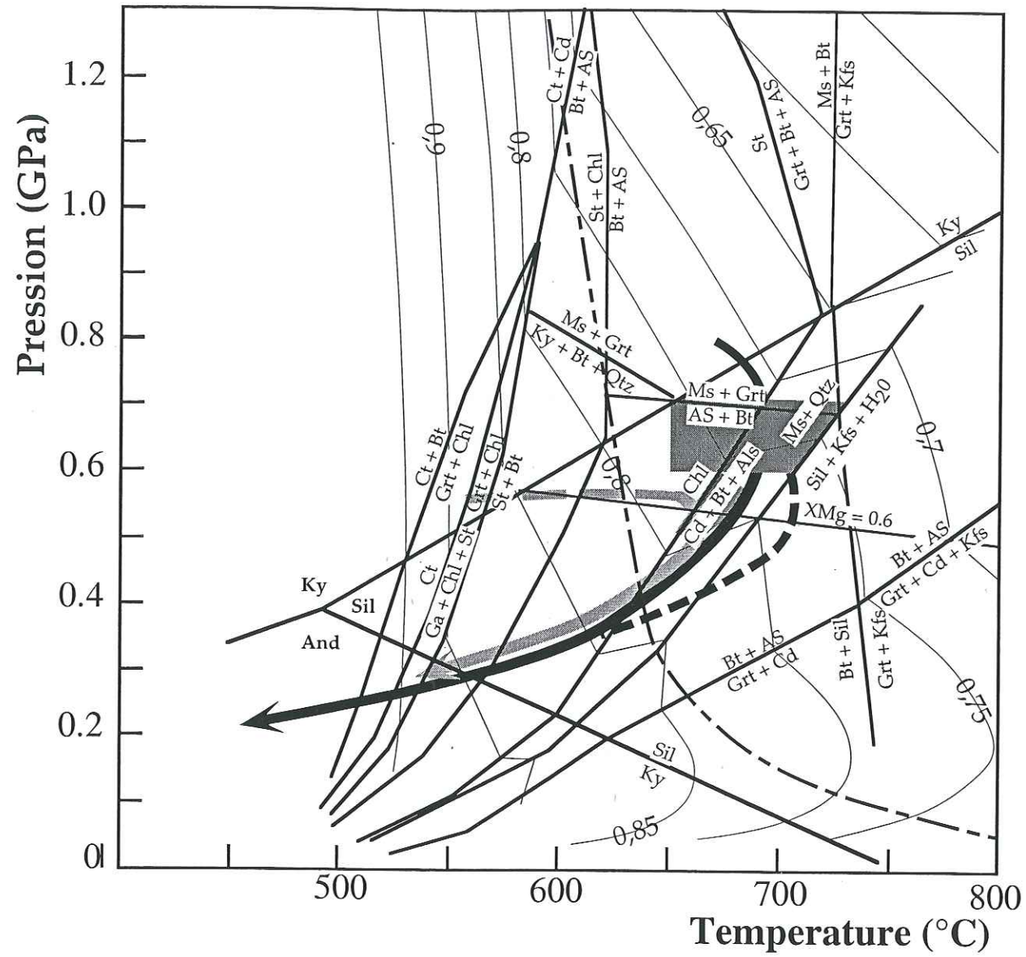
Disthène → Sillimanite se faisant à 0.7-0.8 GPa entre 650 et 700°C, calibré par Richardson et al. (1969).

La présence d'interpénétrations de biotite et de sillimanite entourant des reliques de grenat suggèrent la réaction :

Muscovite + Grenat + H_2O→ Sillimanite + Biotite + Quartz,

calibrée par Vielzeuf (1984) à 0.7 ± 0.05 GPa pour une gamme de température de 650 à 750°C.

Le champ P-T du pic de température, contraint par les réactions décrites ci-dessus, est donc compris entre 650 et 750°C à 6-7 kbar (Fig. IV.15). Les estimations basées sur les échanges cationiques (Table IV.13) donnent des résultats comparables en température (700 ± 50°C) et en pression (0.65 ± 0.05 GPa).



Bordure de la faille du Karakoram, massif du Saser Kangri (éch. L331-332)

Massif du Pangong, écaille nord-est, trajet P,T sans fusion partielle(éch. L446)

Massif du Pangong, partie migmatitique, trajet P,T avec fusion partielle(L445)

Courbe du solidus hydraté.

Figure IV.15. Trajets P-T des différentes unités de la zone de faille du Karakoram, pour la lithologie pélitique, dans le système KFMASH, $XH_2O = 1$ et quartz en excès.

Pour les références, voir la figure 5 de Rolland et al. (2000d), excepté l'ioplèthe XMg = 0.6 de la cordiéérite (d'après Vielzeuf, 1984). Abbréviations d'après Kretz (1983).

*** Métabasites :**

Les estimations thermo-barométriques réalisées à partir des métabasites sont présentées dans la grille P-T de la figure IV.16 Pour les assemblages granulitiques, la présence de clinopyroxène impose une température minimale de 750-775°C pour 0.4-0.8 GPa (Spear, 1981). La teneur en jadéite des clinopyroxènes (comprise entre 0.7 et 7 %), en présence de plagioclase fournit une pression d'équilibre de 0.55 GPa à 750°C (en retenant Xjad=7%). La présence de rutile, à l'équilibre avec un grenat riche en pyrope (Xpy=0.6) est compatible avec une pression minimale de 0.5 GPa (Bohlen et al., 1983), pour des températures supérieures à 750°C. Les conditions P-T déduites de l'assemblage granulitique rutile-pyroxène sont donc de P ~ 0.5 GPa, et T > 750°C. Les conditions de stabilité de la scapolite, de variété meionite (XMe=0.6), suggère des conditions initiales de température plus élevées de 775-850°C et de pression de 0.8 à 1.0 GPa (Goldsmith, 1976). La scapolite et l'assemblage clinopyroxène – rutile ne sont donc pas co-stables, ce qui suggère au moins deux étapes de cristallisation dans le faciès des granulites.

Pour les assemblages amphibolitiques, les conditions en température sont contraintes par la transition clinopyroxène - hornblende, calibrée à 750-775°C pour 0.4-0.8 GPa par Spear (1981). Les estimations de la température d'équilibre entre grenat et hornblende, en utilisant les calibrations des échanges cationiques de Graham et Powell (1984) de 750 ± 50°C sont cohérentes avec cette gamme de conditions P-T. Les estimations réalisées à partir des calibrations de Perchuk et al. (1985) donnent des températures plus faibles de 700 ± 50°C (Table IV.13, annexe). Enfin, les estimations obtenues sur les couples grenat-biotite donnent une température de 700 ± 50°C, compatibles avec les observations pétrographiques montrant que la croissance de la biotite s'effectue postérieurement à celle de la hornblende.

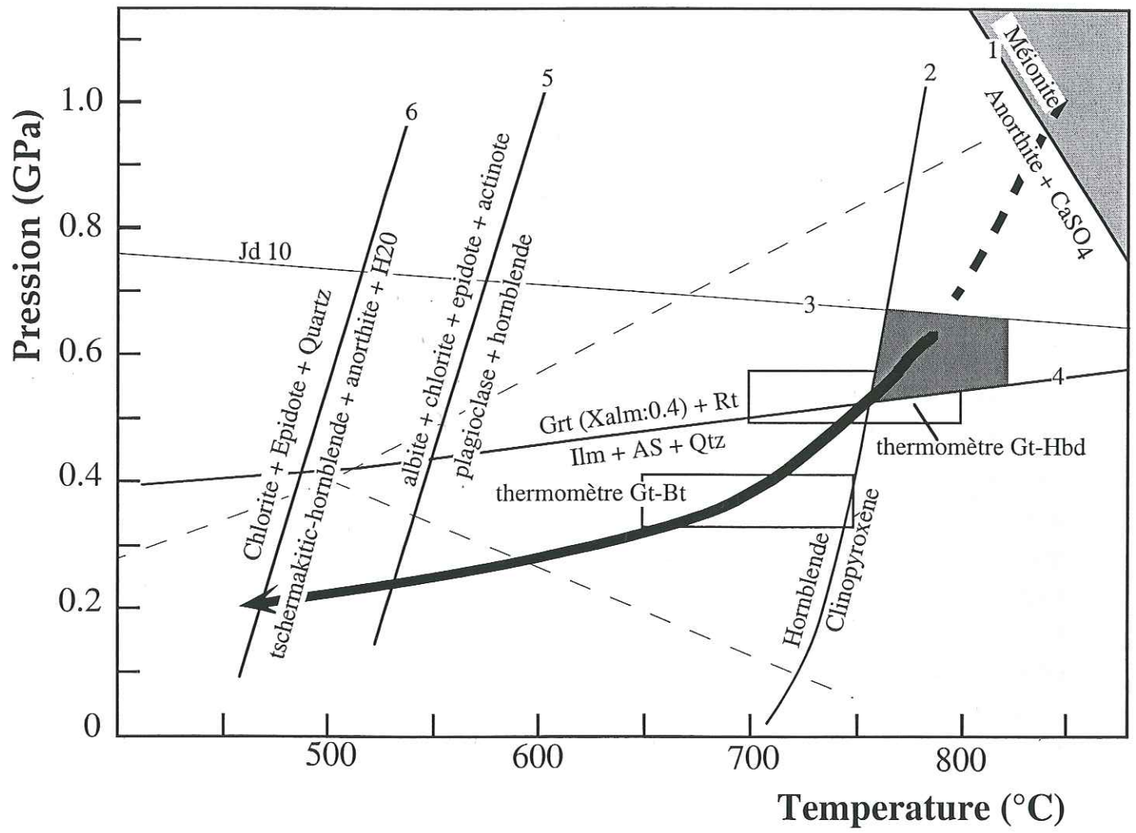


Fig. IV.16. Estimation des conditions P-T dans la zone de faille du Karakoram (massif du Pangong), pour la lithologie métabasique. Réaction (1) : apparition de la scapolite d'après Goldsmith (1976), (2) : limite d'apparition du clinopyroxène d'après Spear (1981), (3) : réaction albite = jadéite + quartz d'après Holland (1980), (4) : d'après Bohlen et al. (1983), (5) : d'après Schiffman & Liou (1980), (6) : d'après Nitsch (1971).

IV.3.3. Discussion : Nature et exhumation du massif du Pangong.

IV.3.3.1. Contraintes sur la vitesse d'exhumation du massif du Pangong

Afin de répondre aux questions : quel est l'âge de la faille du Karakorum ? et quelle est sa vitesse ?, l'étude de l'exhumation du massif du Pangong apparaît importante. La datation des roches de plus haut degré métamorphique (granulites) exhumées au cœur de la zone de faille pourraient permettre de dater l'initiation du jeu de la faille, ou de donner un âge minimum à cette initiation. En effet, la texture de cristallisation dynamique de ces assemblages granulitiques suggère qu'ils soient contemporains du jeu de la faille. La datation des différents stades d'amphibolitisation et de rétromorphose pourrait également permettre d'estimer la vitesse d'exhumation (verticale) au sein de la faille, et de la comparer aux estimations de vitesse horizontale de la faille.

Age du métamorphisme

Afin de contraindre l'âge du métamorphisme, nous avons daté par la méthode Ar-Ar sur amphibole l'échantillon d'amphibolite L450 (Fig. IV.13). Le spectre obtenu est discordant entre deux âges à 18 et 32 Ma (Fig. IV.5). Aussi, nous pouvons que le spectre de l'échantillon L450 est un spectre composite d'amphiboles partiellement rééquilibrées au cours de l'épisode à 18 Ma (hornblende), qui auraient pu croître sur des cœurs équilibrés dans le faciès des granulites (pargasite) à ~ 32 Ma. Il n'y a cependant pas de corrélation significative entre le rapport $(Ca/K)_s$ et l'âge et peu de variation du rapport $(Ca/K)_m$ entre le cœur et la bordure ($24 < (Ca/K)_m < 34$) (Fig. IV.6, annexe). Cette hypothèse demande donc à être confirmée par d'autres datations. Les datations effectuées sur le granite de Tangtse donnent justement un âge U-Pb sur zircon de 18.0 ± 0.6 Ma (Searle et al., 1998). Il semblerait donc que l'épisode de granitisation soit contemporain de l'amphibolitisation des assemblages granulitiques vers 18 Ma.

Contraintes P-T fournies par le métamorphisme

L'étude du métamorphisme nous permet de reconstituer le trajet P-T des « navettes » exhumées dans la zone de faille (Fig. IV. 15, la partie sud-ouest, granulitique, du massif du Pangong, et sur l'écaille nord-est, amphibolitique), et le trajet P-T du massif du Saser Kangri, dans la marge Tibétaine. A partir d'une étude couplée des métabasites et des métapélites (cf. § IV.3.2), il a été possible d'estimer les conditions pression-température des différents stades de métamorphisme. Ces différentes estimations permettent de retracer un trajet P-T synthétique, sur lequel sont replacés les âges obtenus par Searle et al. (1998) et nous-mêmes.

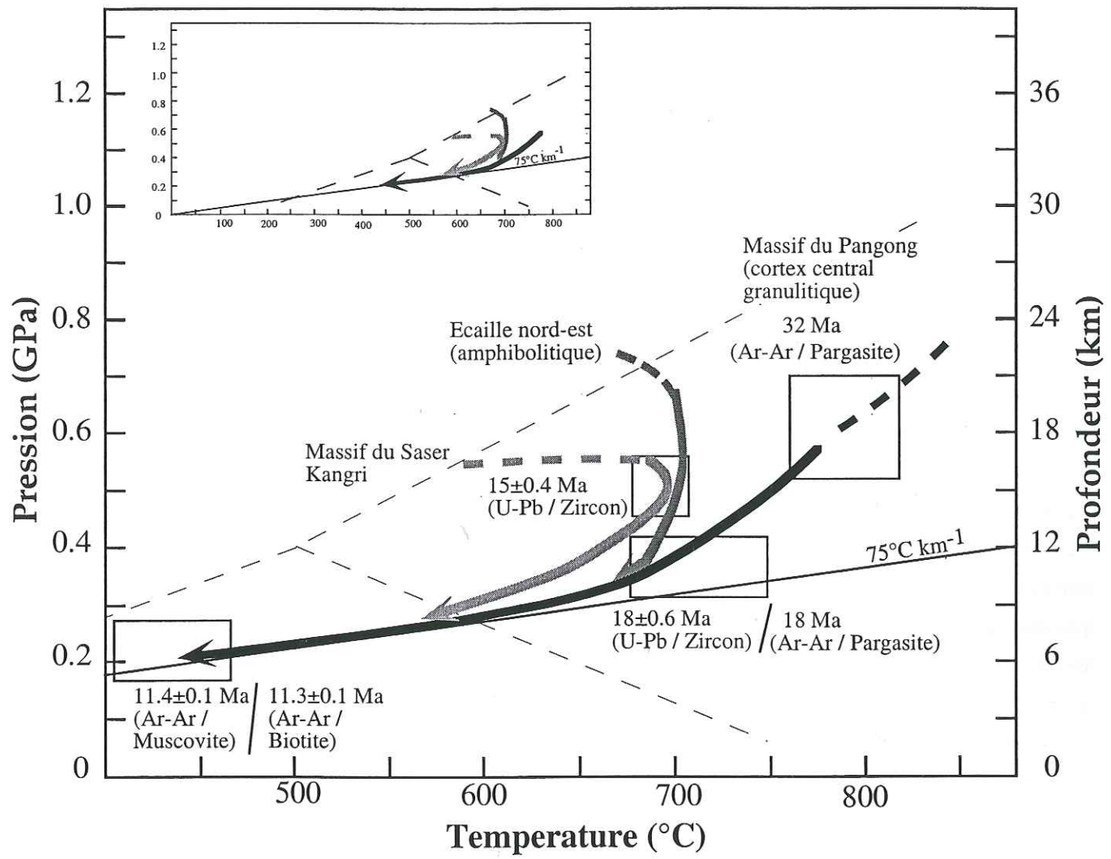


Fig. IV.17 - Trajets P-T-t en bordure et dans la zone de faille du Karakoram.

Le cœur granulitique (partie sud-ouest) du massif a subi un rééquilibrage important à une pression de 0.5-0.55 GPa et une température supérieure à 750°C. Pour cette étape, l'âge de ~ 32 Ma apparaît un âge minimal (voir le § précédent). La phase d'amphibolitisation du massif correspond à un rééquilibrage bien contraint à 750 ± 50°C et 0.6 ± 0.1 GPa. Ces conditions sont identiques à celles qui sont enregistrées par les métapélites de la partie nord-est du massif. Il est donc probable que c'est à 0.6 GPa, i.e. à la profondeur de 18 kilomètres, qu'ont été superposées les deux écailles (amphibolitique et granulitique), qui ont ensuite été exhumées ensemble. La fin du trajet est ensuite contrainte par les datations Ar-Ar sur muscovite et biotite de Searle et al. (1998) de 11.3-11.4 Ma.

Vitesses d'exhumation

Ces âges permettent de proposer des vitesses d'exhumation verticales le long de la faille. Si l'âge de 32 Ma était celui de la paragenèse granulitique, équilibrée à 0.5 GPa, le taux d'exhumation précoce (composante verticale d'exhumation) serait alors très faible, de l'ordre de 0.32 mm an^{-1}. Ensuite, l'exhumation entre l'âge de 18 Ma et celui de 11.4 Ma correspond à une différence de pression de 0.17 GPa soit 5.1 km, ce qui implique une exhumation plus rapide de 0.8 mm an^{-1}. Enfin, l'exhumation finale (0.2 GPa soit 6 km en 11.4 Ma) ne serait que de 0.5 mm an^{-1}. Ces vitesses indiquent une exhumation à taux non constant, s'accélérant entre 18 et 11 Ma, puis se ralentissant entre 11 Ma et aujourd'hui. Par ailleurs, cette vitesse d'exhumation verticale ne permet pas de quantifier le rejet horizontal de la faille car le massif du Pangong est une « navette » dans la faille.

IV.3.3.2. Relations entre déformation et métamorphisme :

Contrôle de la déformation sur la recristallisation des paragenèses métamorphiques

La déformation décrochante est clairement exprimée dans les textures observées le long de la zone amphibolitique au nord-est du massif du Pangong. Des structures C-S sont visibles à l'échelle de l'affleurement comme du minéral. Dans le cortex granulitique du massif, on retrouve des textures de recristallisation dynamique, à haute température. L'échantillon L459 à grenat - orthoamphibole présente des plages centimétriques de grenat, englobant de façon porphyroblastique des baguettes aciculaires pluri-millimétriques d'orthoamphiboles ne montrant pas d'orientation préférentielle, et des cristaux de rutile et d'ulvospinelle (4, Planche IV.2). Cette texture suggère une recristallisation rapide, contemporaine de la déformation, du grossulaire et de l'orthoamphibole. En effet, l'orthoamphibole de type gédrite est un produit courant de l'orthopyroxène dans les zones de cisaillement développées dans les conditions du faciès des granulites (e.g., Dasgupta et al., 1999 ;

Ouzegane et al., 1996). Au contact entre unités granulitique et amphibolitique, la déformation décrochante s'accompagne d'une intense rétromorphose dans le faciès des schistes verts, comme le montrent la recristallisation d'actinote, en bordure de la hornblende, puis de chlorite et d'albite.

Dans tous les stades de rétromorphose, du faciès des amphibolites à celui des schistes verts, la recristallisation des assemblages de rétromorphose s'effectue de façon plus importante dans les zones déformées. Dans les assemblages granulitiques à scapolite + clinopyroxène ± rutile, on trouve des couloirs anastomosés pluri-millimétriques à centimétriques où la paragenèse granulitique est totalement rétromorphosée dans le faciès des amphibolites (hornblende + grenat, sans pyroxène). Les assemblages schistes verts se développent dans les couloirs de déformation principaux (zones de failles qui semblent encore actives aujourd'hui).

Le problème du gradient thermique dans la zone de faille

Le gradient géothermique fossilisé dans la zone de faille est très élevé, atteignant la valeur maximale de 75°C km^{-1}. On peut comparer cette valeur à celles qui sont trouvées dans d'autres grands accidents crustaux. Ce gradient est comparable à celui estimé pour la faille du Fleuve Rouge (Leloup & Kienast, 1993 ; Leloup et al., 1995), et apparaît légèrement plus faible, dans les parties profondes de la faille que celui atteint dans la zone de cisaillement fossile du Great Slave au Canada (Hanmer, 1988 ; Hoffman, 1987 ; Fig. IV.18). Il est probable que cette différence de température enregistrée dans les niveaux profonds de la zone de faille, entre zones de cisaillement actuelles et fossiles, tient en une différence dans l'épaisseur de la croûte, plus épaisse dans le cas de l'orogenèse himalayenne, et dans le gradient géothermique, qui était plus élevé à l'Archéen et au Protérozoïque qu'aujourd'hui (e.g., Martin, 1986).

Pour expliquer des gradients aussi élevés dans ces accidents, il a été envisagé l'hypothèse d'une élévation de température liée au cisaillement (" shear heating " ; Leloup & Kienast, 1993 ; Leloup et al., 1995). Cependant, le gradient estimé dans la zone de faille est plus élevé que les gradients modélisés pour un apport de chaleur par le seul processus de " shear heating " par Leloup et al. (1999b). Ces données suggèrent qu'un apport de chaleur supplémentaire (~ 120-150°C) est nécessaire le long de la faille, et impliquent que le " shear heating " n'est pas la cause principale de la granulitisation dans la zone de faille. Une zone de faille comme celle du Karakorum est une zone efficace de transfert de chaleur, puisque la température de 750°C est atteinte à faible profondeur (~ 15 km). En-dehors du shear heating, la source principale de chaleur pour une faille comme celle du Karakorum pourrait bien être le manteau asténosphérique. En effet, la tomographie sismique réalisée par Wittlinger et al. (1998) sur la bordure nord du bloc Tibétain a montré une anomalie négative d'ondes P sous la faille de l'Altyn Tagh sur plus de 140 kilomètres de profondeur, interprétée comme une anomalie positive de température. Il est donc possible que les

grandes failles décrochantes bordant le bloc tibétain soient des failles trans-lithosphériques. Aussi, nous proposons que l'apport thermique nécessaire pour atteindre les conditions nécessaires s'effectue par advection dans la zone de faille, principalement transféré par des roches magmatiques et des fluides.

IV.3.2.3. Origine du granite de Tangtse et des granulites du Pangong :

Searle et al. (1998) ont proposé que le granite de Tangtse soit l'équivalent du batholite axial du Karakorum, décalé par la faille du Karakorum sur 150 km (Fig. IV.19). Or, l'alternance de niveaux métabasiques et calciques, notamment dans la partie nord-ouest peu métamorphique du massif, est très similaire aux lithologies observées dans l'unité volcanique de la zone de suture de Shyok (Rolland et al., 2000b). De plus, l'âge de 106 ± 2 Ma obtenu par Searle sur les cœurs de zircons correspond bien aux âges des plutonites du Ladakh obtenus par Honegger et al. (1882) et Schärer et al. (1984) et à celui des volcanites, datées par l'intermédiaire de foraminifères à l'Albien-Aptien (110-90 Ma, Rolland et al., 2000b), tandis que les gneiss du K2, que Searle et al. (1998) admettent être l'équivalent du granite de Tangtse, sont datés à 115-120 Ma (Searle et al., 1990). Il semble donc que le massif du Pangong soit une amande tectonique provenant plutôt de la zone de suture de Shyok que du Karakorum. De plus, notre cartographie de la rive droite de la Nubra montre que des granites sont présents des deux côtés de la faille au niveau de Panamik (Fig. IV. 11), nous réfutons donc la position du batholite du Karakorum telle que définie par Searle pour estimer son décalage. Enfin, l'analyse structurale a montré que le granite de Tangtse n'a pas été déformé et décalé par la faille comme le suggèrent Searle et al. (1998), mais s'est au contraire mis en place dans la zone de faille pendant son fonctionnement. En outre, il contient des enclaves migmatitiques, présentant des reliques de granulites, ce qui n'a jamais été décrit dans les granites du batholite axial du Karakorum.

Enfin, on peut envisager que la fusion partielle à l'origine du granite de Tangtse soit liée au réchauffement de l'unité amphibolitique (écaille NE) par l'unité granulitique (massif du Pangong) en cours d'exhumation, comme l'indiquent les trajets P-T des échantillons de métapélites L445 & L446. Le granite de Tangtse serait donc un exemple de granite mis en place dans le décrochement, comparable aux leucogranites de la faille du fleuve rouge décrits par Schärer et al. (1994) et Leloup et al. (1995).

Les granulites constituant le cœur du massif se sont formées en milieu de croûte, à une profondeur minimale de 18 km. La minéralogie de l'assemblage granulitique renseigne sur les conditions profondes dans la zone de faille. En particulier, la présence de scapolite, notamment, marque l'abondance de fluides dans la zone profonde de la faille. En effet, ce minéral calcique piège de 3 à 6 %poids de CO_2, SO_4, Cl et H_2O (Goldshmidt, 1976).

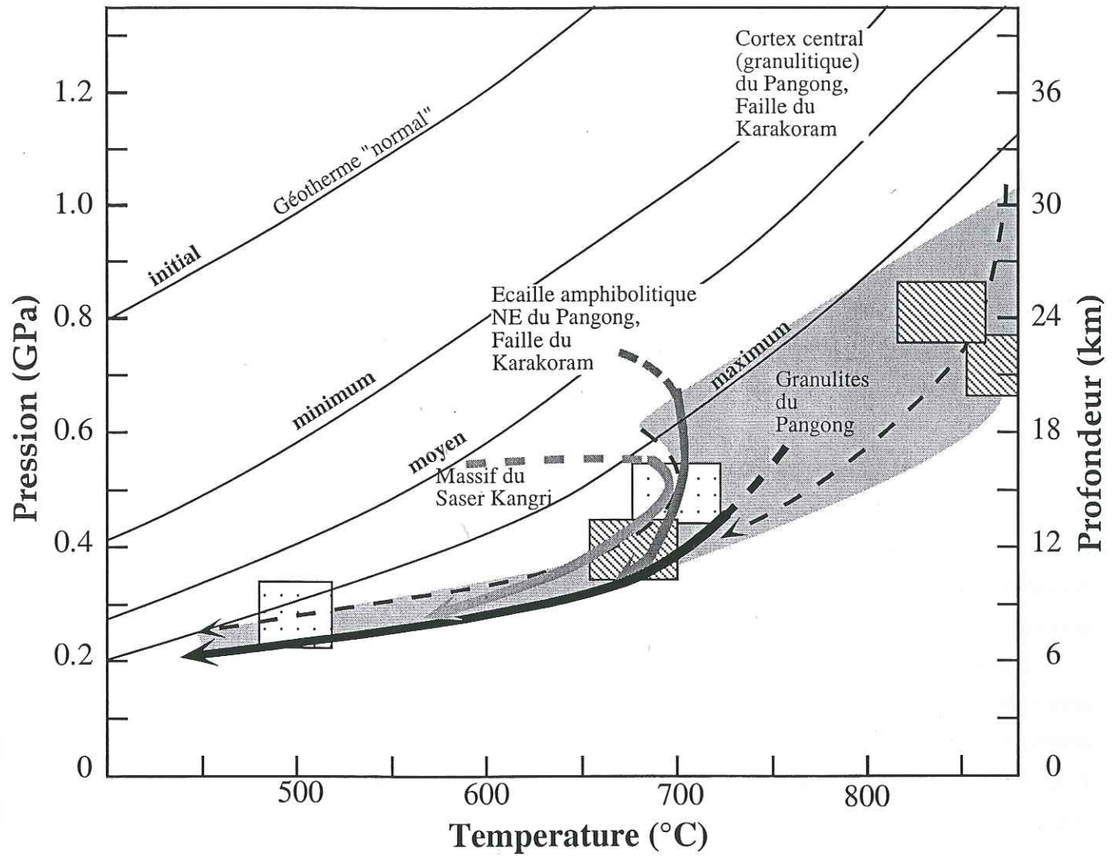


Figure IV.18. Comparaison des conditions P-T obtenues pour différents contextes de faille trans-crustales : la faille de la Rivière Rouge de env. 40 à 16 Ma (Leloup et al., 1995), et la faille du Great Slave Lake, Canada, 2-1.9 Ga (Hoffman, 1987, Hanmer, 1988), avec celles de la faille du Karakoram. Géothermes déduits pour ces contextes, en pointillés. Les traits pleins représentent différents géotherme calculés par Leloup et al. (1999), modélisant l'apport de chaleur lié au shear heating, pour une vitesse de 4 cm an^{-1} le long du plan de faille.

On voit donc l'importance des fluides dans les équilibres réalisés le long de la faille du Karakorum, qui auraient pu jouer un rôle de drain jusqu'en base de croûte (e.g., Stolz, 1987 ; Touret & Van den Kerkhof, 1986). La présence d'orthoamphiboles précédant la cristallisation de l'assemblage amphibolitique, à plus de 750°C, plutôt que celle d'orthopyroxène traduit la présence d'eau dans le système.

La déstabilisation précoce de clinopyroxène en pargasite puis hornblende, la présence de biotite, la fusion partielle et l'intrusion de leucogranites, sont autant de témoins de sursaturation en eau.

IV.3.3. Conclusions concernant la faille du Karakorum :

L'étude conjointe de la déformation et du métamorphisme dans la zone de faille du Karakorum, entre la vallée de la Nubra et le lac du Pangong, en complément de celle de Searle et al. (1998), permet d'estimer le trajet P-T-t des roches exhumées du Pangong, et de proposer une reconstitution à l'échelle crustale de la zone de faille étudiée (Fig. IV.20). Dans le contexte de la collision Indo-Asiatique, les grands décrochements permettent le coulissement des blocs continentaux. Il a aussi été proposé que la faille du Fleuve Rouge corresponde à une zone de cisaillement trans-lithosphérique (Leloup et al., 1995 ; Fig. IV.21). Le gradient géothermique élevé prévalant dans la faille du Karakorum et sa longueur, d'environ 1000 kilomètres, suggèrent qu'il pourrait s'agir également d'une zone de cisaillement à échelle lithosphérique.

Les granulites exhumées dans la zone de faille proviennent de la croûte moyenne, à une profondeur minimale de 18 kilomètres, et ont été équilibrées à près de 800°C. L'âge de 106 Ma obtenu sur les cœurs de zircon par Searle et al. (1998) confirme les observations lithologiques faites dans la zone nord-ouest du Pangong : le massif du Pangong, au moins dans sa partie nord-ouest est un lambeau de la zone de suture de Shyok (nord-Ladakh) repris dans la faille du Karakorum. Ces granulites ont subi un rééquilibrage syn-cinématique au cours de leur exhumation, dans le faciès des amphibolites puis des schistes verts. Leur exhumation est lente. Elle peut être estimée à 0.3 entre 18 et 12 km de profondeur, à 0.8 mm an^{-1} entre 12 et 6 kilomètres de profondeur, puis à 0.5 mm an^{-1} entre 6 kilomètres et la surface.

Le granite de type Tangtse semble directement lié au fonctionnement de la faille du Karakorum, et ne serait donc pas l'équivalent décalé des gneiss du K2, comme proposé par Searle et al. (1998). Cela n'implique donc rien en terme de déplacement le long de la faille.

Cependant, Il y a de bonnes raisons de penser que le rejet horizontal le long de la faille du Karakorum est moins important que les 1000 kilomètres proposés par Peltzer et Tapponnier (1988), Avouac & Tapponnier (1993) et Liu et al. (1992). Un marqueur géologique potentiel pour estimer le décalage le long de la faille du Karakorum est le bloc du Karakorum lui-même.

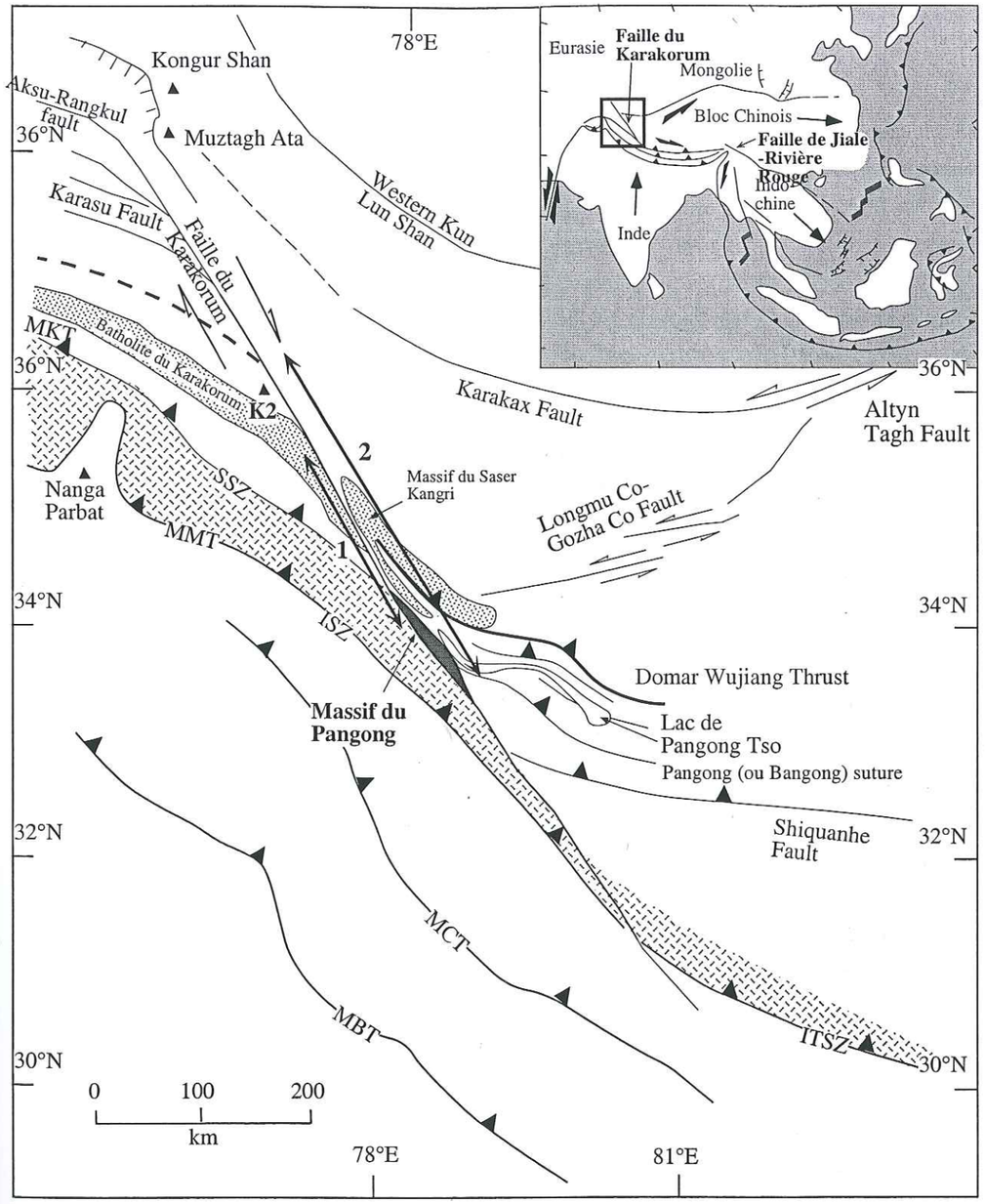


Fig. IV.19. Décalages estimés sur la faille du Karakorum (Carte redessiniée d'après Murphy et al., 2000, et modifiée). Le décalage 1 (env. 150 km), estimé d'après Searle et al. (1998) tient compte du décalage du batholite du Karakorum selon l'hypothèse que le granite de Tangtse a été décalé par la faille. Par ailleurs, si l'on suppose que le bloc de Lhasa est l'équivalent de celui du Karakorum (d'après des âges Ordoviciens semblables et une accrétion sub-contemporaine (simultanée?) de ces deux blocs au Crétacé moy.-inf., on obtient une estimation d'environ 300 km (2).

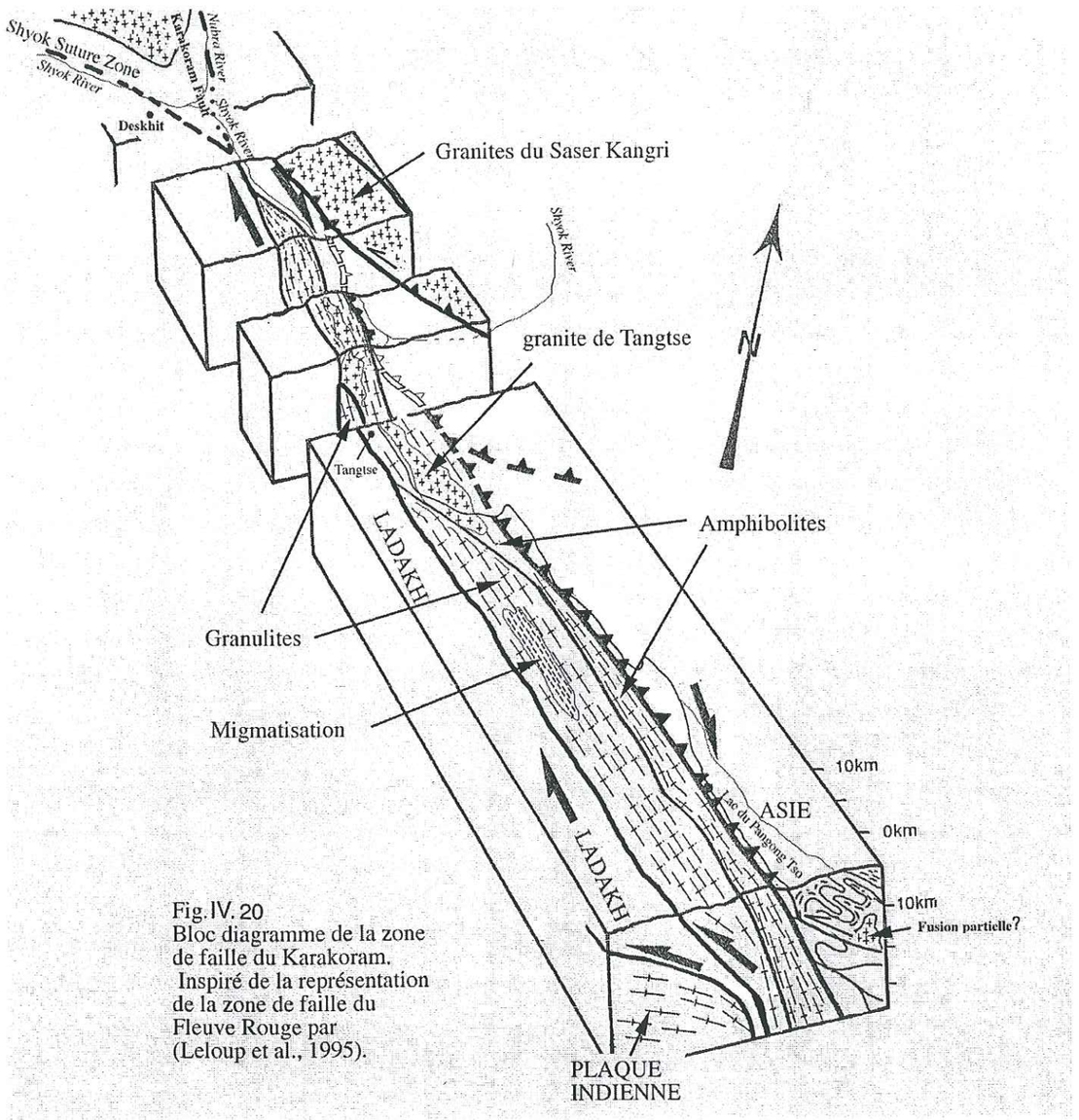


Fig.IV.20
Bloc diagramme de la zone de faille du Karakoram.
Inspiré de la représentation de la zone de faille du Fleuve Rouge par (Leloup et al., 1995).

En effet, l'âge Ordovicien du soubassement du Karakorum et de celui de Lhasa, et leur accrétion simultanée à la marge asiatique au cours du Crétacé inférieur (Rolland et al., 2000a) semble indiquer que le Karakorum est la prolongation orientale du bloc de Lhasa décalé par la faille du Karakorum. Dans ce cas, le décalage par la faille du Karakorum serait de ~ 300 km (Fig. IV.19). L'âge le plus ancien obtenu dans la zone de faille est de 32 Ma.

Si cet âge correspond bien à celui de l'assemblage granulitique, il pourrait correspondre à l'initiation de l'exhumation de celui-ci, et donc probablement à l'âge d'initiation de la faille. Notons que l'âge d'initiation des principaux décrochements sénestres à l'est et sud-est du Tibet (Ailao Shan-Red River, Lansang Wang Chao, Three Pagodas) est de 40-30 Ma (Lacassin et al., 1997), ce qui cohérent avec une initiation du jeu de la faille du Karakoram à 32 Ma. La vitesse de la faille du Karakorum, moyennée sur 32 Ma, serait alors de ~ 10 mm an^{-1}, ce qui nettement plus lent que la vitesse de 32 mm an^{-1}, proposée par Liu et al. (1992), et se rapproche de l'estimation de Searle et al. (1998) de 8.3 mm an^{-1}.

Par ailleurs, l'ensemble les auteurs ayant proposé des décalages sur la faille du Karakorum partent tous de l'hypothèse que cette faille accommode le déplacement relatif du Tibet, par rapport au bloc Karakorum + Ladakh + Inde, de façon rigide et homogène sur toute sa longueur. Or, cette faille ne se raccorde à aucun décrochement ni dans sa partie nord-ouest ni dans sa partie sud-est, où elle semble se terminer ou se raccorder à la zone de suture de l'Indus-Tsangpo. Les estimations de vitesses et des décalages effectuées par Murphy et al. (2000) dans ce segment sud-est sont d'ailleurs beaucoup plus faibles. Le mouvement le long de cette faille pourrait donc être hétérogène. On peut également supposer qu'en raison de la ductilité de la croûte inférieure et moyenne, granulitique (Le Pichon et al., 1997 ; Burg & Podlachikov, 1999, 2000 ; Rolland et al., 2000d), que l'extrusion du Tibet ne soit pas accommodée de façon rigide. Aussi, la convergence pourrait en partie être absorbée par l'aplatissement vertical ductile de la croûte inférieure. Cet aplatissement se traduirait par un épaississement de la croûte, qui pourrait également expliquer les hauts reliefs du plateau tibétain.

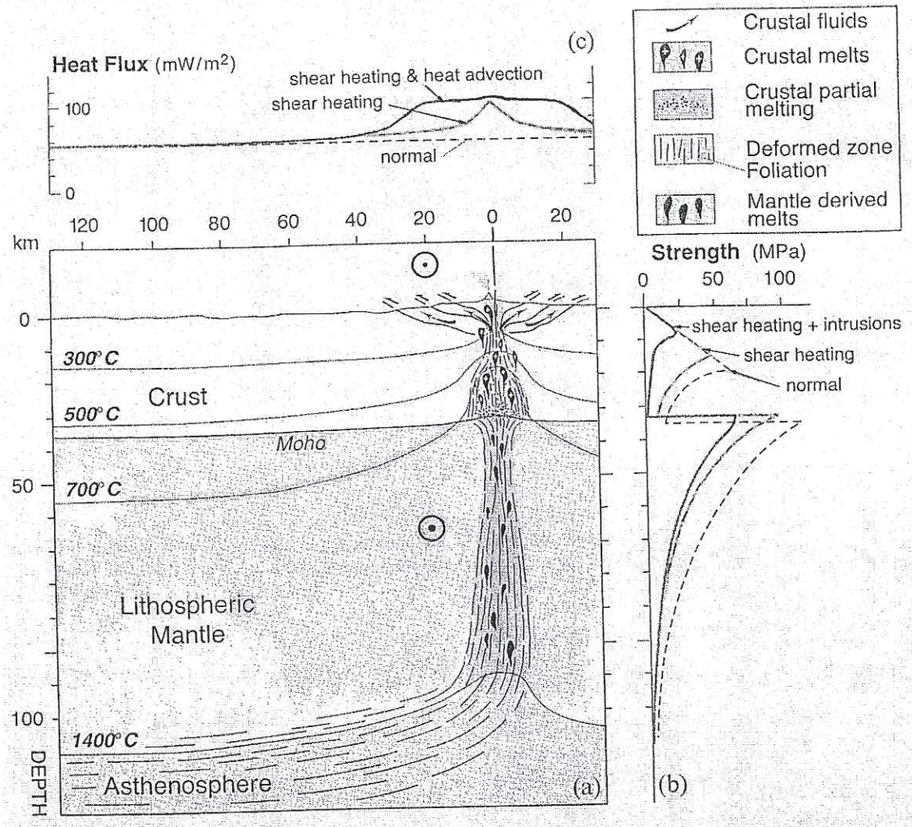


Fig. IV.21 Reconstitution du régime thermique dans la faille trans-lithosphérique du Fleuve Rouge (d'après Leloup et al., 1999).

IV.4. La convergence indo-asiatique : un modèle transposable à d'autres chaînes ?

Dans ce chapitre, une comparaison rapide est faite avec deux chaînes de montagne. Tout d'abord, la chaîne varisque, chaîne fossile, qui présente des similitudes au niveau de la largeur du segment de croûte déformée et du degré de métamorphisme au cours de son évolution précoce. Puis, les Alpes Occidentales qui appartiennent comme l'Himalaya au même ensemble orogénique, formé à la suite de la fermeture de l'espace néo-téthysien.

IV.4.1. La chaîne varisque :

La comparaison entre chaîne himalayenne et chaîne varisque est fréquente (e.g., Burg, 1983 ; Mattauer, 1986 ; Guillot, 1993), car ces deux chaînes de collision présentent une évolution comparable depuis une convergence en domaine océanique à une phase de collision continentale. Par ailleurs, la largeur des segments de croûte continentale déformée sont de tailles comparables, et dans les deux cas la présence de grands décrochements a été montrée. Dans les deux chaînes, on constate le développement d'un métamorphisme syn-orogénique dans le faciès des granulites. Enfin, la chaîne himalayenne comme la chaîne varisque montrent un diachronisme latéral dans le développement du métamorphisme (Guillot, 1993 ; Guillot et al., 1999a).

Rappelons que l'orogenèse varisque s'étend sur une longue durée (430-280 Ma), et qu'elle est caractérisée par une évolution en quatre étapes (références *in* Gardien et al., 1997) :

1. D'abord une subduction et un magmatisme d'arc associé (430-380 Ma) ;
2. Puis un empilement de nappes en conditions de moyenne pression et moyenne à haute température (380-320 Ma) ;
3. À la fin de cette phase d'épaississement crustal, développement de décrochements et mécanismes d'extrusion latérale (340-330 Ma) ;
4. La fin de l'évolution est marquée par une phase d'intense granulitisation et d'extension généralisée (320-280 Ma).

L'initiation du métamorphisme de haute température a lieu dès la seconde étape, entre 390 et 370 Ma à l'ouest et 360 et 340 Ma à l'est (e.g., Costa, 1990), précédant donc de 70 à 40 Ma la phase d'extension généralisée, mécanisme fréquemment invoqué pour expliquer la granulitisation de la croûte. Les trajets P-T obtenus pour cette étape sont comparables à ceux obtenus dans le segment nord-ouest himalayen, avec deux types de trajets (Fig. IV.22) : (1) un trajet en décompression adiabatique comparable à celui du Nanga Parbat, et (2) un trajet en augmentation de température, passant dans le faciès des granulites.

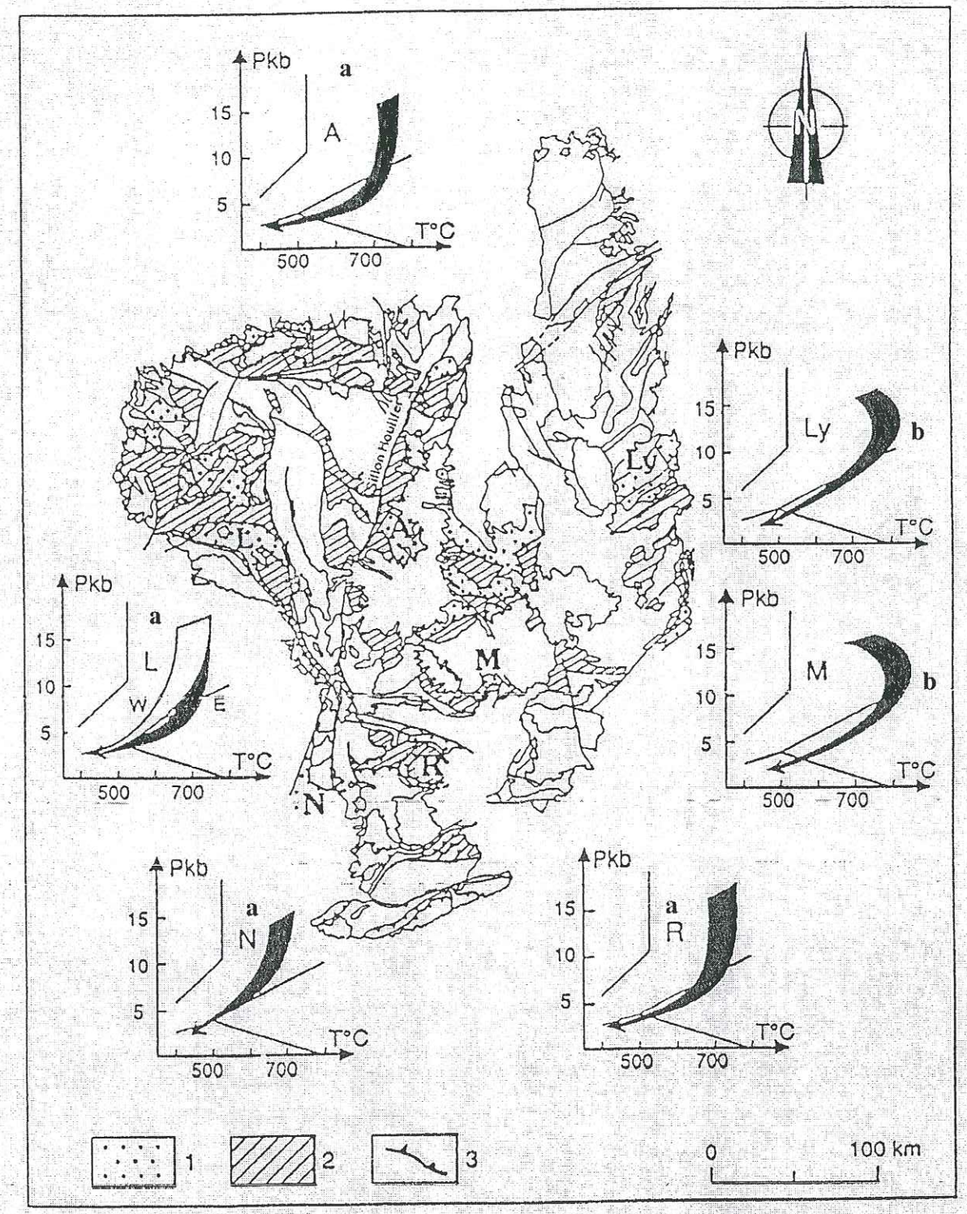


Fig. IV.22. Carte structurale du Massif Central Français, avec différents trajets P-T obtenus pour les éclogites de l'Artense (A), du Lyonnais (Ly), de Marvejols (M), du Rouergue (R), de Marvejols (M) et de Najac (N) ; 1 : unité supérieure des gneiss ; 2 : unité inférieure des Gneiss ; 3 : Chevauchement Médio-Varisque ; D'après Mercier et al. (1991). a : trajets en partie adiabatiques ; b : trajets en augmentation de température, voir le texte pour commentaires.

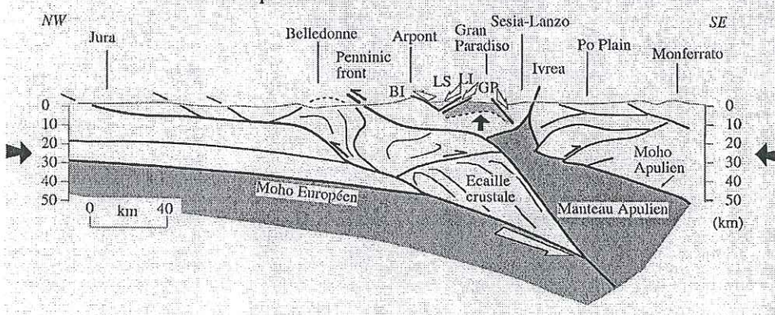


Fig. IV.23. Interprétation du profil ECORS des Alpes Occidentales, d'après Rolland et al. (2000e), modifié après Roure et al. (1996). GP : unités continentales éclogitisées, LI : unités océaniques inférieures (éclogitiques). LS : unités océaniques supérieures (Schistes Bleus).

Or, comme il a été discuté dans le § IV.2.2, le trajet en augmentation de température nécessite un apport de chaleur, qui dans le cas de la marge Karakoram serait associé à une remontée mantellique. Par contre, le trajet en décompression adiabatique témoigne d'une exhumation rapide, qui dans le cas du Nanga Parbat pourrait correspondre à un raidissement de la lithosphère postérieure au détachement de slab de lithosphère indienne plongeante. On pourrait invoquer le même type de processus pour l'initiation de la granulitisation dans l'orogène varisque. Cette granulitisation pourrait également débuter dans un contexte syn-collisionnel et en l'absence de mécanismes extensifs.

IV.4.2. Les Alpes Occidentales

Les Alpes Occidentales constituent comme leur nom l'indique l'extrêmité nord-ouest de la chaîne alpine dont l'Himalaya constituerait un segment proche de l'extrêmité sud-est. L'évolution tectonique des deux segments de chaîne est comparable depuis le Crétacé, avec une phase de convergence intra-océanique puis une phase de convergence syn-collisionelle.

Les deux points dont je voudrais discuter ici sont les différences de structuration à l'échelle crustale et en terme d'évolution thermique des deux segments. Dans les deux cas, les stades précoces de la phase orogénique sont caractérisés par la subduction de croûte continentale à des profondeurs importantes, à plus de 100 km pour le massif de Dora Maira dans les Alpes Occidentales (Chopin et al., 1991), et à plus de 60 km pour le massif du Tso Morari dans l'Himalaya du nord-ouest (de Sigoyer et al., 1997 ; Guillot et al., 1997). Dans les deux cas, les massifs éclogitiques montrent des structures en dômes interprétables comme le résultat de la tectonique syn-convergence en raccourcissement horizontal (Merle, 1994 ; Merle & Guiller, 1989 ; de Sigoyer, 1998 ; Guillot et al., 1999b ; Rolland et al., 2000e). Dans la chaîne himalayenne, les éclogites sont seulement préservées au nord-ouest de la chaîne (Guillot et al., 1999a), bénéficiant peut-être de " l'écran thermique " du complexe du Kohistan-Ladakh, tandis que les éclogites est-himalayennes ne forment que des reliques granulitisées (Lombardo & Rolfo, 2000). Ceci peut être expliqué par le fort gradient thermique prévalant au toît de la lithosphère subduite. Dans le cas des Alpes Occidentales, les éclogites ne montrent que peu ou pas d'augmentation de température au cours de leur exhumation (Lardeaux et al., 1982 ; Chopin et al., 1991 ; Rolland et al., 2000e ; Schwartz et al., 2000). Le manteau lithosphérique est lui-même exhumé dans la zone de Sesia-Lanzo (Fig. IV.23), et son exhumation ne provoque que peu de magmatisme. Le gradient thermique présent au toît de la lithosphère subduite serait donc bien plus faible que dans le cas de l'Himalaya. Une autre caractéristique majeure de la structuration du segment himalayen est l'importance des décrochements, qui permettent d'accommoder une part

importante de la convergence. Dans les Alpes, les décrochements ne jouent qu'une part mineure dans l'accommodation de la convergence, au moins dans la structuration finale de la chaîne. La différence entre Alpes et Himalaya est donc importante tant au niveau de leur structuration à l'échelle crustale que de leur évolution thermique. Dans Rolland et al. (2000d), nous avons discuté l'importance des processus d'advection dans la granulitisation de la marge Karakorum. L'apport de chaleur à (et au sein de) la croûte s'effectue par un transfert efficace de matière. Ce transfert s'effectue par plissement au sein de la croûte et probablement par remontée asthénosphérique dans le manteau, qui pourrait être consécutive au raidissement puis au détachement du slab indien dans les derniers 20 Ma. A l'inverse, le plus faible gradient thermique de la chaîne alpine occidentale est probablement dû à un transfert de chaleur par advection moins efficace de l'asthénosphère vers la lithosphère, et donc probablement l'absence d'un tel processus de détachement de slab. Or, il est probable que les vitesses des transfert de matière sont directement reliées à la vitesse des plaques. Aussi, les différences importantes observées entre les deux segments de la chaîne alpine pourraient s'expliquer par les différences estimées entre la vitesse de la convergence indo-asiatique, particulièrement rapide, de l'ordre de 5 cm an^{-1} après la collision (Patriat & Achache, 1984 ; Klootwijk et al., 1992), et celle de la convergence afro-européenne, plutôt lente, inférieure à 1 cm an^{-1} (DeMets et al., 1990 ; Calais, 1999).

V. Conclusion générale

V.1. La structuration de la marge asiatique pré-himalayenne

Nos investigations de la marge asiatique Karakorum ont montré que l'essentiel des séries constituant la marge sud-Karakorum sont ordoviciennes, et qu'elles reposent sur un socle précambrien. Une klippe de roches vertes ordovicienne préservée sur le flanc sud du Masherbrum, montre quatre types de roches, différenciés sur la base de leurs teneurs en en éléments majeurs, traces et terres rares, interprétables en terme de différentes partie d'un ensemble d'arc-arrière-arc et d'île océanique empilés en contexte océanique. La présence de cette série de roches vertes, obductée sur la marge sud-Karakoram suppose que le Karakorum se soit formé à partir de plusieurs blocs. D'autres ophiolites ordoviciennes, avec des affinités d'arc et d'OIB se retrouvent d'une façon apparemment aléatoire dans les zones de suture du centre-est asiatique. Le schéma tectonique du centre-est asiatique semble donc être plus complexe qu'initialement proposé (e.g., Matte et al., 1996), et semble se rapprocher de la situation géodynamique actuelle de la marge SW Pacifique, où de nombreux arcs se forment en réponse à des mouvements tectoniques très complexes. Par contre, il semble qu'à partir du Silurien, comme l'ont montré Allègre et al. (1984) et Matte et al. (1996), les microblocs tectoniques de cet espace océanique complexe s'accrètent progressivement à la marge asiatique, la limite de cette dernière étant de ce fait continuellement déplacée vers le sud. Dans ce contexte, la collision indo-asiatique apparaît comme l'étape actuelle d'un continuum de convergence tectonique nord-sud.

V.2. La convergence indo-asiatique en domaine océanique :

Les conclusions de l'étude pétro-géochimique de la marge nord-Ladakh et sa comparaison avec le Kohistan fournissent des arguments pour en faire un ensemble d'arc volcanique continu, oblique sur la marge asiatique, passant d'un arc intra-océanique au Kohistan à une marge continentale active au niveau du Tibet. Ses caractéristiques géochimiques suggèrent la fusion de la croûte océanique plongeante et de sédiments associés. Si l'on se replace dans le cadre plus vaste de l'ensemble de la Néo-Téthys, cette hypothèse est également confortée par le modèle proposé pour la mise en place de l'ophiolite d'Oman. L'initiation de l'obduction de cette ophiolite aurait été initiée par la subduction de la ride océanique (Coleman, 1981 ; Boudier & Coleman, 1981 ; Boudier et al., 1985 ; Ernewein et al., 1988 ; Nicolas, 1989) ou par la subduction de croûte océanique jeune proche de la ride (Pearce et al., 1981 ; Alabaster et al., 1982 ; Searle & Stevens, 1984 ; Lippard et al., 1986 ; Le Métour et al., 1986). Il semble donc qu'un même type de mécanisme se prolonge le long de la dorsale Néo-Tethysienne orientale, dont l'orientation était globalement est-ouest au Crétacé Moyen (reconstitutions de Scotese & Golonka, 1992 ;Van der Voo et al., 1999) (2 Fig.

V.1 & 3 Fig. V.2). De plus l'initiation de la subduction de ride au niveau d'Oman est contemporaine de l'initiation du volcanisme du Kohistan-Ladakh (100-95 Ma ; Boudier et al., 1985 ; Thomas et al., 1988).

La contemporanéité de la mise en place du volcanisme du Kohistan-Ladakh et du magmatisme calco-alcalin dans le Karakorum, interprété comme supra-subductif par Debon et al. (1987) et Crawford & Searle (1992) implique qu'une autre subduction soit présente au niveau de la marge sud-Karakorum (3-4, Figs. V.1 & V.2). Le magmatisme de la marge Karakorum évolue de calco-alcalin à alcalin vers 88 Ma (Debon & Khan, 1996), ce qui suggère un approfondissement de la zone-source, peut-être en conséquence d'un raidissement de la surface de Benioff dans la dernière étape précédant l'accrétion de l'arc du Kohistan-Ladakh (4, Fig. V.2). L'accrétion de l'arc du Kohistan-Ladakh à la marge Karakorum a lieu vers 80 Ma, il n'existe alors plus qu'une seule marge active du Moyen-Orient au Tibet oriental (5, Figs. V.1 & V.2). Cet épisode est daté par un magmatisme qui se développe exclusivement le long de la zone de suture de Shyok, daté à 80-75 Ma (Petterson & Windley, 1985 ; Weinberg et al., 2000), recoupant alors la zone de suture de Shyok (Ladakh-Karakorum). Au cours de cette étape se développe un début de métamorphisme de type Barrovien (métamorphisme M1), lié à une tectonique en épaississement, à vergence sud-ouest, affectant l'ensemble Kohistan-Ladakh-Karakorum.

V.3. La convergence indo-asiatique syn à post-collisionelle :

La collision intervient entre 65 et 53 Ma, d'abord au nord-ouest (Bassoullet et al., 1981 ; Blondeau et al., 1986), puis se propage progressivement vers le sud-est (Klootwijk et al., 1992 ; Rowley, 1996 ; Guillot et al., 1999a) (5, Fig. V.1 ; 6, Fig. V.2). Dans les premières étapes de la " collision ", à ~ 55 Ma (de Sigoyer et al., 2000), la croûte continentale indienne est subduite à une profondeur minimale de 60 km, comme le montre son éclogitisation à 2 ± 0.2 GPa à basse température (550 ± 50°C) (de Sigoyer et al., 1997 ; Guillot et al., 1997). Dans le même temps, au cours de leur obduction sur la marge indienne, le Kohistan et surtout le Ladakh subissent une importante granitisation, issue d'une source à forte affinité crustale (εNd = -7.5, Rolland et al., 2000c), malgré l'assimilation des séries volcaniques et magmatiques d'arc à affinité mantellique. Cet épisode de granitisation pourrait donc correspondre à la fusion partielle d'un soubassement crustal au Ladakh dans un contexte de fort réchauffement à ~ 750-800°C pour 0.6 ± 0.1 GPa (soit une profondeur de 18 km), estimé dans la région du Largyap La (cf. § III). Ce réchauffement dans le faciès des granulites pourrait être lié à une remontée de l'asthénosphère et des isothermes, au cours de la subduction de la lithosphère continentale indienne.

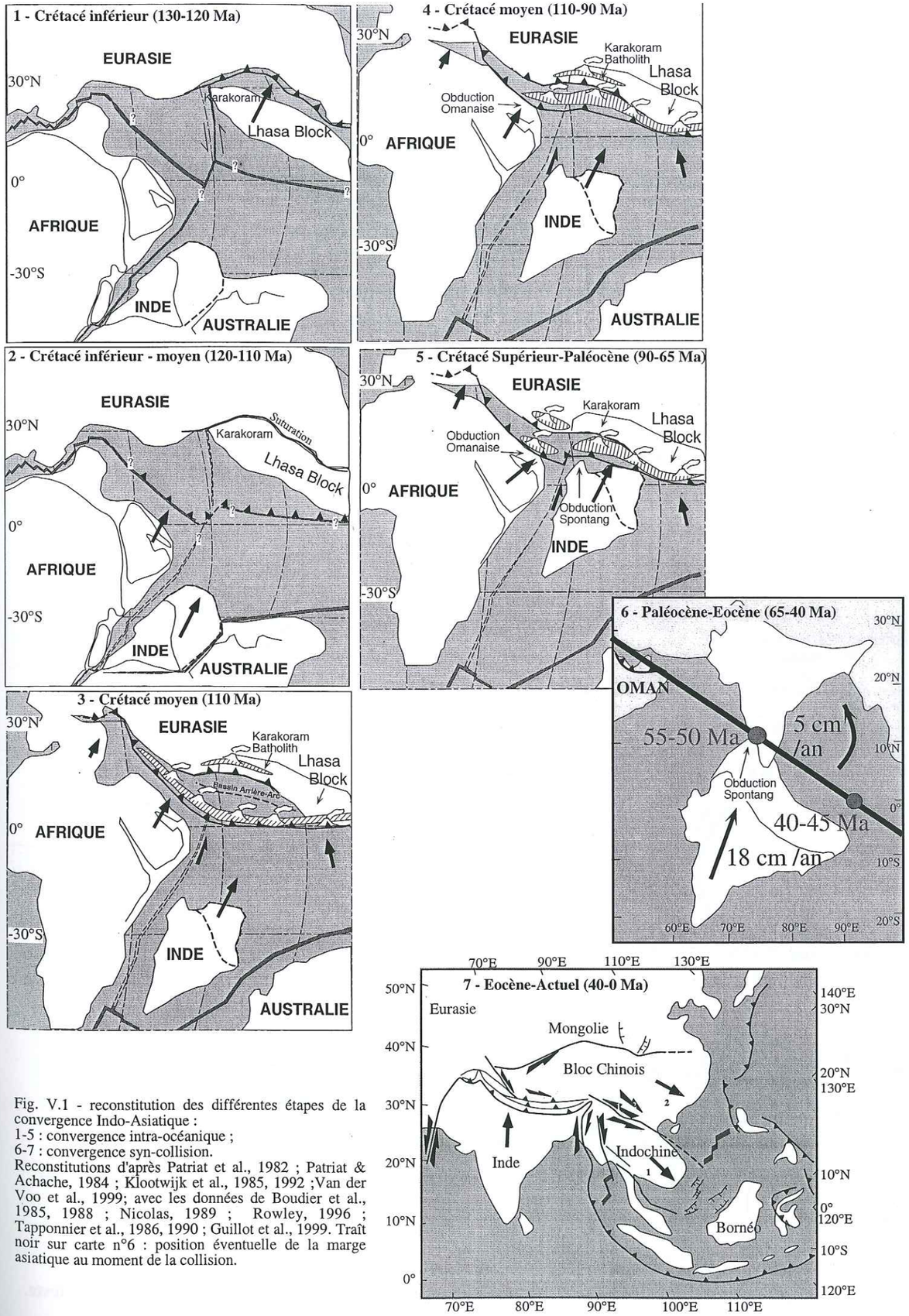


Fig. V.1 - reconstitution des différentes étapes de la convergence Indo-Asiatique :
1-5 : convergence intra-océanique ;
6-7 : convergence syn-collision.
Reconstitutions d'après Patriat et al., 1982 ; Patriat & Achache, 1984 ; Klootwijk et al., 1985, 1992 ;Van der Voo et al., 1999; avec les données de Boudier et al., 1985, 1988 ; Nicolas, 1989 ; Rowley, 1996 ; Tapponnier et al., 1986, 1990 ; Guillot et al., 1999. Traît noir sur carte n°6 : position éventuelle de la marge asiatique au moment de la collision.

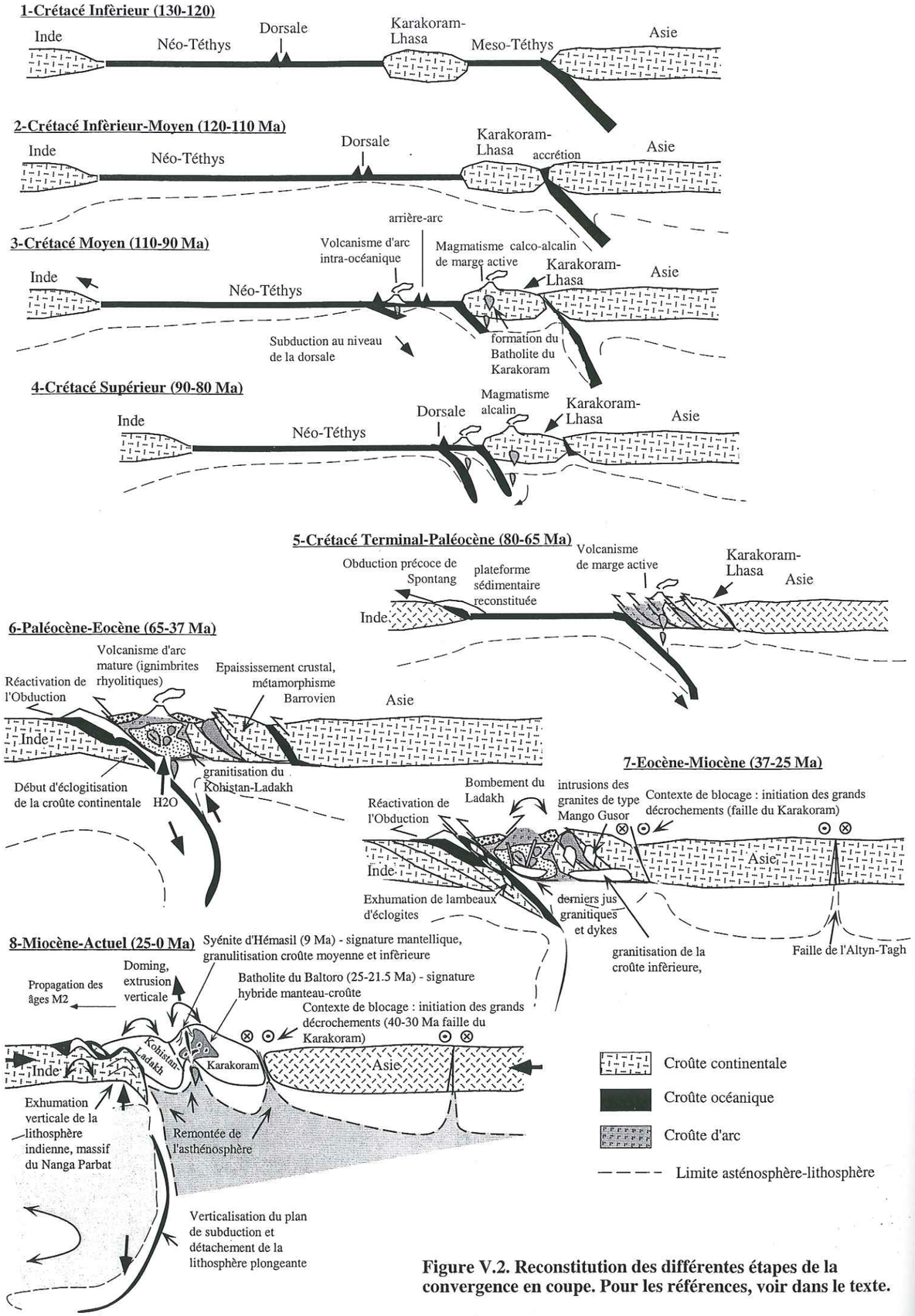


Figure V.2. Reconstitution des différentes étapes de la convergence en coupe. Pour les références, voir dans le texte.

La raison pour laquelle les éclogites du nord-ouest Himalaya ne subissent pas de granulitisation comme dans le sud-est Himalaya (Lombardo & Rolfo, 2000) est probablement liée à l'écrantage thermique des ultramafites serpentinisées du Kohistan-Ladakh qui ont une faible conductivité thermique (e.g., Treloar, 1997). Dans le Karakorum, cette période correspond à un fort épaississement lié à un écaillage superposant des niveaux profonds sur des niveaux superficiels, toujours dans une tectonique M1-D1 à vergence sud-ouest (Hanson, 1989 ; Allen & Chamberlain, 1991 ; Rolland et al., 2000d). Ces structures précoces, orientées régionalement dans une direction nord-ouest sud-est sont recoupées localement par des intrusions datées à 37 Ma (Mango Gusar), puis à 25-21 Ma (Baltoro). L'arrêt de la tectonique en empilement à vergence sud-ouest correspond probablement à un seuil dans l'épaississement de la chaîne. En effet, il n'existe apparemment pas de chevauchement plus jeune dans cette partie de la chaîne. Il est donc probable que l'épaisseur crustale du Karakoram de 70 km (Mangino et al., 1999 ; Caporali, 2000 ; Maggi et al., 2000) fut atteinte dès 37 Ma. On peut penser que cette épaisseur de 70 km constitue un seuil à partir duquel il est difficile d'empiler des unités crustales. Or c'est effectivement à partir de 41 Ma que le sub-continent indien est totalement suturé à la marge asiatique (Rowley, 1996). Cette suturation complète s'accompagne d'une décélération de la convergence d'une vitesse de 18 cm an^{-1} à 5 cm an^{-1} et de la fin d'un mouvement de rotation anti-horaire de l'Inde, initié vers 55 Ma, et (Le Pichon et al., 1978 ; Patriat & Achache, 1984 ; Klootwijk et al., 1992). Le mouvement de convergence est alors ralenti de deux tiers, et passe d'une direction nord-est sud-ouest à une direction nord-sud. Cette direction de raccourcissement nord-sud s'exprime dans le Karakorum, où l'alignement est-ouest des dômes recoupe l'ensemble Inde - Ladakh/Kohistan - Asie déjà suturé. Une partie de l'accommodation de la convergence indo-asiatique s'effectue alors également par des décrochements, initiés en périphérie de la chaîne (e.g., Molnar &Tapponnier, 1975), dès 40-30 Ma (6, Fig. V.1 ; 7, Fig. V.2 et § IV.3). Ainsi, à partir de 40 Ma, on peut observer une partition régionale de la déformation entre :

- des décrochements périphériques (= tectonique en extrusion latérale) : failles de l'Altyn-Tag, du Fleuve Rouge, du Karakorum et de Chaman.
- et des zones de raccourcissement nord-sud (= tectonique en épaississement): par exemple, zone du MCT (chevauchement), zone des dômes du Karakorum (plissement, extrusion verticale).

1- La tectonique décrochante :

Cette tectonique est bien illustrée par la faille du Karakorum. Les granulites du massif du Pangong, mises en place dans la zone de faille ont subi plusieurs rééquilibrages successifs liés à la déformation décrochante. La granulitisation a lieu dans des conditions de pression moyenne (P ≥

0.6 GPa – T ~ 800°C). Les granulites subissent un rééquilibrage presque total dans le faciès des amphibolites de haute température (0.6 GPa – 750°C), puis des rééquilibrages partiels au cours de leur exhumation jusqu'au faciès des schistes verts. Si l'âge de granulitisation est incertain (32 Ma ?), il semble que l'épisode d'amphibolitisation associé à la mise en place de granites de type Tangtse, dans la zone de faille, soit bien contraint à 18 Ma (U/Pb sur Zircon, Searle et al., 1998 ; Ar-Ar sur Amphibole, cette étude), puis le refroidissement dans le faciès des schistes verts à 11 Ma (Ar-Ar sur micas, Searle et al., 1998).

L'analyse de l'évolution tectono-métamorphique de la faille du Karakorum aboutit aux conclusions suivantes :

- La faille du Karakorum est transpressive. Cette transpression s'exprime par une partition entre des domaines en chevauchement de part et d'autre de la faille et décrochant presque pur dans la zone de faille.
- Le contexte métamorphique observé dans la zone de faille exclut que le granite de Tangtse puisse être la prolongation du Batholite du Karakorum, rappelons que cette continuité supposée est utilisée par Searle et al. (1998) pour estimer un décalage de 120-150 km et une vitesse de 8.3 mm an^{-1} le long de la zone de faille.
- Les lithologies observées dans le massif du Pangong et l'âge initial de 106 Ma obtenu par Searle et al. (1998) suggèrent que le massif du Pangong est une écaille de terrains du Ladakh remontée dans la zone de faille du Karakorum.
- Les granulites du Pangong impliquent un fort gradient géothermique dans la zone de faille (75°C km^{-1}), comparable à celui estimé dans celle du Fleuve Rouge (Leloup et al., 1995). Ce gradient ne serait pas dû au seul " shear heating ", mais implique un apport de chaleur initial en base et milieu de croûte. Ceci suggère que la faille du Karakorum, tout comme celle du Fleuve Rouge, soit une faille trans-lithosphérique, le long de laquelle la chaleur est conduite et advectée vers la surface.
- La faille du Karakorum joue également un rôle de drain pour les fluides à H_2O-CO_2.
- Les écailles tectoniques situées au nord-est de la faille du Karakorum (massif de Tangtse) connaissent une amphibolitisation en conditions de pression moyenne à basse (0.7-0.4 GPa), qui a lieu en même temps que le jeu de la faille et probablement au contact de celle-ci. Ce réchauffement s'accompagne de la mise en place de granites dans le massif du Saser Kangri, datés à 15 Ma par Weinberg et al. (2000).

2- La tectonique en raccourcissement horizontal

En Himalaya central, les chevauchements sont actifs entre 50-30 et 20 Ma (Treloar & Rex, 1990) et en Himalaya central, ne semblent pas avoir débuté avant 25 Ma (Hodges et al., 1994). La tectonique en empilement de nappes est donc diachrone, s'achevant avant 37 Ma dans la partie nord-ouest et se prolongeant après 25 Ma dans la partie est (Guillot et al., 1999a). Après l'arrêt de cette tectonique en empilement de nappes, les limites entre blocs accrétés : MMT et suture de Shyok (ou MKT) sont scellées au niveau du Ladakh. L'ensemble : marge indienne + Ladakh/Kohistan + Karakorum va être déformé comme un seul ensemble structural. Le style structural associé à cette phase d' " hyper-collision " est un plissement isoclinal à très courte longueur d'onde qui se manifeste dans l'ensemble du segment NW himalayen (e.g., Bassoullet et al., 1980a-c ; Gapais et al., 1984 ; Colchen et al., 1986 ; Searle, 1991 ; Pêcher & Lefort, 1999). La zone des dômes illustre bien ce phénomène. Elle correspond à un alignement est-ouest de dômes, au cœur de laquelle la croûte moyenne est exhumée. Comme dans les zones de syntaxe : Nanga Parbat et Namche Barwa, c'est l'affaiblissement thermique consécutif au métamorphisme HT qui règne dans la croûte moyenne qui conduit ensuite à son exhumation par amplification de plis de grande amplitude, ce qui a été proposé pour ces syntaxes (Burg et al., 1997 ; Burg & Podladchikov, 1999 ; 2000). Mais contrairement à ces dernières, la marge sud-Karakorum subit un réchauffement au cours de son exhumation. Ce réchauffement est clairement associé, spatialement et temporellement à un magmatisme mantellique. Dans le Karakorum, le plissement et la mise en place des dômes s'accompagnent d'un apport magmatique mantellique, d'affinité asthénosphérique, en deux temps :

1. fusion partielle du manteau asthénosphérique sous-jacent puis de la croûte du Karakorum, produisant un large batholite de composition isotopique hybride entre croûte et manteau : le batholite du Baltoro, mis en place entre 25 et 21.5 Ma ;

2. fusion partielle du manteau avec peu de mélange crustal et mise en place de petit corps plutoniques en cœur de dôme : exemple du pluton d'Hemasil mis en place à 9 Ma.

Ce dernier épisode de magmatisme est associé à une granulitisation de la croûte moyenne du Karakorum à une température de 750-800°C pour une pression de 0.6 GPa, soit 18 kilomètres de profondeur. Ce magmatisme d'affinité mantellique se retrouve tout le long de la marge tibétaine, s'exprimant en surface par un volcanisme potassique à ultra potassique (Turner et al., 1996 ; Miller et al., 1999). Au cours du temps (de 25 à 9 Ma), l'affinité mantellique s'accroît pour atteindre des valeurs isotopiques proches de la composition isotopique du pôle des MORB (Fig. V.3).

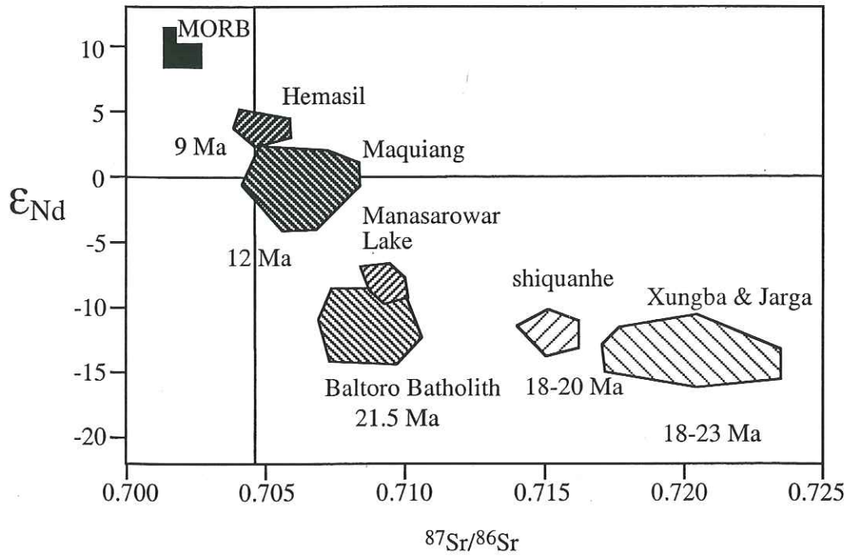


Fig. V.3. Composition isotopique des roches magmatiques Miocènes de la marge asiatique (Tibet-Karakorum). Composition des roches de Hémasil d'après Lemennicier (1996), celles des roches tibétaines (Maquiang, Xungba, Jarga & Shiquanhe) sont de Turner et al. (1996), celles de Manasowar Lake sont de Miller et al. (1999), celles du batholithe du Karakorum sont de Searle et al. (1992).

De 17 à 25 Ma, la composition isotopique des roches magmatiques ($-7 < \varepsilon Nd < -15$; $0.707 < \varepsilon Sr < 0.723$) suggère la fusion partielle d'une source de type manteau lithosphérique métasomatisé, mélangé avec une composante lithosphérique et crustale (Fig. V.3 ; e.g., Miller et al., 1999). À partir de 17 Ma, et davantage de 12 à 9 Ma, les volcanites de Maquiang et les plutonites d'Hémasil montrent des compositions caractéristiques de sources mantelliques déprimées de type MORB ($-4 < \varepsilon Nd < +5$; $0.704 < \varepsilon Sr < 0.708$). Cette évolution suggère une contribution croissante d'une source de type manteau lithosphérique au cours du temps, et un moindre degré de mélange manteau - croûte. La conjonction de magmatisme mantellique et de granulitisation dans la zone des dômes de l'Himalaya s.l. du nord-ouest suggère un processus tectono-magmatique commun. De telles relations entre augmentation de température et magmatisme mantellique ont déjà été observées par ailleurs et interprétées comme le résultat du détachement du slab de la lithosphère subduite (Davies & von Blanckenburg, 1995). Un tel mécanisme est compatible avec les données de tomographie sismique (Van der Voo et al., 1999), réinterprétées par Chemenda et al. (2000), qui suggèrent l'initiation du détachement de slab indien à partir de 20-25 Ma. Cet âge correspond précisément à celui de l'initiation de l'épisode métamorphique M2 et du magmatisme mantellique dans la marge Karakorum. La corrélation spatiale entre anomalie thermique et magmatisme mantellique suggère que le manteau contribue directement à cette anomalie. La fusion partielle du manteau pouvant être expliquée par un processus de réchauffement lié à une remontée asténosphérique consécutive au détachement de slab, comme proposé par Davies & Von Blanckenburg (1995). Le trajet P-T du métamorphisme M2 en cœur de dôme dans la marge Karakorum montre d'ailleurs que l'augmentation de température a lieu en cours de décompression, c'est-à-dire en cours d'exhumation (Fig. V.4). Par opposition au trajet P-T des granulites du Karakorum, celui des granulites du Nanga Parbat est caractérisé par une décompression adiabatique. Cette décompression, liée à un taux d'exhumation rapide (jusqu'à 7 mm an^{-1}, Zeitler et al., 1993) pourrait être liée à un phénomène de rebond post-détachement du slab indien. La granulitisation dans le massif du Nanga Parbat serait donc liée à une exhumation rapide et sans apport de chaleur. Il est donc probable que la remontée de l'asthénosphère consécutive au détachement de slab s'effectue dans le coin mantellique supra-subductif, sous la marge asiatique uniquement (Fig. V.4). Cette hypothèse est corroborée par la propagation du métamorphisme M2 du nord vers le sud, de la marge Karakorum à la marge indienne Nanga Parbat, qui suggère un raidissement du plan de subduction au cours du temps. Ce raidissement est attesté par les données sismiques, montrant un slab plongeant plus raide à l'ouest qu'à l'est de la chaîne, avec une subduction continentale à plus de 150 kilomètres sous le Pamir - Hindu Kush (Chatelain et al., 1980 ; Baranowski et al., 1984).

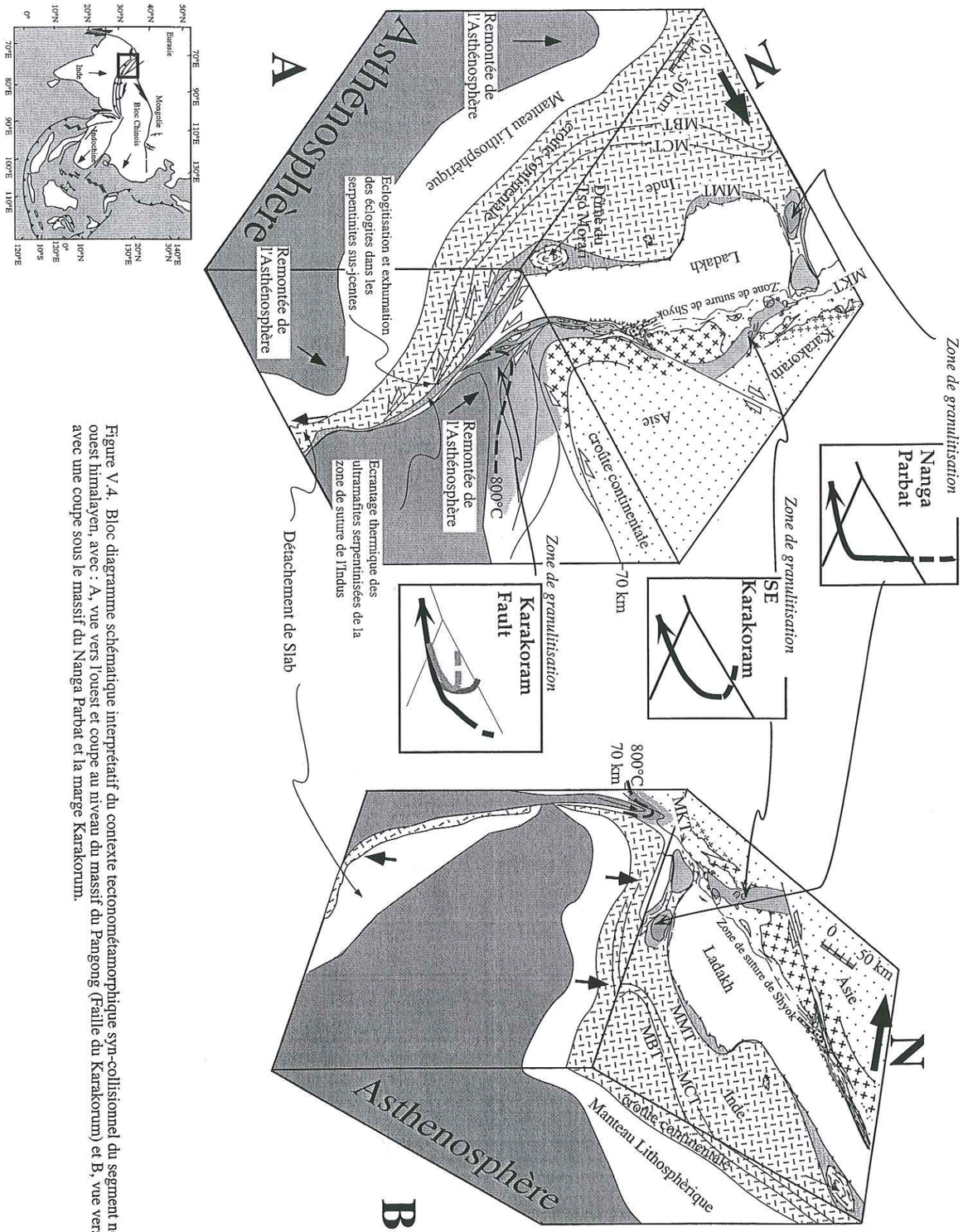


Figure V.4. Bloc diagramme schématique interprétatif du contexte tectonométamorphique syn-collisionnel du segment nord-ouest himalayen, avec : A, vue vers l'ouest et coupe au niveau du massif du Nanga Parbat et la marge Karakorum ; B, vue vers l'est et coupe au niveau du massif du Pangong (Faille du Karakorum) et la marge Karakorum.

Un tel mécanisme d'enroulement de la lithosphère subduite peu après son détachement a été proposé par Davies & von Blanckenburg (1995) sur la base de modélisations numériques.

L'évolution tardive, Mio-Pliocène, du segment nord-ouest de la chaîne himalayenne est donc caractérisée par trois types de granulites, formées dans des contextes distincts (Fig. V.4) :

-Les granulites du Nanga Parbat correspondent à une remontée rapide de la croûte indienne, qui dans notre hypothèse correspondrait au rebond consécutif au détachement de slab de lithosphère indienne subduite.

-Les granulites du SE Karakorum sont liées à un réchauffement de la base de croûte consécutif à la remontée de l'asthénosphère supra-subductive, elle-même liée au rebond post-détachement de slab et/ou à un raidissement du plan de subduction lié à l'enroulement de la lithosphère indienne subduite.

-Les granulites du massif du Pangong correspondent au réchauffement d'écailles liées à un fort gradient géothermique dans une zone de faille trans-lithosphérique.

La granulitisation dans chacun de ces trois contextes ne nécessite pas l'intervention de processus extensifs.

Références bibliographiques

Ahmad, T., Thakur, V.C., Islam, R., Khanna, P.P., Mukherjee, P.K., 1998. Geochemistry and geodynamic implications of magmatic rocks from the Trans-Himalayan arc. Geochem. J. 32, 383-404.

Aitken, B.C., 1983. T-XCO_2 stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite. Geochim. Cosmochim. Acta 47, 351-362.

Alabaster, T., Pearce, J.A., Malpas, J., 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. Contr. Mineral. Petrol. 81, 168-213.

Allègre, C.J., Courtillot, V., Tapponnier, P., Hirn, A., Mattauer, M., Coulon, C., Jaeger, J-J., Achache, J., Schäerer, U., Marcoux, J., Burg, J.P., Girardeau, J., Armijo, R., Gariepy, C., Goepel, C., Li Tindong, Xiao Xuchang, Chang Chenfa, Li Guanggin, Lin Baoyu, Teng Ji Wen, Wang Naiwen, Chen Guoming, Han Tonglin, Wang Xibin, Den Wanming, Sheng Huaibin, Cao Yougong, Zhou Ji, Qiu Hongrong, Bao Peishen, Wang Songchan, Wang Bixiang, Zhou Yaoxiu, Ronghua Xu, 1984. Structure and evolution of the Himalaya – Tibet orogenic belt. Nature 307, 17-22.

Allen, T., Chamberlain, C.P., 1991. Metamorphic evidence for an inverted crustal section, with constraints on the Main Karakorum Thrust, Baltistan, northern Pakistan. J. Metamorphic Geol. 9, 403-418.

Anckiewicz, R., Oberli, F., Burg, J.P., Meier, M., Dawood, H., Hussein, S., 1998. Magmatism south of the Indus suture, lower Swat, Pakistan. (abstract) 13 th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop. Geol. Bull. Univ. Peshawar 31, 7-9.

Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Mineralogical Magazine 56, 173-184.

Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie. C.R. 13 Cong. Géol. Int., 1922, 171-372.

Armijo, R., Tapponnier, P., Han Tonglin, 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting across southern Tibet. Journal of Geophysical Research, 94, 2787-2838.

Auden, J.B., 1935. Traverses in the Himalaya. Rec. Geol. Surv. India 69, 123-137.

Avouac, J.P., Tapponnier, P., 1993. Kinematic model of active deformation in Central Asia. Geophysical Research Letters 20, 895-898.

Balhaus, C., Berry, R.F., Green, D.H., 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer: implications for the oxidation state of the mantle. Contrib. Mineral. Petrol. 107, 27-40.

Baranowski, J., Armbuster, J., Seeber, L., Molnar, P., 1984. Focal depths and fault plane solutions of earthquackes and active tectonics of the Himalaya : Journal of Geophysical Research 89, 6918-6928.

Bard, J.P., Maluski, H., Matte, P., Proust, F., 1980. The Kohistan sequence: crust and mantle of an obducted island arc. Geol. Bull. Univ. Peshawar, Spec. Issue 13, 87-94.

Barrat, J.A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, J., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate samples by ICP-MS after Tm addition and Im exchange separation. Geostand. Newslett. 20, 133-139.

Bassoullet, J.P., Boulin, J., Colchen, M., Marcoux, J., Mascle, G., Montenant, C., 1980a. L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du bouclier indien du Carbonifère au Crétacé. In : Les Chaînes Alpines issues de la Téthys. Mém. BRGM Orléans 115, pp. 180-193.

___, Colchen, M., Juteau, T., Marcoux, J., Mascle, G., Reibel, G., 1980b. Geological studies in the Indus suture zone of Ladakh Himalaya. In : Gupta, V.J. (Ed.). Hind. Publ. Co., Dehli, pp. 96-124.

___, ___, ___, ___, ___, 1980c. L'édifice de nappes du Zanskar (Ladakh-Himalaya). C. R. Acad. Sci. Paris 286, 563-566.

___, ___, Marcoux, J., Mascle, G., 1981. Les masses calcaires du flysch Triassico-jurassique de Lamayuru (zone de la suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh) : klippes sédimentaires et éléments de plate-forme remaniés. Riv. Ital. Paleont. Stratigr. 86, 825-843.

Baochun Huang, Zhenyu Yang, Yo-ichiro Otofuji, Rixiang Zhu, 1999. Early Paleozoic paleomagnetic poles from the western part of the North China Block and their implications. Tectonophysics 308, 377-402.

Baumgartner, P.O., 1985. Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). Mem. Soc. Geol. Helv. Sci. Nat., 111p.

Beck, R.A. et al. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between India and Asia. Nature 373, 55-57.

Beddoe-Stephens, B., Petterson, M.G., Millward, D., Marriner, G.F., 1995. Geochemical variation and magmatic cyclicity within an Ordovician-arc volcanic field: the lower Borrowdale Volcanic Group, English Lake District. Journal of Volcanology and Geothermal Research 65, 81-110.

Bédard, J.H., Lauziere, K., Tremblay, A., Sangtser, A., 1998. Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity. Tectonophysics 284, 233-245.

Belluso, E., Ruffini, R., Schaller, M., Villa, I.M., 2000. Electron-microscope and Ar isotope characterization of chemically heterogeneous amphiboles from the Palala shear zone, Limpopo Belt, South Africa. Eur. J. Mineral. 12, 45-62.

Ben Othman, D., White, W.M., Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling. Earth Planet. Sci. Lett. 94, 1-21.

Berger, G.W., York, D., 1981. Geothermometry from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating experiments. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1047-1055.

Berman, R. G. (1990) Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. American Mineralogist 75, pp. 328-344.

Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican shear zone. J. Struct. Geol. 1, 31-42.

Bertrand, J.M., Kienast, J.R. & Pinardon, J.L., 1988. Structure and metamorphism of the Karakorum gneisses in the Braldu-Baltoro Valley (North Pakistan). Geodinamica Acta 2, 135-150.

Besse, J., Courtillot, V., Pozzi, J.P., Westphal, M., Zhou, Y.X., 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. Nature 311, 621-626.

Blondeau, A., Bassoullet, J.P., Colchen, T.L., Han, J., Marcoux, J., Mascle, G., Van Haver, T., 1986. Disparition des formations marines à l'Eocène Inférieur en Himalaya. In : Lefort, P., Colchen, M., Montenat, C., (eds.), Evolution des domaines orogéniques d'Asie Méridionale (de la Turquie à l'Indonésie). Mem. 47, pp. 103-111, Sciences de la Terre, Nancy.

Bohlen, S.R., Wall, V.J., Boettcher, A.L., 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $FeO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. American Mineralogist 68, 1049-1058.

Bond, G.C., Nickeson, P.A., Kominz, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. Earth Planet. Sci Lett. 70, 325-345.

Bordet, P., 1961. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu. Editions du CNRS, Paris, 275p.

___, Latreille, M., 1958. Esquisse géologique de la région de l'Everest et du Makalu, 1/50000.

Boudier, F., Coleman, R.G., 1981. Cross section through the peridotites in the Semail ophiolite, Southeastern Oman. J. Geophys. Res. 86, 2573-2592.

___, Bouchez, J.L., Nicolas, A., Cannat, M., Ceuleneer, G., Misseri, M., Montigny, R., 1983. Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence. Earth Planet. Sci. Lett. 75, 215-221.

___, Ceuleneer, G., Nicolas, A., 1985. Shear zones thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: initiation of thrusting of an oceanic ridge. Tectonophysics 151, 275-296.

Boulin, J., 1988. Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophysics 148, 253-278.

Boyd, F.R., 1959. Hydrothermal investigations of the amphiboles. In: Abelson, P.H., (ed.), Research in Geochemistry. John Wiley & Sons.

Brookfield, M.E, Reynolds, P.H., 1981. Late Cretaceous emplacement of the Indus Suture Zone ophiolitic mélanges and an Eocene-Oligocene magmatic arc on the Northern edge of the Indian Plate. Earth. Planet. Sci. Lett. 55, 157-162.

Brown, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. Journal of Petrology 18, 53-72.

Brunel, M., 1975. La nappe du Mahabharat, Himalaya du Népal Central. C.R. Acad. Sci. Paris, 280, 551-554.

Buchroithner, M., Gamerith, H., 1986. On the Geology of the Tirich Mir area, Central Hindu Kush (Pakistan). Jahrb. Geol. Bundesanst. 128, 367-381.

Burg, J.P., 1983. Tectogenèse comparée de deux segments de chaîne de collision : le Sud du Tibet (suture du Tsangpo) et la chaîne hercynienne en Europe (sutures du Massif Central). Thèse d'état, Montpellier, 420p.

___, Davy, P., Nievergelt, P., Oberli, F., Seward, D., Zhizhong Diao, Meier, M., 1997. Exhumation during crustal folding in the Namche-Barwa syntaxis. Terra Nova 9, 53-56.

___, Podladchikov, Y., 1999. Lithospheric scale folding: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. International Journal of Earth Sciences 88, 190-200.

___, Podladchikov, Y., 2000. From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. In: Khan, M.A., Treolar, P.J., Searle, M.P. & Jan, M.Q (eds.).Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxes and the Western Himalaya. Geological society of London special publication 170, 219-236.

Burke, W.H., Denison, R.E., Heterington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B., 1982. Variation of 87Sr/86Sr throughout Phanerozoic time. Geology 10, 516-519.

Butler, R.W.H. & Prior, D.J., 1988. Anatomy of a continental subduction zone: the Main Mantle thrust in northern Pakistan. Geologisches Rundschau 77, 239-255.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. C. R. Acad. Sci. Paris Sér. II 309, 2023-2029.

Calais, E., 1999. Continuous GPS measurements across the Western Alps, 1996-1998. Geophys. J. Int. 138, 221-230.

Campbell Smith, W., 1917. Notes on the rock-specimens collected by the Bullock Workman Expedition, 1911-1912, in the Bilaphon and Kondus Basins, and on the Khondokoro and Masherbrum glaciers. Appendix of the volume "Two summers in the Ice-Wilds of Eastern Karakoram", by F. Bullock Workman & W.H. Workman. Fisher Unwin, London.

Cannat, M., Mascle G., 1990. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Himalaya du Ladakh (6 Août – 1er Septembre 1987). Bull. Soc. Géol. Fr. 4, 553-582.

Caporali, A., 2000. The gravity field of the Karakoram Mountain Range and surrounding areas. In: Khan, M.A., Treloar, P.J., Searle, M.P. & Jan, M.Q. (eds.), Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya. Geological Society of London Special Publications 170, 7-23.

Carpena, J., Rutkiewicz, W., 1989. âges Traces de Fission des apatites et des zircons du sommet du K2 (8611 m), Pakistan. Eclogae geol. Helv. 82/3, 735-742.

Carswell, D.A., Harley, S.L., 1990. Mineral Barometry. In: D.A. Carswell (Ed.), Eclogite facies rocks, Blackie, Glasgow and London, 83-110.

Chamberlain, C.P., Zeitler, P.K., 1996. Assembly of the crystalline terranes of the northwestern Himalaya and Karakorum, northern Pakistan. In: Yin, A., & Harrison, M. (eds.), Tectonic evolution of Asia, pp. 138-148. Cambridge University Press, Cambridge.

Chatelain, J.L., Roecker, S.W., Hatzfeld, D., Molnar, P., 1980. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu-Kush region and their tectonic implications. Journal of Geophysical Research 85, 1365-1387.

Chemenda, A.I., Burg, J.P., Mattauer, M., 2000. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data. Earth. Planet. Sci. Lett. 174, 397-409.

Chopin, C., Henry, C., Michard, A., 1991. Geology and Petrology of the coesite bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. Eur. J. Mineral. 3, 263-291.

Clift, P.D., Dixon, J.E., 1998. Jurassic ridge collapse, subduction initiation and ophiolite obduction in the southern Greek Tethys. Eclogae geol. Helv. 91, 128-138.

___, Degnan, P.J., Hannigan, R., Blusztajn, J., 2000. Sedimentary and geochemical evolution of the Dras forearc basin, Indus suture, Ladakh Himalaya, India.

Cluzel, D., Aitchison, J.C., Black, P.M., Picard, C., 1999. Origin and fate of Southwestern Pacific marginal basins; an appraisal from New Caledonia. In: L. Baldwin and G.S. Lister (Eds.), Penrose conf. abstract vol., 77-79.

Colchen, M., Mascle, G., Van Haver, T., 1986. Some aspects of collision tectonics in the Indus Suture Zone, Ladakh. In: Coward, M.P. & Ries (Eds.), Collision Tectonics. Geological. Society Special Publications 19, 173-184.

Coleman, R.G., 1977. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? Springer, New York.

___, 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. Geophys. Res. 86, 2497-2508.

Copeland, P., Harrison, T.M., Le Fort, P., 1990. âge and cooling of the Manaslu granite: Implications for the Himalayan tectonics. Journal of Volcanology and Geothermal Research 44, 33-50.

Costa, S., 1990. De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif Central français. Etude chronologique par la méthode $^{40}Ar-^{39}Ar$. Thèse Doctorat, Univ. Montpellier II, 441p.

Coulon, C., Maluski, H., Bollinger, C., Wang, S., 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}Ar-^{40}Ar$ dating, petrological characteristics and geodynamical significance. Earth. Planet. Sci. Lett. 79, 281-302.

Coward, M.P., Windley, B.F., Broughton, R.D., Luff, I.W., Petterson, M.G., Pudsey, C.J., Rex, D.C., Khan, M.A., 1986. Collision tectonics in the NW Himalayas. Geological Society of London Special Publication 19, 203-219.
Crawford, M.B., Searle, M.P., 1992. Field relationships and geochemistry of pre-collisional (India-Asia) granitoid magmatism in the central Karakoram, northern Pakistan. Tectonophysics 206, 171-192.
Cui, K., 1995. Studies on the structural deformation and ductile shear zones of the Western Tianshan. Ph.D. Thesis, Nanjing Univ., 126 pp.
Dainelli, G., 1934. Relazioni scientifiche della Spedizione Italiana "De Filippi" nell'Himàlaya Caracorùm e Turchestàn Cinese (1913-1914). Serie 2ª. Risultati Geologici e Geografici, Vol. II, La serie dei Terreni. Zanichelli, Bologna.
___, 1933-34. Spedizione italiana de Filippi nell'Himàlaia, Caracorùm e Turchestàn cinese (1913-1914). Ser. 2, Risultati geologici e geografici. Vol. 2, La serie dei Terreni, Zanichelli, Bologna 1, 1-458, 2, 459-1105.
Dalziel, I.W.D., 1992. On the Organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. GSA Today 2 (11), 237-241.
Dasgupta, S., Sengupta, P., Sengupta, P., Ehl, J., Raith, M., 1999. Petrology of gedrite-bearing rocks in mid-crustal shear zones of the Eastern Ghats Belt, India. J. Metamorphic Geol. 17, 765-778.
Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth Planet. Sci. Lett. 129, 85-102.
Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology 7, 120-124.
Debon, F., 1995. Incipient India-Eurasia collision and plutonism : the Lower Cenozoic Batura granites (Hunza Karakorum, North Pakistan). Journal of the Geological Society London 152, 785-795.
___, Khan, N.A., 1996. Alkaline orogenic plutonism in the Karakorum batholith: the Upper Cretaceous Koz Sar complex (Karambar Valley, N. Pakistan). Geodinamica Acta 9, 145-160.
___, Zimmermann, J.L., Bertrand, J.M., 1986. Le granite du Baltoro (batholite axial du Karakoram, nord Pakistan); Une intrusion subalcaline d'age Miocène Supèrieur. C. R. Acad. Sci. Paris 303, 463-468.
___, Le Fort, P., Dautel, D., Sonet, J., Zimmermann, J.L., 1987. Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan): a composite Mid-Cretaceous to upper Cenozoic magmatism. Lithos 20, 19-40.
Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1996. The Rock-Forming Minerals – 2nd ed. Longman, 696 p.
Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347, 662-665.
___, Jackson, T.E., Drummond, M.S., de Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. J. Geol. Soc. London 149, 569-579.
DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. Geophys. J. Int. 138, 221-230.
de Sigoyer, J., 1998. Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression basse température en contexte de convergence continentale (Tso Morari, NO Himalaya). Unpublished Ph. D. thesis, Univ. Claude Bernard-Lyon 1, France.
___, Guillot, S., Lardeaux, J.M., Mascle, G., 1997. Glaucophane-bearing eclogites in the Tso Morari dome (eastern Ladakh, NW Himalaya). European Journal of Mineralogy, 9, 1073-1083.
___, Chavagnac, V., Blichet-Toft, J., Villa, I., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M., Mascle, G., 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Morari eclogites. Geology 28, 487-490.
Desio, A., 1964. Geological tentative map of the Western Karakorum. Scale: 1/500 000. Instituto geol. univ. Milano, Milano.
___, Zanettin, B., 1970. Geology of the Baltoro Basin. Italian expeditions to the Karakorum (K2) and Hindu Kush. vol. V, Univ. Milano, 202 p.
___, 1974. Karakorum mountains. In: Spencer, A.M. (Eds.), Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, data for orogenic studies. Geol. Soc. London Spec. Publ. 4, 255-266.
___, Martina, E., Spaeda, P., Notrapertro, A., 1985. Geology of the Chogo Lungma-Biafo-Hispa area, Karakorum (NW Pakistan). Atti Accad. Naz. Lincei Mem., XVIII (II), 1-53.
___, 1992. Geographical features of the Karakorum. Italian expedition Karakorum and Hindu Kush, univ. Milano, 202p.

De Terra, H., 1935. Geological studies in the northwest Himalaya between Kashmir and Indus valleys. Mem. Conn. Acad. Art. Sci. 8, 18-76.
De Verneuil, E., 1867. Note on the fossils forwarded by Mr. Verchère. Appendix. Journal of Asiatic Society of Bengala, 34 (II), 208, Calcutta.
Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res. 75, 2626-2647.
___, Shackelton, R.M., Chang, C., Su, Y., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Phil. Trans. R. Soc. London A327, 329-413.
De Yoreo, J.J., Lux, D.R. & Guidotti, C.V., 1991. Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts. Tectonophysics 188, 209-238.
Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, Contrib. Mineral. Petrol. 86,
Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Honneger, K.H., 1983. A Jurassic-Cretaceous island arc in the Ladakh-Himalayas. J. Volc. Geotherm. Res. 18, 405-433.
Dosso, L., Murphy, V.R., 1980. A Nd isotopic study of the Kerguelen islands: inferences on enriched mantle sources. Earth. Planet. Sci. Lett. 48, 268-276.
Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. J. Geophys. Res. 95, 21503-21521.
Eissen, J.P., Nohara, M., Cotten, J., Hirose, K., 1994. North Fiji basin basalts and their magma sources: Part I. Incompatible element constrains. Marine Geology 116, 153-178.
Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. J. Geophys. Res. 102, 14991-15019.
England & Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened crust. Journal of Petrology 25, 894-928.
Ernewein, M., Pflumio, C., Whitechurch, H., 1988. The death of accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). Tectonophysics, 247-274.
Esclauze, L., 1999. Evolution metamorphique des carbonates de la zone de suture de Shyok (Inde-Pakistan). Mem. Maîtrise, Université de Grenoble I, 33 p.
Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta. 42, 1199-1212.
Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology. Second Edition. John Wiley & Sons, 589p.
Ferry, J.M., Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning between biotite and garnet. Contributions to Mineralogy Petrology 66, 113-117.
Flügel, H.W., Gaetani, M., 1991. Permian Rugosa from Northern Karakorum and Aghil Ranges. Riv. It. Paleont. Strat. 97, 35-48.
Fraser, J., Searle, M.P., Parrish, R., Noble, S., 1999. U-Pb geochronology on the timing of metamorphism and magmatism in the Hunza Karakoram. (Abstract) Terra Nostra 99/2, 45-46.
Fry, N., Fyfe, W.S., 1969. Eclogites and water pressure. Contrib. Mineral. Petrol. 24, 1.
Gaetani, M., 1996. The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous. Sediment. Geol. 109, 339-359.
Gaetani, M., Garzanti, E., Jadoul, F., Nicora, A., Tintori, A., Pasini, M., Ali Khan, K.S., 1990a. The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle. Geol. Soc. Amer. 102, 54-62.
___, Gosso, G., Pognante, U., 1990b. A geological transect from Kun Lun to Karakorum (Sinkiang, China): the western termination of the Tibetan Plateau. Preliminary note. Terra Nova 2, 23-30.
___, Le Fort, P., Tanoli, S., Angiolini, L., Nicora, A., Sciunnach, D., Khan, A., 1996. Reconnaissance geology in Upper Chitral, Baroghil and Karambar districts (northern Karakorum, Pakistan). Geol. Rundsch. 85, 683-704.
Ganguly, J. and Saxena, S. K., 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. American Mineralogist 69, 88-97.
Gansser, A., 1964. Geology of the Himalayas. Wiley-Interscience, London, 289 p.
Gansser, A., 1966. The Indian Ocean and the Himalayas : geological interpretation. Eclogae Geol. Helv. 59, 831-848.
Gao Jun, Li Maosong, Xiao Xuchang, Tang Yaoqing, He Guoqi, 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. Tectonophysics 287, 213-231.
Gapais, D., Gilbert, E., Pêcher, A., 1984. Structures et trajectoires de déformation dans la zone de suture de l'Indus-Tsangpo en Himalaya du Ladakh, région de la Suru. C. R. Acad. Sci. Paris 299, 179-182.

Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P., Guillot, S., 1997. Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan Belt. Bull. Soc. Geol. France 168, 271-286.
Garzanti, E., Baud, A., Mascle, G., 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). Geodinamica Acta 1, 297-312.
___, Van Haver, T., 1988. The Indus clastics: Forearc basin sedimentation in the Ladakh Himalaya. Sediment. Geol. 59, 237-249.
Gasparik, T., Lindsley, D.H., 1980. Phase equilibria at high pressure of pyroxene. Min. Soc. Am. 7, 309-339.
Gattinger, T.E., 1961. Geologischer Querschnitt des Karakorum vom Indus zum Shaksgam. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Sonderb. 6, Wien.
George, M.T., Reddy, S., Harris, N.B.W., 1995. Isotopic constrains on the cooling history of the Nanga Parbat – Haramosh massif and Kohistan arc, western Himalaya. Tectonics 14, 237-252.
Ghent, E. D., Stout, M. Z., 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76, 92-97.
Gillepsie, A., Molnar, P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. Reviews of Geophysics 33, 311-364.
Goffé, B., Michard, A., Kiénast, J.R., Le Mer, O., 1988. A case of obduction-related high-pressure, low-temperature metamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman: P-T paths and kinematic interpretation. Tectonophysics 151, 363-386.
Goldsmith, J.R., 1976. Scapolites, granulites, and volatiles in the lower crust. Geological Society of America Bulletin 87, 161-168.
Graham, C. M., Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. Journal of Metamorphic Geology, 2, 13-21.
Green, T.H., 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallisation of andesite. In: R.S. Thrope (Ed.), Andesites. J. Wiley, New York, 465-486.
Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In: Micas (ed. Bailey, S.W.). Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 13, 357-468.
Guidotti, C.V., Chevey, J.T., Henry, D.J., 1988. Compositional variation of biotite as function of metamorphic reaction and mineral assemblage in pelitic schists of Western Maine. American Journal of Sciences 288-A, 270-292.
Guillot, S., 1999. An overview of the metamorphic evolution in Central Nepal Journal of Asian Earth Sciences, 17, 713-725.
___, 1993. Le granite du Manaslu (Nepal Central) Marqueur de la subduction et de l'extensio intracontinentales Himalayennes, étude structurale, métamorphique et géochimique. Mem. H.S. N°19, 97p.
___, Lardeaux, J.M., Mascle, G., Colchen, M., 1995. Un nouveau témoin du métamorphisme de haute-pression dans la chaîne himalayenne : les éclogites rétromorphosées du Dôme du Tso Morari (Est Ladakh, Himalaya). C. R. Acad. Sci. Paris 320, 931-936.
___, de Sigoyer, J., Lardeaux, J.M., Mascle, G., 1997. Eclogitic sediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. Contrib. Mineral. Petrol. 128, 197-212.
___, Cosca, M., Allemand, P., Le Fort, P., 1999a. Contrasting metamorphic and geochronologic evolution along the Himalayan belt. Geological Society of America Special Paper 328, 117-128.
___, de Sigoyer, J., Mascle G., 1999b. Structural evidences of vertical exhumation of the HP-LT Tso Morari (NW-Himalaya, East-Ladakh). (Abstract) Terra Nostra 99/2, 64-66.
Hanmer, S., 1988. Great Slave Lake shear zone, Canadian shield: reconstructed vertical profile of a crustal-scale fault zone. Tectonophysics 149, 245-264.
Hanson, C.R., 1989. The northern suture in the Shigar valley, Baltistan, northern Pakistan. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 232, 203-215.
Harrison, T.M., 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. Contrib. Mineral. Petrol. 78, 123-149.
___, McDougall, I., 1980. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand-II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by ^{40}Ar /^{39}Ar age spectra and the thermal history of the region. Earth. Planet. Sci. Lett. 55, 123-149.
___, Mckeegan, K.D., Lefort, P., 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by Pb^{208}/Th^{232} ion microprobe dating: Crystallisation age and tectonic implications. Earth and Planetary Sciences Letters 133, 271-282.

___, Ryerson, F. J., Le Fort, P., Yin, A., Lovera, O., Catlos, E. J., 1997. A late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism. Earth and Planetary Science Letters 146, E1-E7.
___, Grove, M., Loreva, O.M., Catlos, E.J., 1998. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. Journal of Geophysical Research 103, 27017-27032.
___, Grove, M., Lovera, O. M., Catlos, E. J., D'Andrea, J., 1999. The origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism: models and constrains. Journal of Asian Earth Sciences 17, 773-784.
Hart, S.R., 1984. A large-scale isotopic anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature 309, 753-757.
___, 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. Earth Planet. Sci. Lett. 90, 273-296.
Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1994. Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation. Lithos 33, 169-188.
Hayden, H.H., 1904. Geology of Spiti with parts of Badshar and Rupshu. Mem. Geol. Surv. India 36, 1, 1-129.
___, 1907. The geology of the provinces Tsang and U in Tibet. Mem. Geol. Surv. India 36, 2, 122-201.
Heim, A., Gansser, A., 1939. Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1936. Mém. Soc. Helv. Nat. 73, 245p.
Hirose, K., 1997. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. Geology 25, 42-44.
Hirn, A., 1984. Lhasa block and bordering sutures, a continuation of 500 km Moho traverse through Tibet. Nature 307, 25-27.
Hodges, K., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. GSA Bulletin, 112, 324-350.
___, Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. American Mineralogist 67, 1118-1134.
___, and Crowley, P. D., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. American Mineralogist 70, 702-709.
___, Hames, W.E., Bowring, S.A., 1994. 40Ar/39Ar age gradients in micas from a high-temperature-low-pressure metamorphic terrain : evidence for very slow cooling and implications for age spectra. Geology 22, 55-58.
Hoffman, P.F., 1987. Continental transform tectonics ; Great Slave Lake shear zone (ca. 1.9 Ga), northwest Canada. Geology 15, 785-788.
Hoisch, T. D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology 104, 225-234.
Holland, T. J. B., 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-120°C. American Mineralogist 65, 129-134.
___, Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. Journal of Metamorphic Geology 8, 89-124.
Honegger, K. H., 1983. Strukturen und Metamorphose in the Zanskarkristallin. Thesis, E. T. H. Zürich, Switzerland.
___, Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thommsdorf, M., Thommsdorf, K., 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas. Earth. Planet. Sci. Lett. 60, 253-292.
___, Le Fort, P., Mascle, G., Zimmerman, J.L., 1989. The blueschists along the Indus suture zone in Ladakh, NW Himalaya. J. Metam. Geol. 7, 57-72.
Huerta, A. D., Royden, L. H., Hodges, K. V., 1998. The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion, and radiogenic heating. Journal of Geophysical Research 103, 15287-15302.
Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R., 1982. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinites seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125: Scientific results, Volume 125: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 445-463.
Jaeger, J.J., Courtillot, V., Tapponnier, P., 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision. Geology 17, 316-319.
Jan, M.Q., Windley, B.F., 1990. Chromian-spinel silicate geochemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, northwest Pakistan. J. Petrol. 31, 667-715.
___, Asif, M., Tazeem, T., Kamal, M., 1981. Tectonic subdivision of granitic rocks of north Pakistan. Geol. Bull. Univ. Peshawar 14, 159-182.

___, ___, 1983. Geochemistry of tonalites and quartz diorites of the Kohistan-Ladakh (Trans-himalaya) granitic belt in Swat, NW Pakistan. In : Shams, F.A. (ed.), Granites of Himalaya, Karakoram and HinduKush. pp. 355-376, Inst. Geology, Punjab, Univ. Lahore, Pakistan

___, Parvez, M.K., Khattak M.U.K, Windley, B.F., 1984. The Chilas stratiform complex : field and mineralogical aspects. . Geol. Bull. Univ. Peshawar 17, 153-169.

___, Khan, M.A., Qazi, M.S., 1993. The Sapat mafic-ultramafic complex, Kohistan Arc, North Pakistan. Spec. Publ. Geol. Soc. London 74, 113-121.

Jiameson, R.A., Beaumont, C., Fullsack, P., Lee, B., 1998. Barrovian rtegional metamorphism: Where's the heat? In: Treolar, P.J. & O'Brien, P.J., (eds), What drive Metamorphism and Metamorphic reactions?. Geological Society of London Special Publication 138, 23-51.

Juteau, T., Maury, R., 1997. Géologie de la croûte océanique. Masson, Paris.

Kafarskyi, K.A., Abdullah, J., 1976. Tectonics of north-east Afghanistan (Badakhstan, Wakhran, Nurestan) and relationship with the adjacent territories. Atti Convegni Lincei Roma, 21: 87-113.

Kausar, A. B., 1998. L'Arc Sud Kohistan, N Pakistan: Evolution Petrologique et distribution des éléments et minéraux du groupe du platine. Thesis, Univ. Grenoble, France.

Kay, R.W., 1978. Aleutians magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. J. Volcanol. Geotherm. Res. 4, 117-132.

Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas: partitionning of K, Nb, La and Ce during melt-rock reaction in the upper mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 120, 111-134.

Kepezhinskas, P.K., Taylor, R.N., Tanaka, H., 1993. Geochemistry of plutonic spinels from the Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings. Mineralogical Magazine 57, 575-589.

Khan, M.A., Jan, M.Q., 1992. Some fundamental field and petrographic aspects of the Chilas mafic-ultramafic complex, Kohistan arc, Northern Pakistan. Acta Mineralogica Pakistanica 6, 126-147.

____, ____, Windley, B.F., Tarney, J., Thirlwall, M.F., 1989. The Chilas mafic-ultramafic igneous complex of the Kohistan Island arc in the Himalaya of North Pakistan. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 232, 75-94.

____, ____, Weaver, B.L., 1993. Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-rift stages. Himalayan Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc. London 74, 123-138.

____, Stern, R.J., Gribble, R.F., 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. London 154, 935-946.

Khan, T., Khan, M.A., Jan, M.Q., Naseem, M., 1996. Back-arc basin assemblages in Kohistan, Northern Pakistan. Geodin. Acta 9, 30-40.

____, ____, ____, 1994. Geology of a part of the Kohistan terrane between Gilgit and Chilas, Northern Area of Pakistan. Geol. Bull. Univ. Peshawar 27, 99-112.

Klein, E.M., Langmuir, C.H., 1987. Global correlation of ocean ridge basalt geochemistry with axial depth and crustal thickness. J. Geophys. Res. 92, 8089-8115.

Klootwijk, C.T., Gee, J.S., Peirce, J.W., Smith, G.M., McFadden, P.L., 1992. An early India-Asia contact : palaeomagnetic constrains from Ninetyeast ridge, ODP leg 121. Geology 20, 395-398.

Kohn, M. J. & Spear, F. S., 1991. Error propagation for barometers: 1. Accuracy and precision of experimentally located end-member reactions. American Mineralogist 76, 128-137.

Koziol, A.M. & Newton 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-Quartz geobarometer. American Mineralogist 73, 216-223

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.

Kuno, H., 1968. Differenciation of basalt magmas. In: H.H. Hess and A. Poldervaart (Eds.), Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Interscience 2, 623-688.

Kushiro, I., 1974. Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: an approach from synthetic systems. Earth. Planet. Sci. Lett. 22, 294-299.

Lapierre H., Dupuis V., Mercier de Lépinay B., Tardy M., M. Ruiz, Maury R.C., Hernandez J., Loubet M., 1999. Is the lower Duarte Igneous Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribean plume-generated oceanic plateau? J. Geol. 105, 111-120.

Le Breton, N., Thompson, A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. Contribution to mineralogy and petrology 99, 226-237.

Lacassin, R., Schärer, U., Leloup, P.H., Arnaud, N., Tapponnier, P., Liu Xiaohan, Zhang Lian-Sheng, 1996. Tertiary deformation and metamorphism SE of Tibet : The folded Tiger-leap décollement of NW Yunnan, China. Tectonics 15, 605-622.

___, Maluski, H., Leloup, P.H., Tapponnier, P., Hinthong, C., Siribhakdi, K., Chuaviroj, S., Charoenravat, A., 1997. Tertiary diachronic extrusion and deformation of western Indochina: structural and 40Ar/39Ar evidence from NW Thailand. J. Geophys. Res., 10023-10037.

Lardeaux, J.M., Gosso, G., Kiénast, J.R., Lombardo, B., 1982. Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. Bull. Soc. Géol. France 24 (7), 793-800.

Latin, D.M., Dixon, J.E.& Fitton, J.G., 1991. Rift-related Magmatism in the North Sea Basin. In: Tectonic Evolution of the north Sea rifts (Ed. by Blundell, D.J., Gibbs, A.), Oxford Univ. Press.

Le Breton, N., Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. Contrib. Mineral. Petrol. 99, 226-237.

Le Fort, P., 1975. Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc. Am. J. Sci., 275A, 1-44.

___, Michard, A., Sonet, J., Zimmermann, J.L., 1983. Petrography, geochemistry and geochronology of some samples from the Karakorum Axial Batholith (northern Pakistan). In: F.A. Shams (ed.) Granites of Himalayas, Karakoram and Hindu Kush. Inst. Geol. Punjab Univ., Lahore, Pakistan. 377-387.

___, Tongiorgi, M., Gaetani, M., 1994. Discovery of a crystalline basement and Early Ordovician marine transgression in the Karakorum mountain range, Pakistan. Geology 22, 941-944.

Leloup, P.H., Kienast, J.R., 1993. High-temperature in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China. Earth Planet. Sci. Lett. 118, 213-234.

___, Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Zhong Dalai, Liu Xiaohan, Zhang Liangshang, Ji Shaocheng, Phan Trong Trinh, 1995. The Ailao Shan-Red River Shear Zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. Tectonophysics 251, 3-84.

___, P.H., Battaglia, J., Ricard, Y. & Lacassin, R., 1999a. Shear heating in continental strike-slip shear zones: numerical modelling and case studies. Geophys. J. Int., 136, 19-40.

___, Ricard, Y., Battaglia, J., Lacassin, R., 1999b. Shear heating in continental strike-slip shear zones : model and field examples. Geophys. J. Int. 136, 19-40.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Soresen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Lemennicier, Y., 1996. Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan-NE Pakistan). Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. Géologie Alpine, mémoire H.S. 26, LGCA Grenoble, 171 p.

___, Le Fort, P., Lombardo, B., Pêcher, A. & Rolfo, F., 1996. Tectonometamorphic evolution of the central Karakorum (Baltistan - northern Pakistan). Tectonophysics 260, 119-143.

Le Métour, J., Rabu, D., Tegyey, M., Bechennec, F., Beurier, M., Villey, M., 1986. Le métamorphisme régional Crétacé de faciès éclogites-schistes bleus sur la bordure omanaise de la plateforme arabe : conséquence d'une tectogenèse précoce anté-obduction. C. R. Acad. Sci. Paris 302, 905-910.

Le Pichon, X., Francheteau, J., Bonnin, J., 1973. Plate tectonics. Developments in Geotectonics 6, Elsevier, Amsterdam.

___, Fournier, M., Jolivet, L., 1992. Kinematics, topography and extrusion in the India-Eurasia collision. Tectonics 11, 1085-1098.

___, Henry, P., Goffé, B., 1997. Uplift of Tibet : from eclogites to granulites, implications for the Andean Plateau and the Variscan belt. Tectonophysics 273, 57-76.

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planet. Sci. Lett. 120, 139-154.

Lippard, S.J., 1983. Cretaceous high pressure metamorphism in NE Oman and its relationship to obduction and ophiolite nappe emplacement. J. Geol. Soc. London 140, 97-104.

___, Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The ophiolite of northern Oman. Geol. Soc. London Mem. 11, 178 p.

Liu, Q., Avouac, J.P., Tapponnier, P., Zhang, Q., 1992. Holocene movement along the southern part of the Karakoram Fault. Abstracts, International symposium on the Karakoram and Kun Lun Mountains, Kashgar, China, 91.

Lombard, A., 1953. La tectonique du Népal Oriental. Bull. Soc. Géol. France 3, 321-327.
Lombardo, B., Rolfo, F., 2000. Two contrasting eclogite types in the Himalayas: implications for the Himalayan orogeny. Journal of Geodynamics 30, 37-60.
Lydekker, R., 1883a. The Geology of the Kashmir and Chamba Territories, and the British district of Hhagan. Mem. Geol. Surv. India 22, 1-344, Calcutta.
___, 1883b. Geology of Kashmir. Mem. G.S.I., XXII, 344p.
Lyon-Caen, H., Molnar, P., 1983. Constrains on the structure of the Himalaya from an analysis on gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. J. Geophys. Res. 88, 8171-8191.
MacFarlane, A.M., 1993. Chronology of the tectonic events in the Crystalline Core of the Himalaya, Langtang National Park, Central Nepal. Tectonics 12, 1004-1025.
___, 1999. The metamorphic history of the crystalline rocks in the high Himalaya, Nepal: insights from thermobarometric data. Journal of Asian Earth Sciences 17, 741-754.
Maggi, A., Jackson, J.A., Prietsley, K., Baker, C., 2000. A re-assessment of focal distribution in southern Iran, the Tian Shan and Northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle? Geophysical Journal International 143 (in press).
Maheo, G., 1999. Témoins d'un arc immature téthysien dans les ophiolites du Sud Ladakh (NW Himalaya). Mem. DEA. Univ. Grenoble I.
___, Bertrand, H., Guillot, S., Mascle, G., Pecher, A., Picard, C., De Sigoyer, J., 2000. Témoins d'un arc immature téthysien dans les ophiolites du Sud-Ladakh (NW Himalaya, Inde). C. R. Acad. Sci. Paris 330, 289-295.
Maluski, H., Proust, F., Xiao, X., 1983. Age du magmatisme calco-alcalin trans-himalayen du Tibet meridionnal: premiers resultats obtenus par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar. In: J.L. Mercier and Li Guangien (Eds.), Mission franco-chinoise au Tibet, 1980. C.N.R.S., Paris, 335-339.
___, Matte, 1984. Ages of Alpine tectonometamorphic events in the northwestern Himalaya (northern Pakistan) by the ^{39}Ar-^{40}Ar method. Tectonics 3, 1-18.
Mangino, W., Priestley, K., Ebel, J., 1999. The receiver structure beneath the China Digital Seismograph Network stations. Seismological Society of America Bulletin 89, 1053-1076.
Martin, H., 1986. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology 14, 753-756.
___, 1999. The mechanisms of petrogenesis of the Archaen continental crust - Comparison with modern processes. Lithos 30, 373-388.
Mascle, G., Colchen, M., Guillot, S., Delaygue, G., 1994. Preliminary results on the metamorphic evolution of the Tso Morari dome: consequences for the geodynamic evolution of the Indian margin during Himalayan collision. Nepal Geological Society Journal 10, 85-86.
Massone, H.J., Schreyer, W., 1987. Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Contrib. Mineral. Petrol. 96, 212-224.
Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In: Coward, M.P., & Ries, A.C. (eds.), Collision tectonics: Geological Society of london Special Publication 19, 37-50.
Matte, P., Tapponnier, P., Arnaud, N., Bourjot, L., Avouac, J.P., Vidal, P., Liu Qing, Pan Yusheng, Wang Yi, 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 311-330.
Mc Kenzie, D.P., Bickle, M., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. J. Petrol. 29, 625-679.
Merle, O., 1994. Syn-convergence exhumation of the Central Alps. Geodinamica Acta 7, 129-138.
___, Guillier, B., 1989. The building of the central Swiss Alps: an experimental approach. Tectonophysics 165, 41-56.
Meyer, B., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Peltzer, G., Shumin, G., Zhital, C., 1996. Rate of left-lateral movement along the easternmost segment of the Altyn Tagh Fault, East of 96°E (China). Geophysical Journal International 124, 29-44.
Michard, A., Bouchez, J.L., Ouazzani-Touhami, M., 1984. Obduction-related planar and linear fabrics in Oman. J. Struct. Geol. 6, 39-49.
Mikoshiba, M.U., Takahashi, Y., Takahashi, Y., Kausar, A.K., Khan, T., Kubo, K., Shirahase, T., 1999. Rb-Sr isotopic study of the Chilas Igneous Complex, Kohistan, northern Pakistan. In: A. Macfarlane, R.B., Sorkabi and J. Quade (Eds.), Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 328, 47-57.

Miller, C., Schuster, R., Klötzli, U., Frank, W., Purtscheller, F., 1999. Post-collisional Potassic and Ultrapotassic Magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O Isotopic constrains for mantle source characteristics and petrogenesis. J. Petrol. 40, 1399-1424.
Molnar, P., 1988. A review of geophysical constrains on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakorum, and their tectonic implications. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. Letter 12, 489-518.
___, Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. Science 189, 419-426.
___, England, P., 1990. Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. Journal of Geophysical Research 95, 4833-4856.
Moody, J.B., Meyer, D., Jenkins, J.E., 1983. Experimental characterization of the greenschist-amphibolite boundary in mafic system. American Journal of Sciences 28, 48-92.
Murphy, M.A., Yin, A., Kapp, P., Harrison, T.M., Ding Lin, Guo Jinghui, 2000. Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet: Timing and magnitude of slip. Geology 28, 451-454.
Nash, W.P., Crecraft, H.R., 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 2309-2322.
Nell, J., Wood, B.J., 1991. High-temperature electrical measurements and thermodynamic properties of Fe_2O_3-$Fe_4Cr_2O_4$-$MgCr_2O_4$-$FeAl_2O_4$ spinels. Am. Mineral. 76, 405-426.
Nichols, G.T., Wyllie, P.J., Stern, C.R., 1994. Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. Nature 371, 785-788.
Nicolas, A., 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer, Dordrecht, 367 p.
Nitsch, K.H., 1971. Stabilitätsbeziehungen von Prehnit-und Pumpellyit-haltiger Paragenesen. Contrib. Mineral. Petrol. 30, 240-260.
Nohara, M., Hirose, K., Eissen, J.P., Urabe, T., Joshima, M., 1994. The North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part II. Sr-Nd isotopic and trace element constrains. Marine Geology 116, 179-195.
Orberger, B., Lorand, J.P., Girardeau, J., Mercier, J.C.C., Pitragool, E.S., 1995. Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, northern Thailand. Lithos 35, 153-182.
Ouzegane, K., Djemai, S., Guiraud, M., 1996. Gedrite-garnet-sillimanite bearing granulites from Amessmessa area, south In Ouzzal, Hoggar, Algeria. J. Metamorphic Geol. 14, 739-753.
Pan, Yusheng, 1989. A preliminary study on the regionalization in the western Kunlun mountain region, J. Nation. Resource 4, 3, 222-227.
Parkinson, I.J., Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subductive zone setting. J. Petrol. 39, 1577-1618.
___, Arculus, R.J., 1999. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. Chem. Geol. 160, 409-423.
Parrish, R.P., Tirrul, R., 1989. U-Pb ages of the Baltoro granite, northwestern Himalaya, and implications for zircon inheritance and monazite U-Pb systematics: Geology 17, 1076-1079.
Patriat, P., Achache, 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., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett. 121, 227-244.
Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thrope (Ed.), Andesites: orogenic andesites and related rocks, J. Wiley and sons, Chichester, 525-548.
___, Alabaster, T., Shelton, A.W., Searle, M.P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidences and implications. Phil. Trans. R. Soc. London 300, 299-317.
___, Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: H.M., Prichard, T., Alabaster, N.B.W., Harris, N.B.W. andNeary, C.R. (Eds.), Magmatic processes and Plate Tectonics, J. Geol. Soc. London spec. pub. 76, 373-403.
___, Thirlwall, M.F., Ingram, G., Murton, B.J., Arculus, R.J., Van der Laan, S.R., 1992. Isotopic evidence for the origin of Boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, J.A., and Stokking, L. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 125, 237-261.
Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H., Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu Arc lavas: yhe role of subducted material and a variable mantle wedge composition. J. Petrol. 10, 1331-1358.

Pêcher, A., 1978. Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement du central Himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'état, Grenoble, 310p.
___, 1989. The metamorphism in Central Himalaya. Journal of Metamorphic Geology 7, 31-41.
___, 1991. The contact between the Higher Himalayan crystallines and the Tibetan sedimentary series : Miocene large-scale dextral shearing. Tectonics 10, 587-598.
___, Le Fort, P., 1999. Late Miocene evolution of the Karakorum-Nanga Parbat contact zone (northern Pakistan). Geological Society of America 328, 145-158.
___, ___, Seeber, L., 1996. Tectonics of the Himalayan-Karakorum boundary: Dextral shortening parallel to the suture [abs.]: Eos (Transactions, American Geophysical Union) 77, 692.
Peltzer, G., Tapponnier, P., 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision : an experimental approach. Journal of Geophysical Research 93, 15085-15117.
___, ___, Armijo, R., 1989. Magnitude of Late Quaternary lleft-lateral displacements along the north edge of Tibet. Science 246, 1285-1289.
Perchuk, L. L., Lavrent'eva, I. V., 1981. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In Saxena, S. K., (ed.) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Springer Verlag, 199-240.
___, Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrent'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'Kin, V. V., Kitsul, V. I., Karasakov, L. P., and Berdnikov, N. V., 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. Journal of Metamorphic Geology 3, 265-310.
Petterson, M.G., Windley, B.F., 1985. Rb-Sr dating of the Kohistan arc-Batholith in the Trans-Himalaya of N. Pakistan and tectonic implications. Earth. Planet. Sci. Lett. 74, 45-75.
___, 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, 326-341.
Pinet, C., Jaupart, C., 1987. The vertical distribution of radiogenic production in the Precambrian crust of Norway and Sweden: geothermal implications. Geophys. Res. Lett. 14, 260-263.
Pognante, U., 1990. Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). Lithos 26, 305-316.
___, Lombardo, B., 1989. Metamorphic evolution of the High Himlalayan Crystallines in SE Zanskar, India. Journal of Metamorphic Geology, 7, 9-17.
Powell, R., Holland, T. J. B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and worked examples. Journal of Metamorphic Geology 3, 327-342.
___, Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and computer program. Journal of Metamorphic Geology 6, 173-204.
Pozzi, J.P., Westphal, M., Zhou, Y.X., Xing, L.S., Chen, X.Y., 1972. Position of the Lhasa Block, South Tibet, during the late Cretaceous. Nature 297, 319-321.
Pudsey, C.J., 1986. The Northern Suture, Pakistan, margin of a Cretaceous island arc. Geol. Mag. 123, 405-423.
Rage, J.C., Cappetta, H., Hartenberger, J.L., Jaeger, J.J., Sudre, J., Vianeyliaud, M., Kumar, K., Prasad, G.V.R., Sahni, A., 1995. Collision age. Nature 375, 286.
Rai, H., 1982. Geological evidence against the Shyok Palaeo-suture, Ladakh Himalaya. Nature 297, 142-144.
___, 1983. Geology of the Nubra Valley and its significance on the evolution of the Ladakh Himalaya. In: V.C. Thakur and K.K. Sharma (Eds.), Geology of Indus Suture Zone of Ladakh. Wadia Institute of Himalayan Geology, Dehra Dun, 79-97.
Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibole / eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Res. 94, 4619-4633.
___, Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constrains at 3.8 Gpa. Chem. Geol. 160, 335-356.
Raz, U., Honegger, K., 1989. Magmatic and tectonic evolution of the Ladakh Block from field studies. Tectonophysics 161, 107-118.
Reibel, G., Juteau, T., 1981. Les volcanites de la formation de Dras, suture de l'Indus (Ladakh); des tholéiites océaniques aux tholéiites d'arc. C. R. Acad. Sci. Paris 293, 57-60.

Reuber, I., 1986. Geometry of accretion and oceanic thrusting of the Spongtang Ophiolite, Ladakh-Himalaya. Nature 321, 592-596.
___, 1989. The Dras Arc: two successive volcanic events on eroded oceanic crust. Tectonophysics 161, 93-106.
___, 1990. Les ophiolites de la Shyok dans l'Himalaya du Ladakh: reliques de la plaque océanique de la Tethys surmontée d'un arc volcano-sédimentaire daté du Crétacé moyen. C. R. Acad. Sci. Paris Sér. II 310, 1255-1262.
___, Colchen, M., Mevel, C., 1987. The geodynamic evolution of the South-Tethyan margin in Zanskar, NW-Himalaya, as revealed by the Spongtang ophiolitic melanges. Geodin. Acta 1, 283-296.
Rex, A.J., Searle, M.P., Tirrul, R., Crawford, D.J., Prior, D.J., Rex, D.C., 1988. The geochemical and tectonic evolution of the central Karakoram, north Pakistan, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A 326, 229-255.
Reynolds, M., Brookfield, M.E., McNutt, R.H., 1983. The age and nature of Mesozoic-Tertiary magmatism across the Indus Suture Zone in Kashmir and Ladakh (NW India and Pakistan). Geolgische Rundschau 72, 981-1004.
Richardson, Gilbert, M.C., Bell, P.M., 1969. Experimental determination of of Kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite aquilibria; the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci. 267, 259-272.
Robertson, A.H.F., 2000. Formation of mélanges in the Indus Suture Zone, Ladakh Himalaya, by successice subduction-related, collisional and post-collisional processes during Late Mesozoic-Late Tertiary time. In: Khan, M.A., Treolar, P.J., Searle, M.P. & Jan, M.Q. (eds.), Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya. Geological Society of London special publication, 170, 333-374.
Rolfo, F., 1998. Evoluzione tettono-metamorfica di orogeni collisionali: l'esempio del Cristallino dell'Alto Himalaya, dell'Arco del Ladakh (Pakistan settentrionale) e del Dabie Shan (Cina centro-orientale). Dottorato, Consorzio Universitario Torino-Genova-Cagliari, Italy.
___, Lombardo, B., Compagnoni, R., Le Fort, P., Lemmenicier, Y., Pêcher, A., 1997. Geology and metamorphism of the Ladakh Terrane and Shyok Suture Zone in the Chogo Lungma - Turmik area (northern Pakistan). Geodin. Acta 10, 251-270.
Rolland Y., Picard C., Pêcher A., 1998. Geology of the Ladakh-Karakorum suture zone (NE Pakistan).Geol. bull. Univ. Peshawar. Spec. Iss. 31, 151-152.
___, Pêcher A., 1999. Late structural and metamorphic evolution along the Shyok suture zone and the Main Karakorum Thrust (NW Himalaya). Terra Nostra, 99/2, 132-133.
___, Picard, C., Pêcher, A., 1999. Rare Earth and isotopic geochemistry of volcanics from northern Ladakh Arc and southern Karakoram margin (NW Himalaya) - Accretion history. Terra Nostra 99, 130-131.
___, Pêcher A., Villa, I.M., Picard, C., Carrio, E., 2000a. Presence of Ordovician series in the South-eastern Karakoram (N Pakistan): evidence for Early Palaeozoic arc - back-arc formation and intra-oceanic accretion. Soumis à Geodinamica Acta.
___, Pêcher, A. , Picard, C., 2000b. Mid-Cretaceous Back-arc formation and Arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NW Himalaya). Tectonophysics 325 (1-2), 145-173.
___, Pêcher, A. , Picard, C., Lapierre H., Bosch D., Keller F, 2000c. The Ladakh Arc of NW Himalaya - Slab melting and melt-mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate. Accepté à Chemical Geology.
___, Maheo, G., Guillot, S., Pêcher, A., 2000d. Tectono-metamorphic evolution of the Karakoram Metamorphic Complex (Skardu area, NW Himalaya): case of a mid-crustal granulite exhumation in a transpressive context. Soumis à Journal of Metamorphic Geology.
___, Lardeaux, J.M., Guillot, S., Nicollet, C., 2000e. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). Geodinamica Acta 13, 133-148.
Rollison, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore.
Rowley, D.R., 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. Earth Planet. Sci. Lett. 145, 1-13.
Sachan, H.K., 1996. Cooling history of subduction related granite from the Indus Suture Zone, Ladakh, India: evidence from fluid inclusions. Lithos 38, 81-92.
Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M., 1996. High Field Strength Element enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). J. Petrol. 37, 693-725.
Saunders, A.D., and Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), Marginal basin Geology, Geol. Spec. Pub. 16, 59-76.

Scaillet, B., Pichavant, M. & Roux, J., 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas. J. Petrol. 36(3), 663-705.
Schaltegger, U., Zeilinger, G., Frank, M., Burg, J.P., 2000. Formation of juvenile island arc crust through melting of sub-arc mantle: precise U-Pb Aages and Hf isotopes from a fossil crust-mantle transition in the Kohistan complex (Northern Pakistan). Journal of Conference Abstracts of Goldschmidt Conference 5(2), 885.Cambridge Publications.
Schärer, U., Hamet, J., 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.
___, Copeland, P., Harrison, T.M., Searle, M.P., 1990. Age, cooling history and origin of post-collisional leucogranites in the Karakoram batholith: A multi-system isotope study, N. Pakistan. Journal of Geology 98, 233-251.
___, Lian-Sheng, Z., Tapponnier, P., 1994. Duration of strike-slip movements in large shear zones : the Red River belt, China. Earth. Planet. Sci. Lett. 126, 379-397.
Schiffman, P., Liou, J.G., 1980. Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, $Ca_4Al_5MgSi_6O_{21}(OH)_7$. Journal of Petrology 21, 441-474.
Schneider, D.A., Zeitler, P.K., Edwards, M.A., Kidd, W.S., 1997. Geochronological constrains on the geometry and timing of anatexis and exhumation at Nanga-Parbat : A progress report (abstract) : EOS (Transactions, American Geophysical Union) 78, S111.
___, Edwards, M.A., Kidd, W.S.F., Zeitler, P.K. & Coath, C.D., 1999. Early Miocene anatexis identified in the western syntaxis, Pakistan Himalaya. Earth and Planetary Science Letters 167, 121-129.
Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Guillot, S., Tricart, P., 2000. Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). Geodinamica Acta 13, 169-188.
Scotese, C.R., Cahagan, L.M., Larson, R.L., 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. Tectonophysics 155, 27-48.
___, Golonka, J., 1992. Paleomap Paleogeographic Atlas, Paleomap project, Univ. Texas, Arlington, 33p.
Searle, M.P., 1991. Geology and Tectonics of the Karakorum Mountains. John Wiley and Sons, Cihchester, 358p.
___, 1996. Geological evidence against large scale pre-Holocene offsets along the Karakoram Fault : implications for the limited extrusion of the Tibetan Plateau. Tectonics 15, 171-186.
___, Stevens, R.K., 1984. Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 13, 303-320.
___, Rex, A.J., Tirrul, R., Rex, D.C., Barnicoat, A., Windley, B.F., 1989. Metamorphic, magmatic and tectonic evolution of the central Karakoram in the Biafo-Baltoro-Hushe regions of northern Pakistan. Geological Society of America Special Paper 232, 47-74.
___, Parrish, R.R., Tirrul, R., Rex, D.C., Barnicoat, A., Windley, B.F., 1990a. Age of crystallisation and cooling of the K2 gneiss in the Baltoro Karakoram. J. Geol. Soc. London 147, 603-606.
___, Pickering, K., Cooper, D.J.W., 1990b. Restoration and evolution of the intermontane Indus molasse basin, Ladakh Himalaya, India, Tectonophysics 174, 301-314.
___, Tirrul, R., 1991. Structural and thermal evolution of the Karakoram crust. Journal of the geological Society, London 148, 65-82.
___, Crawford, M.B., Rex, A.J., 1992. Field relations, geochemistry, origin and emplacement of the Baltoro Granite, Central Karakoram, Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. 83, 519-538.
___, Weinberg, R.F., Dunlap, W.J., 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, Northern Ladakh: constraints on Tibetan extrusion. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 135, 307-326.
___, Asif Khan, M., Fraser, J.E., Gough, S.J., 1999. The tectonic evolution of the Kohistan-Karakoram collision belt along the Karakoram Highway transect, north Pakistan. Tectonics 18, 929-949.
Seeber, L., Pêcher, A., 1998. Strain partitioning along the Himalayan arc and the Nanga Parbat antiform. Geology 26, 791-794.
Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites. Contrib. Mineral. Petrol. 119, 394-409.
Sengör, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geol. Soc. America Spec. Paper 195, 82p.
Shinjo, R., 1999. Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system. Chem. Geol. 157, 69-88.

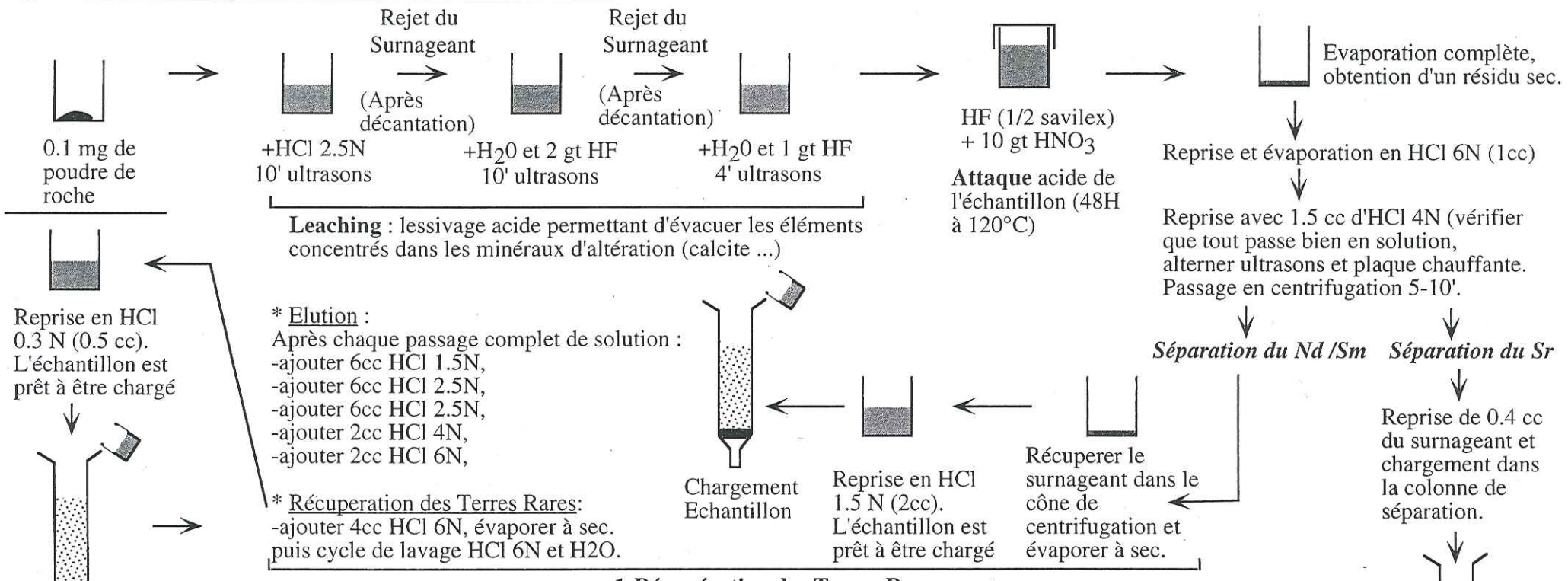
Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Torsvik, T.H., 1998. The Neo-proterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberia Platform: from Rodinia to Pangea. Earth Sci. Rev. 43, 1-24.Smith, H.A., 1993. Characterization and timing of metamorphism within the Indo-Asian Suture Zone, Himalayas, Northern Pakistan. Unpublished Ph.D. Thesis, Dartmouth College, New Hampshire, England.
Smith, H.A., 1993. Characterisation and timing of metamorphism within the Indo-Asian suture zone, Himalayas, Northern Pakistan. Ph.D. thesis, Dartmouth College, New Hampshire, 196p.
___, Chamberlain, P., Zeitler, P.K., 1992. Documentation of Neogene regional metamorphism in the Himalayas of Pakistan using U-Pb in monazite. Earth Planet. Sci. Lett. 113, 93-105.
Spear, F.S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. American Journal of Science 281, 697-734.
___, 1988. Metamorphic fractional crystallisation and internal metasomatism by diffusional homogeneisation of zoned garnets. Contrib. Mineral. Petrol. 98, 507-517.
___, 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, Monograph series.
___, Cheney, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O. Contrib. Mineral. Petrol. 101 149-164.
___, Peacock, S., 1989. Metamorphic Pressure-Temperature-time Paths. Short course in geology, vol. 7. American Geophysical Union, Washigton, D.C., 102 p.
___, Peacock, S. M., Kohn, M. J., Florence, F. P. & Menard, T., 1991. Computer programs for petrologic P-T-t paths calculations. American Mineralogist 76, 2009-2012.
Srimal, N., 1986. India-Asia collision: implications from the geology of the eastern Karakoram. Geology 14, 523-527.
___, Basu, A. R., Kyser, T.K., 1987. Tectonic inferences from oxygen isotopes in volcano-plutonic complexes of the India-Asia collision zone, NW India. Tectonics 6, 261-273.
Stephenson, N.C.N., 1977. Lithos 10, 9-27.
Stern, R.J., Ping-Nan Lin, Morris, J.D., Jackson, M.C., Fryer, P., Bloomer, S.H., Ito, E., 1990. Enriched back-arc basin basalts from the norhern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins. Earth Planet. Sci. Lett. 100, 210-225.
Stoliczka, F., 1865. Geological sections across the Himalayan mountains. Mem. G.S.I. 1, 1-154.
Stolz, A.J., 1987. Fluid activity in the lower crust and upper mantle : mineralogical evidence bearing on the origin of amphibole and scapolite in ultramafic and mafic granulite xenoliths. Min. Mag., 51, 719-732.
___, Jochum, K.P., Spettel, B., Hofmann, A.W., 1996. Fluid and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. Geology 24, 587-590.
St-Onge, M. R., 1987. Zoned poikiloblastic garnets: P-T paths and syn-metamorphic uplift through 30 km of structural depth, Wopmay Orogen, Canada. Journal of Petrology 28, 1-22.
Sullivan, M.A., Windley, B.F., Saunders, A.D., Haynes, J.R., Rex, D.C., 1994. A paleogeographic reconstruction of the Dir Group: evidence for magmatic arc migration within Kohistan, N. Pakistan. In: P.J. Treolar and M.P. Searle (Eds.), Himalayan Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub. 74, 139-160.
Sun, D.L., 1993. On the permian biogeographic boundary between Gondwana and Eurasia in Tibet, China as the eastern section of the Tethys. Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 100, 59-77.
Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs. Royal Society of London Philosophical Transactions 297, 409-455.
___, McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, 313-345.
Tahirkeli, R.A.K., 1982. Geology of the Himalaya, Karakoram, and Hindu Kush in Pakistan. Geol. Bull. Univ. Peshawar Spec. Issue 11, 1-189.
___, Mattauer, M., Proust, F., Tapponnier, P., 1979. The India Eurasia suture zone in Northern Pakistan: Synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In: A. Farah and K.A. De Jong (Eds.), Geodynamics of Pakistan. Geol. Surv. Pakistan, Quetta, 125-130.
Talent, J.A., Mawson, R., 1979. Palaeozoic-Mesozoic biostratigraphy of Pakistan in relation to biogeography and the caelescence of Asia. In: geodynamics of Pakistan, Quetta (Ed. by Farah, A. & Dejong, K.A), Geological Survey of Pakistan, 81-102.
Tapponnier, P., Molnar, P., 1976. Slip-line field theory and large scale continental tectonics. Nature 264, 319-324.

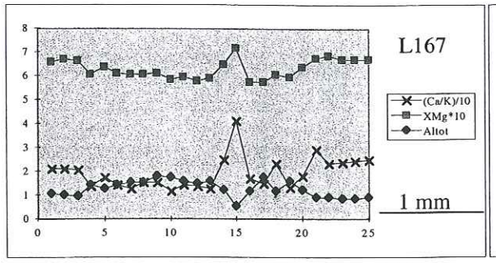
___, ___, 1977, Active faulting and tectonics in China. Journal of Geophysical Research 82, 2905-2930.
___, Peltzer, G., Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between Asia and India. In : Coward, M.P., Ries, A.C., (Eds.), Collision tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 19, 115-157.
___, ___, Ledain, A.Y., Armijo, R., Cobbold, P.R., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. Geology 10, 611-616.
___, Lacassin, R., Leloup, P.H., Schärer, U., Zhong Dalai, Liu Xiaohan, Ji Shaocheng, Zhang Lianshang, Zhong Jiayou, 1990. The Ailao Shan / Red River metamorphic belt : Tertiary left lateral shear between Indochina and South China. Nature 343, 431-437.
Tarney, J., Saunders, A., Mattey, D.P., Wood, D.A., Marsh, N.G. 1981. Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific. Phil Trans. R. Soc. London A297, 179-202.
Thakur, V.C., Misra, D.K., 1984. Tectonic framework of the Indus and Shyok suture zones in eastern Ladakh (N-W Himalaya). Tectonophysics 101, 207-220.
Thieuloy, J.P., Reuber, I., Mascle G., Loan, M.F., Franck, P., Colchen, M., 1989. Découverte d'Oxytropidoceras dans la série volcano-sédimentaire de Dras (Ladakh) : conséquences géodynamiques. Bull. Soc. Géol. France 8 (4), 583-587.
Thomas, V., Pozzi, J.P., Nicolas, A., 1988. Paleomagnetic results from Oman ophiolites related to their emplacement. Tectonophysics 151, 297-321.
Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. J. Sci. 276, 401-424.
___, 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H2O-saturated granitic liquids. American Journal of Sciences 282, 1567-1595.
___, Schulmann, K., Jezek, J., 1997. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks in convergent orogens. Geology 25, 491-494.
Tonarini, S., Villa, I.M., Oberli, F., Meier, M., Spencer, D.A., Pognante, U., Ramsay, J.G., 1993. Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: implications for India-Eurasia collision. Terra Nova 5, 13-20.
Touret, J.L.R., Van den Kerkhove, A.M., 1986. High density fluids in the lower crust and upper mantle. Physica 139-140B, 834-840.
Tracy, R.J., Robinson, P. & Thompson, A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature of metamorphism, central Massachusetts. American mineralogist 61, 762-775.
Treloar, P.J., 1997. Thermal control on early-Tertiary, short-lived, rapid regional metamorphism in the NW Himalaya, Pakistan. Tectonophysics 273, 77-104.
___, P.J., Rex, D.C., Guise, P.G., Coward, M.P., Searle, M.P., Windley, B.F., Petterson, M.G., Jan, M.Q., Luff, I.W., 1989. K-Ar and Ar-Ar geochronology of the Himalayan collision in NW Pakistan: constraints on the timing of suturing, deformation, metamorphism and uplift. Tectonics 8, 884-909.
___,___, 1990. Cooling, and uplift histories of the crystalline thrust stack of the Indian Plate internal zones west of Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. Tectonophysics 180, 323-349.
___, Potts, G.J., Wheeler, J., Rex, D.C., 1991. Structural evolution and asymmetric uplift of the Nanga Parbat syntaxis, Pakistan Himalaya. Geol. Rundsch. 80, 411-428.
___, Petterson, M.G., Jan, M.Q., 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. London 153, 681-693.
Trosvik, T.H., Ryan, P.D., Trench, A., Harper, D.A.T., 1991. Cambrian-Ordovician paleogeography of Baltica. Geology 19, 7-10.
Tu, K., Fowler, M.F.J., Carlson, R.W., Zhang, M., Xie, G., 1991. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China): Implications for a subcontinental lithosphere DUPAL source. Geology 19, 567-569.
Turcotte, D.L. & Schubert, G., 1985. Geodynamics. John Wiley and sons, New York.
Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng. W., 1996. Post-collision shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the Lithosphere and the source of Ocean Island Basalts. J. Petrol. 37, 45-71.
Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. Geodinamica Acta 5, 85-99.
Vanderhaeghe, O., Burg, J.P., Teyssier, C., 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and french Variscides. In: Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G.S., and Willet, S.D. (eds), Ehumation Processes: Normal Faulting, Ductile flow and Erosion. Geological Society of London Special Publications 154, 181-204.
Van der Voo, R., Spakman, W., Bijwaard, H., 1999. Tethyan subducted slabs under India. Earth. Planet. Sci. Letters 171, 7-20.
Verchère, A.M., 1867. Kashmir, the Western Himalaya and the Afghan Mountains, a Geological paper. Journal of Asiatic Society of Bengala, 34 (II), 47-50.
Vernon, R.H., 1976. Metamorphic processes. George Allen & Unwin éd., 247 p.
Vielzeuf, D., 1982. Considérations sur les limites de stabilité de la Fe- et Mg- trémolite. Comptes Rendus Acad. Sci. Paris 295, 375-380.
Vielzeuf, D., 1984. Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. Unpublished Thesis, Clermont-Ferrand II University.
Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. Terra Nova 10, 42-47.
___, Lemmenicier, Y., Le Fort, P., 1996a. Late Miocene to Early Pliocene tectonometamorphism and cooling in south-central Karakorum and Indus-Tsangpo suture, Chogo Lungma area (NE Pakistan), Tectonophysics 260, 201-214.
___, Ruffini, R., Rolfo, F., Lombardo, B., 1996b. Diachronous metamorphism of the Ladakh Terrane at the Karakorum-Nanga Parbat-Haramosh junction (NW Baltistan, Pakistan). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 76, 245-264.
___, Grotéby, B., Kelley, S.P., Trigila, R., Wieler, R., 1996c. Assessing Ar transport paths and mechanisms in the McClure mountains hornblende. Contrib. Mineral. Petrol. 126, 67-80.
___, Hermann, J., Müntener, O., Trommsdorff, V. ^{39}Ar-^{40}Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). Contrib. Mineral. Petrol., accepted.
Volkova, N.I., Budanov, V.I., 1999. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist / greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics. Lithos 47, 201-216.
Volpe, A.M., Macdougall, J.D., Hawkins, J.W., 1987. Mariana Trough basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and Arc-like melts. Earth. Planet. Sci. Lett. 82, 241-254.
Vroon, P.Z., Bergen, M.J.V., 1993. Sr-Nd-Pb Isotope Systematics of the Banda Arc, Indonesia: Combined Subduction and Assimilation of Continental Material. J. Geophys. Res. 98, 22349-22366.
___, Bergen, M.J.V., Klaver, G.J., White, W.M., 1995. Strontium, neodymium, and lead isotopic and trace-element signatures of the East Indonesian sediments: Provenance and implications for Banda Arc magma genesis. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 2573-2598.
Wadia, D.N., 1933. Note on the Geology of Nanga Parbat (Mt Diamir) and adjoining regions of Chilas, Gilgit district, Kashmir. Rec. Geol. Surv. India 66, 212-234.
___, 1937. The Cretaceous volcanic series of Astor-Deosai, Kashmir, and its intrusions. Rec. Geol. Surv. India 72, 151-161.
Weinberg, R.F., Dunlap, W., in press. Growth and deformation of the Ladakh Batholith, NW Himalayas : implications for timing of continental collision and origin of calc-akaline batholiths. Journal of Geology. In: Khan, M.A., Treolar, P.J., Searle, M.P. & Jan, M.Q. (eds.), Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya. Geological Society of London special publication, 170, 253-276.
___, ___, Whitehouse, M., 2000. New field, structural and geochronological data from the Shyok and Nubra valleys, northern Ladakh : linking Kohistan to Tibet. In : Khan, M.A., Treloar, P.J., Searle, M.P., Jan, M.Q. (Eds.), Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya. Geol. Soc. London Spec. Pub. 170, 253-275.
Wells, P. R. A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 62, 129-139.White, W.M., Hofmann, A.W., Puchelt, H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. J. Geophys. Res.92, 4881-4893.
Whittington, A., Harris, N. & Baker, J., 1998. Low-pressure crustal anatexis: the significance of spinel and cordierite from metapelitic assemblages at Nanga Parbat, northern Pakistan. In: Treolar, P.J. & O'Brien, P.J. (eds.), What drives Metamorphism and Metamorphic Reactions? Geological Society of London Special Publication , 138, 183-198.
___, A., Foster, G., Harris, N., Vance, D., Ayres, M., 1999. Lithostratigraphic correlations in the western himalaya-An isotopic approach. Geology 27, 585-588.

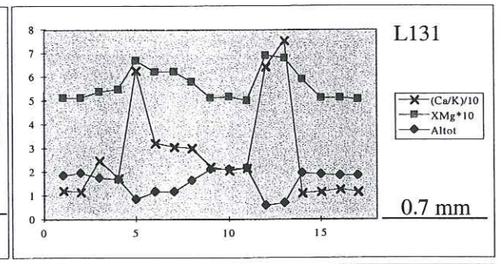
Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth. Planet. Sci. Lett. 28, 459-469.
Winkler, H.G.F., 1967. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springler-Verlag éd., 2e éd.
Winslow, D.M., Zeitler, P.K., Chamberlain, C.P., Hollister, L.S., 1994. Direct evidence for a steep geotherm under conditions of rapid denudation, Western Himalaya, Pakistan. Geology 22, 1075-1078.
Wittlinger, G., Tapponnier, P., Poupinet, G., Mei, J., Danian S., Herquel, G., Masson, F., 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh Fault. Science 282, 74-76.
Wood, D.A., Marsh, J.T., Tarney J., Joron, J.L., Fryer P., Treuil, M., 1981. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, arc, and trench, sites 453-461. Deep Sea Drilling Project, Leg 60, in: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 60, 611-646.
Woodhead, J.D., 1989. Geochemistry of the Mariana arc (Western Pacific): source composition and processes. Chem. Geol. 76, 1-24.
Wyllie, P.J., 1971. The role of water in magma genesis and initiation of diapiric uprise in the mantle. J. Geophys. Res. 76, 1328-1338.
Xu, R., Schärer, U., Allègre, C.J., 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa Block (Tibet): A geochronological study. J. geol. 93, 41-57.
Xue, F., Lerch, M.F., Kröner, A., Reischmann, T., 1996. Tectonic evolution of the East Qinling Mountains, China, in the Palaeozoic: a review and new tectonic model. Tectonophysics 253, 271-284.
Yardley, B.W.D., 1977. Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. American Mineralogist 62, 793-800.
Yin, J.X., Xu, J.T., Liu, C.G., Li, H., 1988. The Tibetan Plateau: regional stratigraphic context and previous work. In: The geological evolution of Tibet (Ed. by Chang, C.F., et al.). Roy. Soc. London Phil. Trans. 327, 5-52.
Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., 1995. Magnesian andesites in the western Aleutians Komandorsy region: implications for slab melting and metasomatic processes in the mantle wedge. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 505-519.
Zanchi , A., 1993. Structural evolution of the North Karakorum cover, North Pakistan. In: Himalayan Tectonics (Ed. by P.J. Treloar and M.P. Searle), Geol. Soc. London, Spec. Publ. 74, 21-38.
___, Gaetani, M., Poli, S., 1997. The Rich Gol Metamorphic Complex; evidence of separation between hindu Kush and Karakorum (Pakistan). C. R. Acad. Sci. Paris 325, 877-882.
Zanettin, B., 1964. Geology and Petrology of Haramosh-Mango Gusor area. Scientific reports of Italian Expedition of the Karakorum and Hindu Kush, A. Desio Leader, III (I), F. J. Brill, Leiden.
Zeitler, P.K., 1985. Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. Tectonics 10, 729-741.
___, Johnson, N.M., Naeser, C.W. & Tahirkheli, R.A.K., 1982. Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. Nature, 298, 255-257.
___, Williams, I.S., 1988. U-Pb dating of metamorphic zircon overgrowths by means of depth profiling with an ion microprobe : EOS (Transactions American Geophysical Union) 69, 464.
___, Sutter, J.F., Williams, I.S., Zartman, R., Tahirkeli, R.A.K., 1989. Geochronology and temperature history of the Nanga Parbat – Haramosh massif, Pakistan, Geological Society of America Special Paper 232, 1-22.
___, Chamberlain, C.P., 1991. Petrogenetic and tectonic significance of young leucogranites from the Northwestern Himalaya, Pakistan. Tectonics 10, 729-741.
___, Chamberlain, C.P., Smith, H.A., 1993. Synchronous anatexis, metamorphism and rapid exhumation at Nanga Parbat (Pakistan Himalaya). J. Geology 21, 347-350.
Zhang, K.J., 2000. Cretaceous palaeogeography of Tibet and adjacent areas (China): tectonic implications. Cretaceous Research 21, 23-33.
Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 14, 493-571.

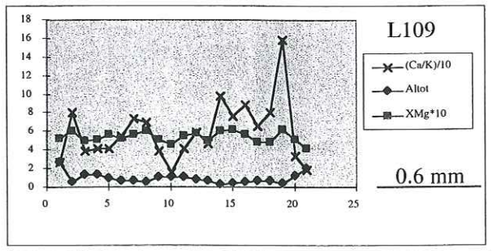
ANNEXES

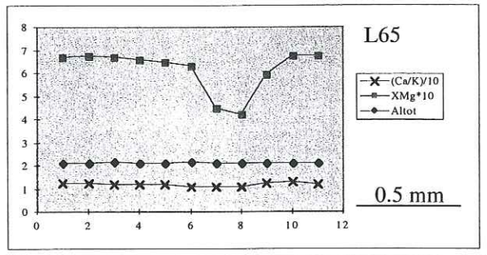
Fig. I.2. Méthode de séparation de Nd, Sm et Sr sur colonne :

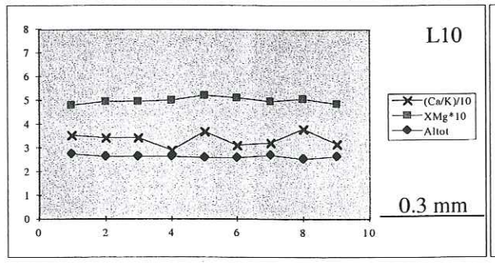


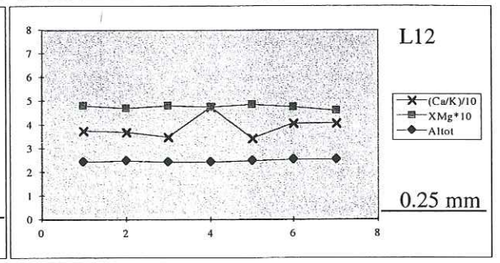












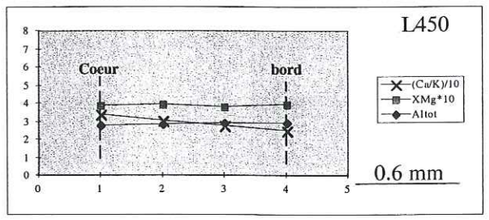
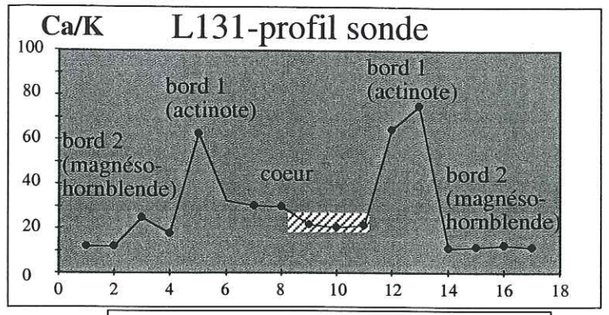
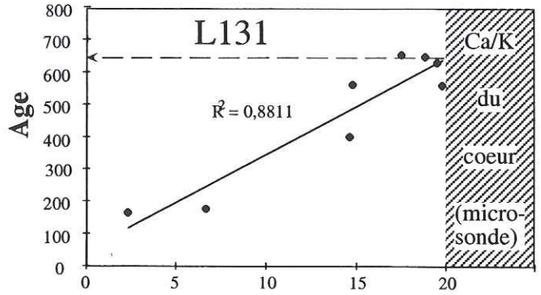
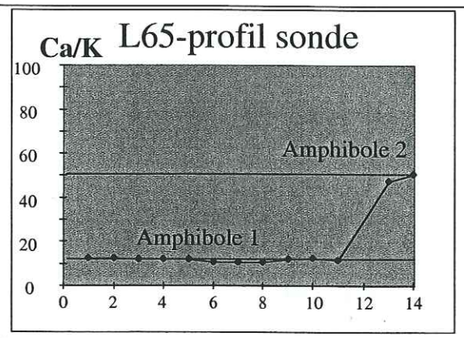
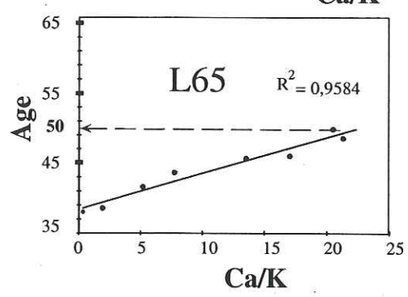


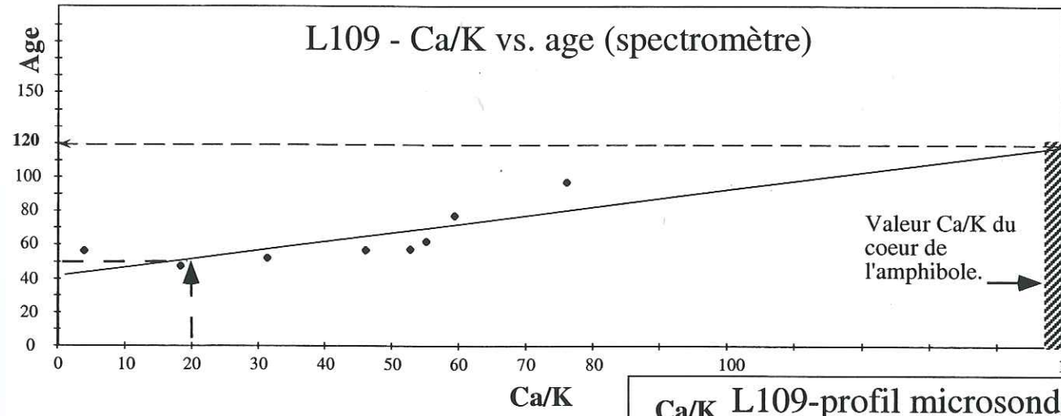
Fig. IV.4. Profils microsonde sur grains d'amphiboles.

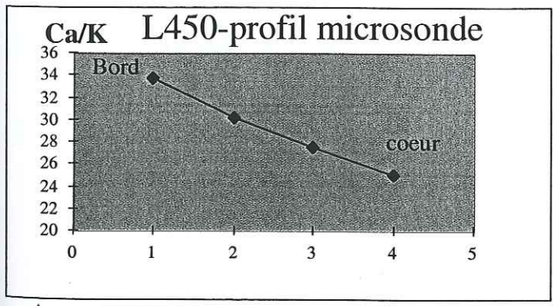


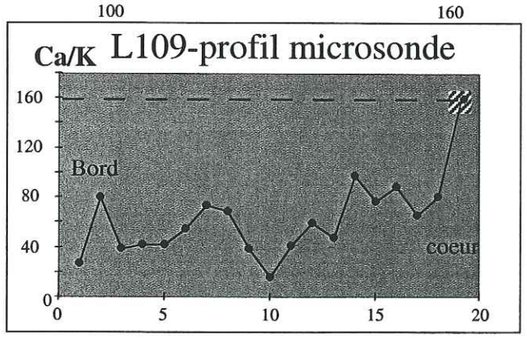












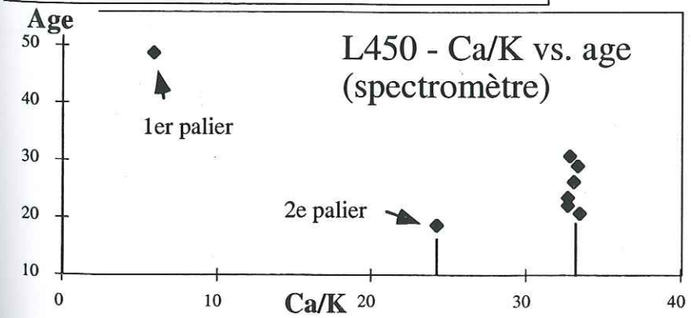


Fig. IV.6 - profils microsonde (Ca/K vs. distance) de grains d'amphiboles et profils Ca/K vs. age (valeurs obtenues par spectrométrie de masse).

	Scapolite		Clinozoïsite		Grenat				Biotite		Plagioclase			
					cœur	bord	bord	cœur	cœur	cœur				
	L541	L541	L541		L542	L542	L541	L541	L541	L542		L541	L541	L542
SiO_2	45.42	45.16	SiO_2	39.63	SiO_2	37.74	37.61	37.89	37.47	SiO_2	35.82	35.50	SiO_2	52.03	51.79	47.45
Al_2O_3	27.31	27.43	Al_2O_3	32.19	Al_2O_3	21.29	21.53	21.52	21.44	Al_2O_3	17.85	17.47	Al_2O_3	29.93	30.19	32.78
FeO	0.15	0.17	FeO	1.64	FeO	23.59	23.99	24.17	24.01	FeO	20.41	18.28	FeO	0.24	0.02	0.09
MnO	0.03	0.03	MnO	0.08	MnO	2.66	2.58	1.35	2.11	MnO	0.17	0.27	MnO	0.02	0.03	0.01
MgO	0.02	0.01	MgO	0.03	MgO	2.28	2.42	2.36	2.35	MgO	8.98	10.52	MgO	-	0.01	-
CaO	18.43	18.64	CaO	24.84	CaO	13.08	12.50	12.80	12.98	CaO	0.10	0.12	CaO	12.98	13.01	16.59
Na_2O	3.11	2.87	Na_2O	0.01	Na_2O	-	-	0.15	-	Na_2O	0.08	0.09	Na_2O	5.36	4.25	2.27
K_2O	0.20	0.20	K_2O	0.02	K_2O	0.02	-	-	-	K_2O	9.59	8.60	K_2O	0.20	0.18	0.04
TiO_2	0.02	0.04	TiO_2	0.05	TiO_2	0.05	-	-	-	TiO_2	2.18	2.16	TiO_2	-	0.04	0.05
Total	94.68	94.52	Total	98.49	Total	100.70	100.63	100.25	100.37	Total	95.16	93.01	Σ oxyde	100.74	99.51	99.28
Nb ox.	24	24	Nb ox.	24	Nb. Ox	24	24	24	24		22	22	Site T			
					Site T					Si	5.50	5.50	Si	2.38	2.37	2.20
Si	6.72	6.69	Si	3.13	Si	5.94	5.92	5.96	5.91	Al IV	2.50	2.50	Al	1.62	1.63	1.80
Al	4.76	4.79	Al	3.00	Al	0.06	0.08	0.04	0.09				Σ	4.00	4.00	4.00
Ti	-	-	Ti	-	Site O					Al VI	0.73	0.69				
Fe2+	0.02	0.02	Fe2+	0.11	Al	3.88	3.91	3.95	3.90	Fe 2+	2.62	2.37	Site A			
Mg	-	-	Mg	-	Ti	0.01	-	-	-	Mg	2.06	2.43	Mg	-	-	-
Ca	2.92	2.96	Ca	2.11	Site A					Ti	0.25	0.25	Fe	0.01	-	-
Mn	-	-	Mn	0.01	Mg	0.53	0.57	0.55	0.55	Mn	0.02	0.04	Mn	-	-	-
Na	0.89	0.82	Na	-	Fe2+	3.10	3.16	3.18	3.17				Ti	-	-	-
K	0.04	0.04	K	-	Mn	0.35	0.34	0.18	0.28	K	1.88	1.70	Ca	0.64	0.64	0.83
					Ca	2.20	2.11	2.16	2.19	Na	0.02	0.03	Na	0.48	0.38	0.20
%Meionit	76.02	77.64			Na	-	-	0.05	-				K	0.01	0.01	-
XNa/K	0.96	0.96	AlIV	-	K	-	-	-	-	XFe	0.56	0.49	Σ	1.13	1.03	1.04
XNa/Ca	0.31	0.28	AlVI	3.00	% Alm	50.07	51.11	52.38	51.13							
					% Gro	35.58	34.13	35.55	35.40				% Orthose	0.01	0.01	-
X_{Fe}	0.39	0.43			% Py	8.63	9.21	9.10	8.92				% Albite	0.42	0.37	0.20
					% Sps	5.72	5.56	2.97	4.55				% Anorthite	0.57	0.62	0.80
					XFe	0.85	0.85	0.85	0.85							

Table IV.1. Composition représentatives des minéraux (M2) des séries métabasiques et calco-silicatées.

L542

Grt-Bt		T(°C)			Grt-Hbd T(°C)			Grt-pl-bt-qtz (P, GPa)	
P(GPa)	F&S	G&S	P&L	I&M	P(GPa)	G&P	P et al.	T(°C)	Hoisch
0.3	650	751	614	648					
0.5	658	760	623	657	0.3	633	525	500	0.04
0.7	666	768	633	665	0.5	633	525	600	0.21
0.9	675	776	642	673	0.7	633	525	700	0.37

L541

grenat cœur

grt-bt		T(°C)				grt-pl-ms-qtz	grt-pl-ms-bt (P, GPa)			
P(GPa)	**F&S**	**G&S**	**P&L**	**I&M**	**H&S**	T(°C)	**H&C**	**Ho**	**G&S**	**H&C**
0.3	654	758	621	641	773	**400**	0.97	0.38	0.51	0.39
0.5	662	766	631	650	780	**600**	1.65	0.77	0.73	0.85
0.7	670	775	640	658	788	**800**	2.33	1.17	0.95	1.3
0.9	679	783	650	666	796					

grenat bord

grt-bt		T(°C)				grt-pl-ms-qtz	grt-pl-ms-bt (P, GPa)			
P(GPa)	**F&S**	**G&S**	**P&L**	**I&M**	**H&S**	T(°C)	**H&C**	**Ho**	**G&S**	**H&C**
0.3	629	753	615	630	772	**400**	0.74	0.38	0.53	0.42
0.5	637	761	624	637	779	**600**	1.35	0.78	0.76	0.87
0.7	646	769	634	646	787	**800**	1.96	1.19	0.98	1.33
0.9	654	777	643	654	795					

Table IV.2. estimations P-T sur l'assemblage grenat-biotite-hornblende-plagioclase-zoïsite±quartz sur les calc-silicates (L541), et sur les amphibolites (L542) d'Askole.
Thermomètres: F&S: Ferry & Spear (1978); G&S: Gangully & Saxena (1984);
P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1984); I&M: Indares & Martignole (1985); G&P: Graham & Powell (1984); P et al.: Perchuck et al. (1985).
Baromètres: Hoisch: Hoisch (1990) ; H&C: Hodges & Crowley (1985) ; G&S: Ghent & Stout (1981) ; H&C: Hodges & Crowley (1985).

locality / valley	**Skoro lungma**	**Kussonik**	**Muchilu**	**Muchilu**	**Muchilu**	**Kussonik**	**Largyap la**	**Muchilu**	**Skoro lungma**	**Largyap la**	**Largyap la**
Sample	L194	L131	L55	L55	L61	L131	L322	L61	L194	L322	L322
Mineral	Amphibole-c	Amphibole-c	Amphibole-c	Amphibole-b	Amphibole-c	Amphibole-c	Amphibole	phengite	clinozoisite	orthopyroxene	garnet
SiO2	49.8	43.2	41.7	46.8	44.0	39.2	49.1	38.2	38.2	50.4	37.9
Al2O3	6.4	13.7	12.0	8.1	10.6	18.6	26.7	23.5	24.7	1.6	21.4
TiO2	0.2	0.4	2.8	0.9	1.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.0
FeO	11.3	16.3	16.9	10.6	11.6	22.5	4.5	1.4	0.1	33.3	20.1
Fe2O3	2.8	1.0	0.4	5.0	6.4	3.5		11.4	11.8		1.3
MgO	14.2	8.5	8.7	12.9	10.2	10.8	3.3	0.0	0.0	9.3	2.3
CaO	11.6	11.6	11.3	12.9	11.4	0.4		23.5	23.1	0.7	14.8
MnO	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	-	-	0.1	0.3	0.9	1.7
Cr2O3	-	-	0.1	0.1	0.2	-	-	-	-	-	-
Na2O	1.0	1.4	1.4	0.8	1.2	1.4	-	-	0.1	0.2	0.1
K2O	0.4	0.5	1.5	1.5	0.9	0.3	11.4	-	0.1	0.2	-
Total	97.9	97.0	96.9	99.9	98.0	96.8	95.3	98.3	98.5	96.8	99.6
Ox. Number	23	23	23	23	23	23	22	13	13	6	24
Si	7.4	6.5	6.4	7.0	6.8	6.1	6.7	3.2	3.1	2.0	6.0
Al	1.1	2.4	2.2	1.4	1.9	3.4	3.3	2.3	2.4	0.1	4.0
Fe	1.4	2.1	2.2	1.3	1.5	2.9	0.5	0.1	0.7	1.1	2.7
Fe3	0.3	0.1	-	0.6	0.8	-	-	0.7	-	-	0.1
Mg	3.1	1.9	2.0	2.9	2.4	2.5	0.7	-	-	0.6	0.6
Ti	-	1.9	0.3	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-
Ca	1.8	1.9	1.8	2.1	1.9	0.1	-	2.1	2.0	-	2.5
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2
Na	0.3	0.4	0.4	-	0.4	0.4	2.0	-	-	-	-
K	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.1	-	-	-	-	-
AlIV	0.6	1.5	1.6	1.0	1.2	1.9	Si: 3.4				
AlVI	0.5	1.0	0.5	0.5	0.8	1.5	(p. f. u.)				
(Na+K)A	0.2	0.5	0.6	0.4	0.3	0.5					
(Na)A	0.2	0.4	0.3	0.1	0.1	0.4					
(Na)B	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	-					
XMg	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5					
									% Czo		
									74.6		

chantillor	L530	L530
minéral	Mg-chlorite	
SiO2	#7	#19
Al2O3	32.08	31.48
FeO	15.35	16.24
MnO	3.06	3.02
MgO	0.01	0.01
CaO	34.23	32.94
Na2O	0.01	0.04
K2O	-	-
TiO2	-	0.04
Cr2O3	1.56	1.22
NiO	0.25	0.23
Total	86.55	85.21
Si	7.86	7.82
Al tet	0.14	0.18
Al octa	4.29	4.57
Fe 2+	0.63	0.63
Mg	12.50	12.20
Ti	-	-
Mn	-	-
Cr	0.30	0.24
Ni	0.05	0.05
Li	-	-
omme Oc	17.77	17.69
K	0.00	0.01
Na	0.00	0.00
Xfe	0.05	0.05
XMg	*0.95*	*0.95*

Echantill	L530	L530	L530	L530	L530	L530
minéral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
pt sonde	#2	#15	#18	#20	#3	#4
SiO2	59.42	59.48	58.67	59.12	57.16	58.14
Al2O3	0.15	0.23	0.16	0.24	0.85	0.15
MgO	37.99	38.01	38.17	38.19	35.49	36.87
FeO	2.65	2.76	2.74	2.73	4.75	4.19
MnO	0.14	0.17	0.16	0.12	0.18	0.14
Cr2O3	-	0.02	-	0.05	0.14	0.02
TiO2	-	0.02	-	0.02	0.01	0.03
CaO	0.01	0.05	0.03	0.06	-	0.01
Na2O	-	0.02	-	0.03	0.03	0.02
K2O	0.01	-	0.04	0.02	0.01	0.03
Total	100.38	100.75	99.98	100.56	98.61	99.60
Si	2.00	2.00	1.99	1.99	1.98	1.99
Al	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01
ALIV	-	-	0.01	0.01	0.02	0.01
AlVI	0.01	0.01	-	-	0.02	0.00
Fe	0.07	0.08	0.08	0.08	0.14	0.12
Mg	1.91	1.90	1.93	1.92	1.83	1.88
Mn	-	-	-	-	0.01	-
Total	4.00	4.00	4.01	4.00	4.00	4.01
Cats	0.00	0.01	0.05	0.04	0.07	0.04
Jd	0.02	0.03	-	0.00	0.06	0.00
Ac	-	-	-	0.01	-	0.01
Wo	-	-	-	0.00	-	-
En	3.82	3.81	3.86	3.83	3.67	3.76
Fs	0.16	0.17	0.16	0.15	0.30	0.24
somme :	4.00	4.01	4.02	4.00	4.04	4.01
jd	*0.61*	*0.73*	-	*0.03*	*1.60*	-
Ac	-	-	*0.03*	*0.17*	-	*0.15*
Wo	*0.02*	*0.09*	*0.05*	*0.10*	-	*0.02*
En	*95.34*	*95.00*	*96.06*	*95.94*	*90.86*	*93.92*
Fs	*4.03*	*4.19*	*3.86*	*3.76*	*7.53*	*5.92*

echantill	L530	L530	L530	L530	L530	L530	L530
minéral	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine
pt sonde	#1	#6	#14	#16	#17	#21	#1
SiO2	41.59	42.43	42.29	42.16	41.64	41.84	41.43
Al2O3	0.01	-	0.04	0.22	-	0.02	-
TiO2	0.02	-	-	-	-	-	-
FeO	3.59	3.55	3.35	3.45	3.54	3.56	6.68
MgO	53.77	53.97	54.33	53.74	54.05	53.73	50.61
CaO	-	0.03	0.01	0.01	-	-	-
MnO	0.09	0.15	0.10	0.13	0.15	0.14	0.14
Cr2O3	0.01	0.01	-	0.03	0.00	0.00	0.04
NiO	0.50	0.44	0.50	0.50	0.46	0.48	0.44
Na2O	0.00	0.01	-	0.02	-	-	-
Total	99.59	100.58	100.62	100.25	99.84	99.76	99.35
Si	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01
Al	-	-	-	0.01	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.14
Mg	1.92	1.91	1.92	1.90	1.93	1.92	1.84
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	-	-	-	-	-	-	-
Total	3.00	2.99	3.00	2.99	3.00	3.00	2.99
% Fo	*96.30*	*96.26*	*96.55*	*96.38*	*96.31*	*96.28*	*92.97*
% Fa	*3.61*	*3.56*	*3.34*	*3.48*	*3.55*	*3.59*	*6.90*

minéral	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite	chromite
Echantill	L530	L530	L530	L530	L530	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563	I563
pt.sonde	#9	#10	#11	#12	#13	#9	#10	#23	#24	#25	#26	#27	#28	#29	#30	#31	#32	#33	#34	
SiO2	0.03	0.10	-	-	0.02	0.02	0.01	0.01	0.10	-	-	-	-	0.02	0.06	0.02	0.03	0.02	-	
MgO	0.04	6.06	5.60	5.54	5.62	2.97	2.86	3.30	3.84	3.23	3.18	3.29	3.25	3.26	3.29	3.24	3.28	3.34	3.27	
Al2O3	0.44	4.20	0.42	0.48	0.51	0.38	0.41	0.56	2.34	0.50	0.49	0.55	0.54	0.51	0.57	0.49	0.46	0.52	0.52	
TiO2	0.18	-	0.02	-	0.03	0.09	0.19	0.12	0.22	0.16	0.11	0.10	0.13	0.19	0.12	0.16	0.16	0.20	0.16	
CaO	0.01	0.01	-	-	-	-	-	0.03	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	-	0.03	-	-	0.02	
FeO	29.89	21.96	21.63	21.72	21.83	25.94	26.04	25.27	24.35	25.80	25.68	25.60	25.49	25.75	25.84	25.55	25.65	25.62	25.59	
Fe2O3	59.51	56.58	58.91	59.45	59.92	57.14	57.19	57.87	55.70	58.06	57.93	58.02	57.47	57.83	57.82	57.83	57.80	58.05	58.00	
Cr2O3	5.59	10.03	10.51	10.15	10.40	10.91	10.88	10.45	10.09	10.40	10.47	10.35	10.69	10.55	10.61	10.60	10.41	10.46	10.05	
NiO	0.02	1.55	1.71	1.56	1.72	1.02	1.00	0.94	0.85	0.97	0.92	0.86	0.91	0.98	1.00	0.92	0.86	0.97	0.97	
MnO	-	0.23	0.19	0.30	0.24	0.09	0.14	0.12	0.09	0.06	0.12	0.08	0.18	0.16	0.09	0.12	0.12	0.10	0.07	
total	95.71	100.70	98.99	99.20	100.29	98.56	98.73	98.66	97.64	99.18	98.91	98.86	98.67	99.26	99.40	98.96	98.77	99.28	98.64	
c. based on 4 O																				
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Mg	-	0.30	0.29	0.29	0.29	0.16	0.15	0.17	0.20	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17	
Al	0.02	0.17	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.10	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
Ti	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-	-	0.01	-	
Cr	0.16	0.27	0.29	0.28	0.28	0.31	0.31	0.29	0.28	0.29	0.29	0.29	0.30	0.29	0.29	0.30	0.29	0.29	0.28	
Ni	-	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	
Mn	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	
Fe2	0.93	0.62	0.63	0.63	0.63	0.77	0.77	0.75	0.72	0.76	0.76	0.76	0.75	0.76	0.76	0.75	0.76	0.75	0.76	
Fe3	1.85	1.59	1.71	1.72	1.72	1.70	1.70	1.71	1.64	1.71	1.71	1.71	1.70	1.70	1.70	1.71	1.71	1.71	1.72	
Cr#	*0.08*	*0.13*	*0.14*	*0.14*	*0.14*	*0.15*	*0.15*	*0.14*	*0.14*	*0.14*	*0.14*	*0.14*	*0.15*	*0.15*	*0.15*	*0.15*	*0.14*	*0.14*	*0.14*	
Mg#	*0.00*	*0.33*	*0.32*	*0.31*	*0.31*	*0.17*	*0.16*	*0.19*	*0.22*	*0.18*	*0.18*	*0.19*	*0.19*	*0.18*	*0.19*	*0.18*	*0.19*	*0.19*	*0.19*	

Inclusions dans olivine, éch. L530			
	Magnésite		Magnétite
	#3	#4	#5
NaO	0.016	0.007	0.034
MgO	47.101	46.935	3.88
K2O	0	0	0
CaO	0.144	0.115	0.038
TiO2	0	0	0
Cr2O3	0	0	3.737
FeO	1.885	1.657	82.39
MnO	0.489	0.36	0.141
NiO	0.057	0.051	1.433
SiO2	0.013	0.032	0.002
Al2O3	0	0	0.004
Total	49.705	49.157	91.658

Table IV.3. analyses minérales des ultramafites d'Askole

Minéral	**Pyroxène**										
Type	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
Lithologie	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	marbre
Echantillon	L452	L452	L458	L458	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L441
pt sonde	#58	#59	#24	#36	#87	#88	#81	#96	#97	#99	#120
SiO2	52.18	52.73	51.73	51.97	52.08	52.31	52.44	51.33	53.15	52.11	51.56
Al2O3	1.11	1.74	1.94	2.13	0.85	0.68	0.55	0.93	0.31	0.33	1.12
MgO	11.42	12.22	12.69	12.75	11.07	11.33	11.11	11.03	11.61	11.16	10.31
FeO	10.20	8.54	6.61	6.87	10.57	10.24	10.98	11.81	10.62	11.73	11.36
Fe2O3	0.51	0.74	2.47	2.44	1.51	1.46	1.48				
MnO	0.58	0.30	0.15	0.13	0.23	0.23	0.29	0.28	0.38	0.29	0.48
Cr2O3	0.07	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00				
TiO2	0.08	0.11	0.11	0.12	0.03	0.07	0.03	0.08	0.02	0.06	0.12
CaO	23.40	23.75	23.68	23.83	23.76	23.89	23.85	23.79	24.04	24.26	24.28
Na2O	0.29	0.45	0.47	0.43	0.29	0.21	0.21	0.23	0.13	0.12	0.07
K2O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.03	0.00	0.01	0.02	0.03
Total	99.83	100.58	99.88	100.71	100.38	100.46	100.98	99.48	100.26	100.08	99.33
Si	1.98	1.97	1.97	1.96	1.99	1.99	2.00	1.97	2.00	1.98	1.97
Al	0.05	0.08	0.09	0.09	0.04	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01	0.05
ALIV	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03
AlVI	0.03	0.05	0.06	0.06	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.01	0.02	0.07	0.07	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.32	0.27	0.21	0.22	0.34	0.33	0.35	0.38	0.33	0.37	0.36
Mg	0.65	0.68	0.72	0.72	0.63	0.64	0.63	0.63	0.65	0.63	0.59
Ca	0.95	0.95	0.97	0.96	0.97	0.98	0.97	0.98	0.97	0.99	1.00
Mn	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.02	4.00	4.01	4.00
PxTi	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Cats	0.07	0.10	0.12	0.14	0.04	0.03	0.02	0.14	0.00	0.07	0.10
Jd	0.13	0.21	0.23	0.24	0.11	0.10	0.08	0.03	0.06	0.00	0.10
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00
Wo	1.91	1.91	1.93	1.93	1.95	1.95	1.94	1.95	1.94	1.98	1.99
En	1.29	1.36	1.44	1.44	1.26	1.29	1.26	1.26	1.30	1.27	1.18
Fs	0.67	0.57	0.47	0.49	0.69	0.67	0.71	0.74	0.68	0.73	0.77
somme :	4.00	4.05	4.07	4.09	4.01	4.00	3.99	4.02	3.98	4.01	4.04
jd	3.21	5.09	5.69	5.77	2.86	2.42	1.99	0.74	1.40	0.00	2.48
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00	0.86	0.00
Wo	47.67	47.08	47.44	47.15	48.50	48.71	48.73	48.60	48.79	49.35	49.37
En	32.36	33.69	35.38	35.11	31.43	32.15	31.57	31.35	32.78	31.59	29.15
Fs	16.75	14.14	11.50	11.97	17.21	16.73	17.71	18.33	17.03	18.19	19.00

Table IV.4. Composition des pyroxènes.

Minéral	**Oxydes**				
Type	rutile	rutile	rutile	spinelle	Magnetite
Lithologie	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Marbre
Echantillon	L459	L459	L459	L459	L441
pt sonde	#109	#110	#111	#118	#35
SiO2	0.01	0.01	0.01	0.00	3.92
Al2O3	0.05	0.08	0.04	0.03	0.04
MgO	0.00	0.00	0.00	4.22	0.29
FeO	0.16	0.28	0.10	38.99	71.31
Fe2O3					
MnO	0.01	0.02	0.00	0.22	0.07
Cr2O3					
TiO2	101.38	100.41	99.92	55.93	0.00
CaO	0.04	0.10	0.02	0.05	0.65
Na2O	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Total	101.69	100.92	100.12	99.45	76.27
				1.65 Ti 1.2 Fe 0.15 Mg (Pseudobrookite)	

Table IV.5. Compositions des oxydes.

Minéral	Grenat																						
Type	pyrope	almandin	Grossulaire	Almandin	Almandin	Almandin	Almandin	Grossulaire	Almandin	Grossulaire	Grossulaire	Almandin	Almandin	Grossulaire	grossulaire	grossulaire	grossulaire	Almandin	Almandin	Almandin	Almandin	Almandin
Lithologie	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	marbre	marbre	marbre	metabasite	metabasite	metabasite	métapélite	métapélite
Echantillon	L459	L459	L458	I 458	I 458	I 458	I 458	I 458	I 458	I 458	I 452	I 452	I 456	I 456	L441	L441	L441	L445	I 445	I445	L446	L446
pt sonde	#116		#23	#25	#27	#28	#29	#30	#31	#54	#63	#39	#40	#45				#26	#27	#32	138	142
SiO2	40.96	37.36	37.69	37.85	38.25	38.00	38.09	37.97	38.45	37.76	37.22	37.88	36.83	38.11	39.416	39.592	39.596	37.80	37.45	37.16	37.36	37.80
Al2O3	23.11	21.50	21.43	21.35	21.68	21.59	21.48	21.43	21.62	21.20	21.20	21.39	21.44	21.54	20.202	20.264	20.889	21.60	21.68	21.44	21.45	21.13
MgO	13.38	3.25	2.87	2.84	2.86	2.85	2.83	2.87	2.90	1.28	1.09	2.33	2.34	2.42	0.053	0.043	0.045	2.39	2.17	1.93	3.25	2.50
FeO	19.52	29.91	19.00	20.45	22.40	20.44	19.61	19.14	20.22	17.61	15.03	20.06	17.82	20.58	4.252	2.871	2.619	22.45	20.45	20.37	30.88	30.11
Fe2O3			2.31	1.99	1.34	2.09	2.06	2.24	1.14	1.34	2.15	1.31	3.63	0.58	0.00			1.62	2.48	2.05		
MnO	0.44	5.16	1.31	1.30	1.56	1.26	1.39	1.37	1.40	6.63	7.20	1.74	1.74	1.07	0.795	0.526	0.637	3.70	4.15	5.96	5.16	7.38
Cr2O3		0.00	0.11	0.11	0.04	0.00	0.06	0.04	0.14	0.00	0.12				0.00							
TiO2	0.02	0.06	0.17	0.10	0.01	0.08	0.10	0.02	0.00	0.12	0.05	0.00	0.08	0.07	0.235	0.477	0.527	0.02	0.03	0.00	0.06	0.03
CaO	3.66	2.94	15.39	14.42	13.01	14.49	15.23	15.40	14.78	14.49	15.83	14.79	15.49	15.16	35.88	36.6	36.516	11.37	12.63	11.38	2.94	2.62
Na2O	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.06	0.07	0.05	0.00	0.008	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02
K2O	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.022	0.017	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	101.12	100.24	100.28	100.44	101.14	100.86	100.88	100.51	100.70	100.46	99.88	99.59	99.51	99.59	100.83	100.40	100.85	100.98	101.07	100.30	101.11	101.60
Formule structurale (24 Oxygènes)																						
Site T																						
Si	6.02	5.97	5.94	5.96	5.98	5.96	5.96	5.97	5.99	5.98	5.95	5.99	5.91	5.99	6.00	6.02	5.98	5.96	5.93	5.94	5.94	6.01
Al	-0.02	0.03	0.06	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02	0.05	0.01	0.09	0.01	0.00	-0.02	0.02	0.04	0.07	0.06	0.06	-0.01
Site O																						
Al	4.02	4.02	3.92	3.92	3.97	3.95	3.93	3.94	3.96	3.94	3.94	3.98	3.96	3.98	3.63	3.65	3.70	3.98	3.97	3.98	3.96	3.97
Ti	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.09	0.08	0.05	0.08	0.08	0.09	0.04	0.05	0.09	0.05	0.15	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.10	0.08	0.00	0.00
Site A																						
Mg	2.93	0.77	0.67	0.67	0.66	0.67	0.66	0.67	0.67	0.30	0.26	0.55	0.56	0.57	0.01	0.01	0.01	0.56	0.51	0.46	0.77	0.59
Fe2+	2.40	4.00	2.50	2.69	2.93	2.68	2.57	2.52	2.63	2.33	2.01	2.65	2.39	2.71	0.54	0.36	0.33	2.96	2.71	2.72	4.11	4.00
Mn	0.05	0.70	0.17	0.17	0.21	0.17	0.18	0.18	0.18	0.89	0.97	0.23	0.24	0.14	0.10	0.07	0.08	0.49	0.56	0.81	0.69	0.99
Ca	0.58	0.50	2.60	2.43	2.18	2.43	2.55	2.59	2.47	2.46	2.71	2.51	2.66	2.55	5.85	5.96	5.91	1.92	2.14	1.95	0.50	0.45
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% Almandin	*40.23*	*66.92*	*41.45*	*45.12*	*48.98*	*45.06*	*43.03*	*42.18*	*44.21*	*38.98*	*33.74*	*44.65*	*40.88*	*45.33*	*8.32*	*5.70*	*5.22*	*49.86*	*45.75*	*45.84*	*67.62*	*66.34*
% Gross.	*9.67*	*8.43*	*43.01*	*40.78*	*36.44*	*40.94*	*42.81*	*43.49*	*41.41*	*41.11*	*45.53*	*42.17*	*45.52*	*42.78*	*89.92*	*93.09*	*93.33*	*32.36*	*36.20*	*32.81*	*8.25*	*7.38*
% Pyrope	*49.18*	*12.96*	*11.14*	*11.19*	*11.13*	*11.19*	*11.07*	*11.28*	*11.29*	*5.04*	*4.35*	*9.26*	*9.56*	*9.51*	*0.18*	*0.15*	*0.16*	*9.47*	*8.64*	*7.75*	*12.69*	*9.81*
% Spess.	*0.92*	*11.69*	*2.88*	*2.91*	*3.45*	*2.81*	*3.10*	*3.06*	*3.09*	*14.87*	*16.37*	*3.92*	*4.04*	*2.38*	*1.58*	*1.06*	*1.29*	*8.31*	*9.41*	*13.59*	*11.44*	*16.47*
Fe/Fe+Mg	0.45	0.84	0.79	0.80	0.81	0.80	0.80	0.79	0.80	0.89	0.89	0.83	0.81	0.83	0.98	0.97	0.97	0.84	0.84	0.86	0.84	0.87

Table IV.6. Composition des grenats.

Minéral	Ortho-amphiboles								
Type	cummingt.	cummingt.	Gedrite	Anthophyl.	Anthophyl.	Anthophyl.	Anthophyl.	Anthophyl.	Anthophyl.
Lithologie	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite
Echantillon	L450	L450	L459	L459	L459	L459	L459	L459	L459
pt sonde	#130	#137	#112	#113	#115	#117	#119	#120	#121
SiO2	52.65	54.03	45.55	54.13	53.99	53.96	54.31	54.75	55.31
Al2O3	1.75	1.45	18.32	5.98	6.05	6.25	5.84	5.72	3.42
MgO	16.24	16.59	19.98	23.81	24.29	24.86	24.76	24.98	23.42
FeO	24.35	24.69	11.06	11.97	11.92	11.36	11.62	11.23	14.41
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.20	0.29	0.17	0.08	0.09	0.12	0.12	0.17	0.24
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	0.07	0.00	0.37	0.16	0.10	0.13	0.08	0.13	0.10
CaO	1.26	0.82	0.88	0.63	0.74	0.73	0.61	0.67	0.57
Na2O	0.28	0.16	1.24	0.28	0.31	0.39	0.21	0.28	0.12
K2O	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	96.82	98.06	97.58	97.05	97.51	97.81	97.55	97.93	97.59
Si	7.82	7.90	6.33	7.52	7.47	7.43	7.50	7.51	7.72
Al	0.31	0.25	3.00	0.98	0.99	1.01	0.95	0.93	0.56
Ti	0.01	-	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	3.02	3.02	1.29	1.39	1.38	1.31	1.34	1.29	1.68
Mg	3.60	3.62	4.14	4.93	5.01	5.10	5.09	5.11	4.88
Ca	0.20	0.13	0.13	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10	0.08
Mn	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Na	0.08	0.04	0.33	0.08	0.08	0.10	0.06	0.08	0.03
AlVI	0.13	0.15	1.34	0.50	0.46	0.45	0.45	0.44	0.29
(Na+K)A	0.06	-	0.29	0.02	0.07	0.10	0.05	0.05	-
(Na)A	0.06	-	0.29	0.01	0.06	0.10	0.05	0.05	-
(Na)B	0.02	0.04	0.04	0.06	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03
XMg	0.54	0.54	0.76	0.78	0.78	0.80	0.79	0.80	0.74

Table IV.7. Composition des orthoamphiboles

Minéral	Clino-amphiboles														
Type	Ferro-act.	Ferro-act.	Hornblende	Hornblende	Pargasite	Hornblende	Pargasite	Pargasite	Hornblende	Pargasite	Pargasite	Ferro-act.	Pargasite	Hornblende	Hornblende
Lithologie	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite
Echantillon	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442	L442
pt sonde	#107	#38	#100	#101	#102	#103	#104	#33	#80	#81	L 442	L 442	#101	#98	#56	#54
SiO2	51.66	50.84	48.51	46.24	41.92	42.31	41.96	41.39	52.19	50.70	46.24	50.84	41.00	46.59	
Al2O3	3.36	3.74	7.13	8.37	12.51	11.60	13.19	14.09	29.35	30.17	8.37	3.74	13.09	7.66	
MgO	13.08	12.76	11.06	10.17	8.09	8.21	8.28	9.57	0.10	0.11	10.17	12.76	7.60	9.89	
FeO	15.46	17.67	16.95	17.45	18.68	18.21	17.44	15.21	0.64	0.82	17.45	15.67	14.24	16.73	
Fe2O3								0.36	0.00	0.00	0.28		4.76	1.37	
MnO	0.13	0.22	0.28	0.28	0.21	0.19	0.25	0.11	0.00	0.00	0.28	0.22	0.84	0.81	
CaO	12.53	12.68	12.21	11.98	12.01	11.23	12.22	12.08	13.33	14.06	11.98	12.88	12.43	12.24	
Na2O	0.35	0.31	0.82	0.81	1.02	0.91	1.11	1.15	4.04	3.58	0.81	0.31	0.97	0.77	
K2O	0.21	0.32	0.57	0.79	1.69	1.63	1.97	2.11	0.28	0.25	0.79	0.32	1.89	0.79	
Total	96.87	96.64	97.75	96.44	97.16	95.28	97.48	97.31	100.03	99.75	96.44	96.64	97.90	97.24	
Si	7.62	7.55	7.19	7.00	6.41	6.57	6.37	6.26	6.84	6.69	7.00	7.55	6.45	7.09	
Al	0.58	0.65	1.25	1.49	2.26	2.12	2.36	2.51	4.53	4.69	1.49	0.65	2.43	1.38	
Ti	0.01	0.01	0.03	0.04	0.12	0.12	0.12	0.13	0.00	0.01	0.04	0.01	0.12	0.04	
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	0.17	
Fe	1.91	1.95	2.10	2.21	2.39	2.36	2.22	1.92	0.07	0.09	2.21	1.95	1.87	2.13	
Mg	2.88	2.83	2.44	2.30	1.85	1.90	1.87	2.16	0.02	0.02	2.30	2.83	1.78	2.24	
Ca	1.98	2.02	1.94	1.94	1.97	1.87	1.99	1.96	1.99	1.87	1.94	2.02	2.10	2.00	
Mn	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.11	0.10	
Na	0.10	0.09	0.23	0.24	0.30	0.27	0.33	0.34	1.03	0.92	0.24	0.09	0.30	0.23	
K	0.04	0.06	0.11	0.15	0.33	0.32	0.38	0.41	0.05	0.04	0.15	0.06	0.38	0.15	
Total	15.14	15.19	15.33	15.41	15.86	15.55	15.58	15.72	14.42	14.44	15.41	15.19	15.55	15.37	
AlIV	0.38	0.45	0.81	1.00	1.59	1.43	1.63	1.74	1.16	1.31	1.00	0.45	1.55	0.91	
AlVI	0.21	0.21	0.44	0.49	0.67	0.69	0.74	0.77	3.38	3.38	0.49	0.21	0.88	0.47	
(Na+K)A	0.14	0.19	0.33	0.41	0.66	0.55	0.68	0.72	0.05	0.04	0.41	0.19	0.55	0.37	
(Na)A	0.10	0.13	0.22	0.25	0.33	0.23	0.30	0.31	0.00	0.00	0.25	0.13	0.17	0.21	
(Na)B	0.00	-0.04	0.01	-0.02	-0.02	0.04	0.03	0.03	1.03	0.92	-0.02	-0.04	0.13	0.01	
XMg	0.60	0.59	0.54	0.51	0.44	0.45	0.46	0.52	0.21	0.19	0.51	0.59	0.42	0.49	
Minéral	Clino-amphiboles (suite)														
Type	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Hornblende	Tremolite	Tremolite	Tremolite	Tremolite	Tremolite	Tremolite
Lithologie	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	metabasite	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice
Echantillon	L 456	L 456	L 458	L450	L450	L450	L450	L450	L459	L 453	L 453	L 453	L 453	L 453	L 453
pt sonde	#43	#44	#33	#129	#136	#123	#128	#127	#114	#63	#64	#66	#65	#68	
SiO2	41.15	41.31	41.39	42.21	42.19	41.73	41.39	41.73	49.92	55.53	55.56	56.27	56.95		
Al2O3	13.84	13.59	14.09	15.86	16.16	16.27	16.56	16.56	10.77	2.64	2.52	2.94	1.65		
MgO	8.64	8.86	9.57	7.42	7.60	7.48	7.28	7.28	17.92	22.33	22.55	21.53	22.66		
FeO	16.21	15.87	15.21	18.82	18.61	18.29	18.87	18.87	7.15	0.01	0.01	0.01	1.87		
Fe2O3	1.14	1.27	0.36							2.33	2.08	2.63	0.00		
MnO	0.17	0.25	0.11	0.16	0.10	0.11	0.13	0.13	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03		
TiO2	1.06	1.18	1.19	0.39	0.39	0.42	0.41	0.41	0.39	0.03	0.12	0.13	0.07		
CaO	11.68	11.71	12.08	10.89	11.26	10.89	10.72	10.72	9.44	13.89	13.89	13.69	13.43		
Na2O	1.13	1.16	1.15	1.55	1.64	1.66	1.56	1.56	0.59	0.30	0.31	0.17	0.21		
K2O	2.11	1.90	2.11	0.27	0.31	0.37	0.33	0.33	0.14	0.29	0.21	0.13	0.24		
Total	97.13	97.11	97.31	97.67	98.27	96.87	97.56	97.56	96.39	98.35	98.25	97.51	97.10		
Si	5.31	5.33	5.26	5.33	5.29	6.25	6.26	6.26	7.04	7.81	7.80	7.85	7.84		
Al	2.50	2.46	2.51	2.80	2.84	2.90	2.93	2.93	1.79	0.43	0.41	0.48	0.27		
Ti	0.12	0.14	0.13	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01		
Fe3	0.15	0.16	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.24	0.31	0.00		
Fe	2.08	2.04	1.92	2.36	2.32	2.31	2.37	2.37	0.84	0.00	0.00	0.00	0.22		
Mg	1.98	2.03	2.16	1.66	1.69	1.69	1.63	1.63	3.77	4.60	4.64	4.48	4.65		
Ca	1.92	1.92	1.96	1.75	1.80	1.76	1.72	1.72	1.43	2.06	2.05	2.05	1.98		
Mn	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na	0.34	0.35	0.34	0.48	0.47	0.49	0.45	0.45	0.16	0.08	0.08	0.05	0.06		
K	0.41	0.37	0.41	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.03	0.05	0.04	0.02	0.04		
Total	15.59	15.66	15.72	15.49	15.52	15.53	15.49	15.49	15.11	15.04	15.04	14.93	15.07		
AlIV	1.69	1.67	1.74	1.67	1.71	1.75	1.74	1.74	0.96	0.19	0.20	0.15	0.16		
AlVI	0.82	0.79	0.77	1.13	1.12	1.15	1.19	1.19	0.84	0.24	0.21	0.33	0.11		
(Na+K)A	0.69	0.66	0.72	0.49	0.52	0.53	0.49	0.49	0.11	0.04	0.04	0.02	0.07		
(Na)A	0.27	0.29	0.31	0.44	0.46	0.46	0.42	0.42	0.09	-0.02	0.00	0.00	0.02		
(Na)B	0.06	0.06	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.08	0.10	0.08	0.05	0.03		
XMg	0.47	0.48	0.52	0.41	0.42	0.42	0.41	0.41	0.82	0.94	0.95	0.94	0.96		

Table IV.8. Composition des clino-amphiboles.

Minéral	Feldspath																			
Type	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase	plagioclase
Lithologie	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite	Métabasite
Echantillon	L452	L452	L456	L456	L456	L456	L442	L442	L450	L450	L450	L450	L445	L445	L445	L445	L446	L446	L446	L446
pt sonde	#55	#62	#35	#37	#46	#62	#85	#85	#26	#27	#28	#29	#25	#26	#27	#28	#34	#85	#45	#46
SiO2	47.30	51.87	50.80	50.98	53.63	61.40	55.99	55.99	48.98	49.39	49.39	50.19	52.63	50.19	50.19	50.19	45.92	54.524	56.62	56.62
Al2O3	33.16	29.99	31.24	30.65	29.68	24.14	28.03	28.03	32.40	31.18	31.18	31.18	29.95	31.18	31.18	31.18	33.84	29.717	28.655	28.655
MgO	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.01	0	0	0
FeO	0.10	0.06	0.11	0.05	0.12	0.01	0.00	0.00	0.46	0.08	0.08	0.08	0.03	0.08	0.08	0.08	0.12	0.004	0.087	0.087
MnO	0.05	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02			
Cr2O3	0.03	0.07							0.05									0	0	0
TiO2	0.00	0.06	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
NiO	0.00	0.00							0.01									0.018	0	0
CaO	16.95	13.40	14.29	13.68	12.37	5.56	10.42	10.42	15.48	14.41	14.41	14.41	12.57	14.41	14.41	14.41	17.04	11.669	10.401	10.401
Na2O	1.96	4.08	3.57	3.79	4.56	8.33	5.68	5.68	3.00	3.45	3.45	3.45	4.24	3.45	3.45	3.45	1.95	4.985	5.947	5.947
K2O	0.10	0.10	0.18	0.16	0.22	0.18	0.28	0.28	0.11	0.09	0.09	0.09	0.15	0.09	0.09	0.09	0.05	0.126	0.102	0.102
Σ oxydes	99.66	99.63	100.23	99.37	100.60	99.68	100.41	100.41	100.54	99.59	99.59	99.59	99.59	99.47	99.47	99.47	98.94	101.04	101.81	101.81
Site T																				
Si	2.19	2.38	2.32	2.34	2.42	2.73	2.52	2.52	2.25	2.31	2.31	2.31	2.39	2.31	2.31	2.31	2.14	2.44	2.51	2.51
Al	1.81	1.62	1.68	1.66	1.58	1.27	1.48	1.48	1.75	1.69	1.69	1.69	1.61	1.69	1.69	1.69	1.86	1.56	1.49	1.49
Σ	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Site A																				
Ca	0.84	0.66	0.70	0.67	0.60	0.27	0.50	0.50	0.76	0.71	0.71	0.71	0.61	0.71	0.71	0.71	0.85	0.56	0.49	0.49
Na	0.18	0.36	0.32	0.34	0.40	0.72	0.49	0.49	0.27	0.31	0.31	0.31	0.37	0.31	0.31	0.31	0.18	0.43	0.51	0.51
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Σ	1.03	1.03	1.03	1.02	1.02	1.00	1.01	1.01	1.06	1.02	1.02	1.02	1.01	1.03	1.03	1.03	1.04	1.00	1.01	1.01
% Albite	*0.17*	*0.35*	*0.31*	*0.33*	*0.40*	*0.72*	*0.49*	*0.49*	*0.26*	*0.30*	*0.30*	*0.30*	*0.38*	*0.30*	*0.30*	*0.30*	*0.17*	*0.43*	*0.51*	*0.51*
% Anorthite	*0.82*	*0.64*	*0.68*	*0.66*	*0.59*	*0.27*	*0.50*	*0.50*	*0.74*	*0.69*	*0.69*	*0.69*	*0.62*	*0.69*	*0.69*	*0.69*	*0.83*	*0.56*	*0.49*	*0.49*
% Orthose	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.02*	*0.02*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.01*	*0.00*	*0.01*	*0.01*	*0.01*

Table IV.9. Composition des feldspaths.

Minéral	Biotite						
Lithologie	métabasite	métabasite	métabasite	métabasite	métabasite	métapélite	métapélite
Echantillon	L456	L456	L442	L442	L450	L445	L446
pt sonde	#36	#38	#105	#106	#124	#29	#143
SiO2	37.01	33.31	33.08	33.64	34.58	35.42	35.18
Al2O3	16.10	15.09	16.53	17.32	16.46	16.72	19.42
FeO	19.40	19.37	21.85	22.00	20.42	19.94	19.23
MnO	0.26	0.20	0.21	0.19	0.07	0.34	0.23
MgO	9.66	10.88	11.41	11.17	10.66	10.29	8.66
CaO	0.08	0.16	0.13	0.26	0.40	0.03	0.04
Na2O	0.12	0.24	0.04	0.26	0.12	0.14	0.23
K2O	9.57	9.46	6.05	4.78	7.26	9.49	9.51
TiO2	3.73	3.49	2.01	1.67	1.63	2.44	2.81
Total	95.94	92.20	91.30	91.27	91.60	94.82	95.31
Nb ox.	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
Si	5.61	5.33	5.28	5.33	5.49	5.47	5.36
Al tet	2.39	2.67	2.72	2.67	2.51	2.53	2.64
Al octa	0.49	0.18	0.39	0.56	0.57	0.51	0.85
Fe 2+	2.46	2.59	2.92	2.91	2.71	2.57	2.45
Mg	2.18	2.60	2.72	2.64	2.52	2.37	1.97
Ti	0.43	0.42	0.24	0.20	0.19	0.28	0.32
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04	0.03
Somme Octa	5.59	5.82	6.30	6.34	6.00	5.77	5.62
K	1.85	1.93	1.23	0.96	1.47	1.87	1.85
Na	0.04	0.08	0.01	0.08	0.04	0.04	0.07
Xfe	**0.53**	**0.50**	**0.52**	**0.52**	**0.52**	**0.52**	**0.55**

Table IV.10. Composition des biotites.

Minéral	scapolite						
Type	Mizzonite	Mizzonite	Mizzonite	Mizzonite	Mizzonite	Meionite	Meionite
Lithologie	Métabasite	Marbre	Marbre	Marbre	Marbre	Marbre	Marbre
Echantillon	L442	L441	L441	L441	L441	L453	L453
pt sonde	#86	#37	#38	#39	#47	#61	#69
SiO2	52.91	50.524	51.084	50.106	49.39	45.64	45.45
Al2O3	29.67	25.666	25.643	25.947	25.908	27.11	27.46
TiO2	0.00	0.052	0.005	-	0.035	0.00	0.00
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.18	0.124	0.118	0.044	0.184	0.05	0.11
MgO	0.02	0.0	0.01	0.01	-	0.02	0.05
CaO	12.70	13.739	13.978	14.097	14.802	18.50	18.64
MnO	0.03	0.021	0.006	0.001	-	-	-
Na2O	4.48	5.818	5.625	5.486	5.182	3.12	2.95
K2O	0.18	0.829	0.919	0.9	0.776	0.08	0.09
Total	100.08	96.77	97.39	96.59	96.28	94.51	94.75
	24	24	24	24	24	24	24
Si	7.19	7.24	7.27	7.19	7.13	6.75	6.71
Al	4.75	4.33	4.30	4.39	4.41	4.73	4.78
Ti	0.02	0.01	-	-	-	-	-
Fe2+	-	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ca	1.85	2.11	2.13	2.17	2.29	2.93	2.95
Na	1.18	1.62	1.55	1.53	1.45	0.89	0.85
K	0.03	0.15	0.17	0.17	0.14	0.01	0.02
Total	15.04	15.47	15.44	15.46	15.45	15.34	15.33
AlVI	4.75	4.33	4.30	4.39	4.41	4.73	4.78
XMeionite	60.78	54.67	55.55	56.25	59.23	76.41	77.51
Na/K	0.97	0.91	0.90	0.90	0.91	0.98	0.98
Na/Ca	0.64	0.77	0.73	0.70	0.63	0.31	0.29
XFe	0.13	0.34	0.33	0.12	0.50	0.13	0.27

Table IV.12. Composition des scapolites.

Minéral	Cordierite	Cordierite	Andalousite	Andalousite
Type				
Lithologie	Métapélite	Métapélite	Métapélite	Métapélite
Echantillon	L336	L336	L336	L336
pt sonde	#91	#92	#97	#98
SiO2	47.48	46.86	37.25	36.73
Al2O3	31.42	31.14	62.48	62.58
FeO	9.28	9.48	0.32	0.38
MnO	0.66	0.67	0.00	0.01
MgO	7.17	7.21	0.04	0.05
CaO	0.06	0.12	0.01	0.01
Na2O	0.82	0.84	0.07	0.03
K2O	0.00	0.04	0.02	0.02
TiO2	0.04	0.00	0.03	0.08
Total	96.91	96.37	100.24	99.88
Nb oxygen	18	18	20	20
Si	5.02	4.99	4.02	3.98
Al tet	2.98	3.01	3.98	4.02
Al octa	1.80	1.77	4.76	4.77
Fe 2+	1.00	1.03	0.03	0.04
Fe 3+	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.38	1.40	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.07	0.07	0.00	0.00
Li	0.00	0.00	0.00	0.00
Somme Octa	4.25	4.27	4.80	4.83
Na	0.20	0.21	0.02	0.01
Xfe	*0.42*	*0.42*	*0.75*	*0.80*

Table IV.11. Compositions de l'andalousite et de la cordiérite.

1- Métapélites (faciès amphibolites) :

L446:

Grenat (cœur) - Bt						Grt-Pl-Ms-Qtz			Grt-Pl-Ms-Bt					Grt-Pl-AS-Qtz			
P(kb)	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S	T(°C)	H&C	Hoisch	T(°C)	Hoisch	P&H	G&S	H&C	T(°C)	Koziol	H&C	H&S
3	674	662	625	635	708	500	2.8	5.4	500	3.2	5.4	3.2	3.4	500	4.3	3.5	3.1
5	682	671	635	644	716	600	5	6.5	600	5.1	5.9	3.9	5.3	600	6.1	5.1	4.4
7	691	679	645	652	724	700	7.2	7.6	700	7	6.4	4.6	7.1	700	7.8	6.8	5.8

Grenat (bord) - Bt						Grt-Pl-Ms-Qtz			Grt-Pl-Ms-Bt					Grt-Pl-AS-Qtz			
P(kb)	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S	T(°C)	H&C	Hoisch	T(°C)	Hoisch	P&H	G&S	H&C		Koziol	H&C	H&S
3	583	612	579	574	613	500	2.2	4.6	500	2.7	3.8	2.5	2.6	500	3.7	2.4	2
5	591	620	588	581	620	600	4.2	5.6	600	4.4	4.2	3.1	4.4	600	5.3	3.9	3.2
7	599	628	597	589	628	700	6.3	6.6	700	6.1	4.5	3.7	6.1	700	6.9	5.5	4.4

L445:

Grenat (cœur) - Bt						Grt-Pl-Bt-Qtz	
P(kb)	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S	T(°C)	Koziol
3	624	722	601	621	733	500	-
5	632	730	610	629	740	600	0.7
7	640	738	619	638	748	700	2.5

Grenat (bord) - Bt						Grt-Pl-Bt-Qtz	
P(kb)	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S	T(°C)	Koziol
3	620	731	599	649	742	500	-
5	629	739	608	657	749	600	1
7	637	747	617	665	756	700	2.8

P = 6.5 ± 0.5 kbar
T = 700 ± 50°C

2- Métabasites (faciès amphibolites) :

L452

Grenat (cœur) + HBD			Grenat (cœur)+ biotite						Grenat (bord) + HBD			Grenat (bord) + biotite					
P(kbar	G&P	P & al	P(kbar	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S	P(kbar	G&P	P et al.	P(kbar	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S
3	656	478	3	487	629	524	606	629	3	626	478	3	488	619	525	575	617
5	656	478	5	494	636	533	613	636	5	626	478	5	495	626	534	582	623
7	656	478	7	501	642	541	620	642	7	626	478	7	502	633	542	588	629

l456

Grenat (cœur) + HBD			Grenat (cœur) + biotite						Grenat (bord) + HBD			Grenat (bord) + biotite					
P(kbar	G&P	P & al	P(kbar	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S	P(kbar	G&P	P et al.	P(kbar	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S
3	853	634	3	674	729	601	638	766	3	760	580	3	612	705	595	639	753
5	853	634	5	683	737	610	646	773	5	760	580	5	620	726	604	647	760
7	853	634	7	692	745	620	654	781	7	760	580	7	628	734	613	655	768

L458

Grenat (cœur) + HBD			Grenat (cœur) + biotite						Grenat (bord) + HBD			Grenat (bord) + biotite					
P(kbar	G&P	P & al	P(kbar	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S	P(kbar	G&P	P et al.	P(kbar	F&S	G&S	P&L	I&M	H&S
3	814	612	3	617	701	597	617	764	3	767	594	3	587	656	581	581	724
5	814	612	5	625	709	606	637	771	5	767	594	5	595	675	590	589	731
7	814	612	7	633	717	615	645	778	7	767	594	7	603	683	599	597	738

T grenat-biotite = 700 ± 50°C
T grenat-hornblende = 750 ± 100°C

Thermomètres:
Grenat-biotite : F&S: Ferry & Spear (1978); G&S: Gangully & Saxena (1984); P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1984);
I&M: Indares & Martignole (1985). Garnet-hornblende : G&H: Graham & Powell (1984); P et al.: Rerchuk et al. (1985).
Baromètres:
H&C: Hodges & Crowley (1985); Hoisch: Ho (1990); P&H: Powell & Holland (1988);
G&S: Ghent & Stout (1981); H&C: Hodges & Crowley (1985);K: Koziol (1989)
H&S: Hodges & Spear (1982).

Table IV.13- Estimations thermo-barometriques à partir des assemblages de faciès amphibolites du massif de Pangong.

BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE
de SCIENCES de GRENOBLE
B.P. 66
F 38402 SAINT MARTIN D'HÈRES CEDEX
Tél. 04 76 51 42 84

Résumé court - Le segment Nord-Ouest himalayen (Kohistan-Ladakh et Karakorum, NE Pakistan et NO Inde) est une zone appropriée pour étudier les étapes de la convergence de deux continents (Inde et Asie), en contexte océanique puis continental sur 110 Ma. Une approche pluridisciplinaire (géologie structurale, pétro-géochimie, thermo-barométrie, géochronologie Ar-Ar) a été utilisée.

Les étapes intra-océaniques de la convergence sont étudiées via les séries d'arc du Nord-Ladakh. Cette étude permet de raccorder l'arc océanique du Kohistan à l'W, à la marge active tibétaine à l'Est. L'étude des isotopes du Sr, Nd et Pb des laves d'arc fournit des rapports isotopiques élevés rappelant l'anomalie « DUPAL ». Des laves adakitiques et riches en Nb-Ta et Ti sont également présentes. Ces données suggèrent l'interaction entre liquides issus de la fusion de la croûte subduite et le manteau, à la suite de la subduction de la ride néo-téthysienne, comme déjà proposé pour l'initiation de l'obduction de l'ophiolite d'Oman, en réponse à une inversion tectonique : la remontée de l'Inde vers le Nord.

Les étapes de la convergence post-collisionnelle, après une phase de raccourcissement NE-SW entre 60 et 40 Ma, sont marquées par une partition de la déformation :

- Une bande E-W de dômes recoupe les structures précoces, dans un contexte de raccourcissement N-S et d'extrusion verticale, associée à un métamorphisme HT dans le faciès des granulites et à un magmatisme à affinité mantellique (25 - 5 Ma). Cette granulitisation de la croûte asiatique pourrait être liée à un apport de chaleur mantellique lié au détachement du slab indien.
- La faille décrochante du Karakorum sert de limite entre Karakorum et Tibet et accommode l'extrusion latérale de celui-ci. Des granulites sont exhumées dans la zone de faille probablement d'ampleur lithosphérique. Le déplacement le long de la faille semble hétérogène, avec un rejet total de 300 km basé sur la corrélation des blocs de Lhasa et du Karakorum.

From intra-oceanic convergence to post-collisionnal evolution : exemple of the india-asia convergence in NW Himalaya, from Cretaceous to present

Short Abstract - The NW himalayan segment (Kohistan-Ladakh Arc and Karakoram, NE Pakistan and NW India) is a suitable zone to study the stages of the convergence of two continents (India and Asia), in an intra-oceanic and in an intra-continental context, during 110 Ma. A multi-disciplinary approach (structural geology, petro-geochemistry, thermobarometry, and Ar-Ar geochronology) has been used.

The intra-oceanic stages of the convergence have been studied in the preserved tethyan arc series of Kohistan-Ladakh. This study outlines the continuity from Kohistan intra-oceanic arc in the W to the Tibetan andean margin in the E. An isotopic study (Sr, Nd and Pb) of the arc lavas yields elevated isotopic ratios similar to those defining the « DUPAL » anomaly. Adakitic and Nb, Ta, Ti rich lavas are also present. These data suggest interactions between crustal melts and mantle, following the subduction of the mid-oceanic ridge, similarly to the Oman ophiolite, which could be due associated to the tectonic inversion due to northward drift of India.

The post-collisional stages, after a phase of crustal thickening in a NE-SW shortening context between 60 and 40 Ma are characterised by a tectonic partition:

- An E-W band of domes crosscuts the former structures, in a N-S shortening and vertical extrusion context, linked to HT metamorphism, in the granulite facies and to magmatism with mantellic affinities (25 - 5 Ma). This granulitisation could be linked to advective heat input from the asthenosphere, due to detachment of the Indian slab.
- The Karakoram strike-slip fault accommodates the lateral extrusion of Tibet. Granulites exhumed in the fault zone suggest that it could be a lithospheric scale fault. Dextral slip of the fault appears to be heterogeneous, with a total offset deduced from Lhasa and Karakoram blocs correlation, of approximately 300 km.

DISCIPLINE : Sciences de la Terre

MOTS-CLES : Ladakh, Karakorum, Himalaya, Volcanisme d'Arc, Isotopes (Sr, Nd, Pb), Convergence continentale, subduction, Métamorphisme HT, granulites, Dômes, Décrochement.