



HAL
open science

Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression basse température en contexte de convergence continentale : Tso Morari, NO Himalaya

Julia Bernardy (de) de Sigoyer

► To cite this version:

Julia Bernardy (de) de Sigoyer. Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression basse température en contexte de convergence continentale : Tso Morari, NO Himalaya. Pétrographie. Université Claude Bernard - Lyon I, 1998. Français. NNT : . tel-00877529

HAL Id: tel-00877529

<https://theses.hal.science/tel-00877529>

Submitted on 28 Oct 2013

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.

UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD-LYON I
UFR DES SCIENCES DE LA TERRE

Année 1998

N° 303 98

Thèse
pour obtention du diplôme
de doctorat en Sciences de la Terre

Présentée et soutenue
par
Julia de Bernardy de Sigoyer

le 18 décembre 1998

**Mécanismes d'exhumation des roches de haute
pression basse température
en contexte de convergence continentale
(Tso Morari, NO Himalaya)**



Jury :

Jean-Marc Lardeaux
Michel Ballèvre
John Platt
Jean-Pierre Burg
Georges Mascle
Igor Villa
Stéphane Guillot

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse

MÉCANISMES D'EXHUMATION DES ROCHES DE HAUTE-PRESSION BASSE TEMPERATURE EN CONTEXTE DE CONVERGENCE CONTINENTALE (Tso Morari, NO HIMALAYA)

Au travers de l'étude pétrologique, géochronologique et structurale du dôme éclogitique du Tso Morari (E-Ladakh, Himalaya), les processus d'exhumation des roches de HP-BT sont discutés.

La découverte d'éclogites à glaucophane, de métasédiments à jadéite-chloritoïde et de métagranites éclogitisés, implique la subduction du dôme du Tso Morari à plus de 70 km de profondeur (20 ± 3 kbar ; $580 \pm 50^\circ\text{C}$). Son exhumation s'accompagne d'une décompression quasi-isothermale jusqu'à 40-30 km. Puis elle est associée à une augmentation de température ($630 \pm 30^\circ\text{C}$), et s'achève dans le faciès des Schistes Verts. Les unités adjacentes au dôme du Tso Morari sont peu métamorphiques (faciès Schistes Verts) et de nature différente. La chimie des basaltes montre une origine d'avant arc pour l'ophiolite de Nidar et d'OIB pour les unités de Drakkarpo et Ribil ; les roches basiques du Tso Morari sont au contraire des tholéiites continentales.

L'origine indienne du Tso Morari est confirmée par les âges des orthogneisses à 458-457 Ma en Sm/Nd et Rb/Sr. La subduction de la marge indienne, est datée à 60-55 Ma par U-Pb et Lu-Hf. L'exhumation débute rapidement ($\geq 4\text{mm.an}^{-1}$) entre 55 ± 7 Ma (Sm-Nd sur Grt-Gln-RT) et 48-45 Ma (Rb/Sr et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des métapélites rétro-morphosées), en contexte de subduction. L'exhumation se poursuit plus lentement ($\approx 2\text{mm.an}^{-1}$) de 48-45 Ma à 30 ± 1 Ma (âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur micas), en contexte de collision.

Les structures (D1-D2), liées à l'extrusion verticale du dôme, sont indépendantes de celles des unités adjacentes. La transition entre D1, témoin d'un raccourcissement horizontal, et D3 associé à du raccourcissement vertical, passe par un régime de déformation en constriction (D2).

Les changements pétrologiques, structuraux et géochronologiques sont corrélés à des changements de géométrie à l'échelle des plaques. L'exhumation du Tso Morari débute par extrusion verticale à travers le coin mantellique serpentinisé, en contexte de subduction continentale oblique. Puis le dôme est exhumé plus lentement à travers la croûte, à la faveur du sous-plaquage du cristallin du Haut Himalaya sous le Tso Morari, provoquant un épaississement crustal important, en contexte de collision.

À partir de cette évolution, différents modèles d'exhumation sont discutés.

Mots clefs : Himalaya, Ladakh, métamorphisme HP-BT, géochronologie, extrusion verticale, convergence Inde-Asie.

EXHUMATION PROCESSES OF THE HIGH-PRESSURE LOW-TEMPERATURE ROCKS IN AN ACTIVE CONVERGENT CONTEXT (Tso Morari, HIMALAYA)

Processes of exhumation of HP-LT rocks are discussed through the study of the Tso Morari dome (E-Ladakh, NW Himalaya).

Glaucophane bearing eclogites, metapelites and orthogneisses metamorphosed under HP-LT conditions (20 ± 3 kbar ; $580 \pm 50^\circ\text{C}$), imply the subduction of the Tso Morari at a minimum depth of 70 km. Its decompression is quasi-isothermal up to 30 km. Then, the exhumation is associated with a temperature increase ($630 \pm 50^\circ\text{C}$). The surroundings are metamorphosed under lower grade (greenschists facies). Chemical analysis of the basalts show a fore-arc affinity for the Nidar ophiolite and an OIB affinities for the Drakkarpo and Ribil units. In contrast, the Tso Morari basalts are continental tholeiites.

The Indian origin of the Tso Morari unit is confirmed by the protholite Sm-Nd and Rb-Sr ages at 457-458 Ma. The Indian margin subduction is dated at 60-55 Ma by U-Pb and Lu-Hf. The exhumation has begun rapidly ($\geq 4\text{mm.an}^{-1}$) between 55 ± 7 Ma (Sm-Nd age on grt-gln-WR) and 48-45 Ma (Rb/Sr and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages on retrogressed metapelites). The exhumation continued more slowly ($\leq 2\text{mm.an}^{-1}$) from 48-45 Ma and 30 ± 1 Ma ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages on micas), in a collisional context. The (D1-D2) structures related to the vertical extrusion of the dome, are independent of the surroundings. The transition between D1, associated with horizontal shortening and D3, related to vertical shortening, consists of a constrictional regime of the deformation (D2).

The Tso Morari exhumation reflects the variation of the India-Asia convergence. It is controlled by vertical extrusion within a serpentized mantle wedge, and continues thanks to the intracontinental subduction of the High Himalayan Crystallines, leading to the thickening of the crust.

Key Words : Himalaya, Ladakh, HP-LT metamorphism, geochronology, vertical extrusion, India-Asia convergence.

Aux Sirènes...

Avant-propos

Ce travail a été soutenu financièrement par le programme INSU-CNRS: Imagerie et Dynamique de la Lithosphère en Himalaya (IDYLHIM 95-98)

Il était une fois, dans le merveilleux royaume du Ladakh...

Cette thèse débute, il y a trois ans, comme un conte de fée. Stéphane Guillot, traqueur d'éclogites, me propose de participer à une aventure passionnante, à la recherche des mécanismes d'exhumation. Une aventure pleine de rebondissements, de *Haute Pression...* Georges Mascle nous a livré de précieuses informations aux détours des traces de Khyangs sauvages, sur le lieu d'expédition : le Ladakh...

Sur le terrain, nous avons échappé à l'appétit des loups (mais pas à celui des puces!!!) grâce à la vigilance d'Anchok, de Norbo et des "horsemen"... Je les remercie également pour leur sympathie et le "black tea" qui arrivaient toujours au meilleur moment...

De retour au pays, il a fallu mener l'enquête avec les indices récoltés. Pour ce faire, j'ai intégré le laboratoire de Pétrologie et Tectonique, dirigé par Jean-Marc Lardeaux. Il m'a transmis, dès mon arrivée, le virus de la "péto" et des éclogites : maladie incurable...

Là, j'ai tissé un réseau d'amis, des vrais, de ceux qui vous aident quand plus rien ne va. Je pense bien-sûr à Marie-Paule, soutien inébranlable dans la tempête, ainsi qu'aux deux plus belles sirènes de l'aquarium, Olga et Anne, qui m'ont sauvée de la noyade. Bebert et ses apéros, Manu et les virées en rollers endiablées ont également contribué à l'ensoleillement de mes journées.

Les traversés du parc avec Véro, à la nuit tombée resteront dans les bons souvenirs. Je tiens à remercier Pascal Allemand, Isa Daniel, Fabienne Giraud, Philippe Granjean et Frédéric Thoué, ainsi que Madame Clermont (pour les plus belles lames du monde...), Paul Capiez, Denis Coffrand et Bernard Briand. Enfin, un petit mot sur la dernière recrue, Christophe, homme à tout faire, mécano, fournisseur de Chispter, nain de jardin.... Je remercie également toutes les personnes de l'UFR qui m'ont aidée et soutenue, et notamment Dominique Barbe, Serge Ferry, Noël Podevigne, ainsi que Mr Senebier de Grenoble.

Pour mener à bien mon enquête, j'ai dû écumer les laboratoires de France et d'ailleurs :

À commencer par le laboratoire de l'ENS de Lyon, où Philippe Gillet m'a permis d'accéder à tout, facilitant ainsi grandement ma tâche. Là bas, j'ai collaboré avec Janne Blicher-Toft et Béatrice Luais, avec qui j'ai passé des heures à essayer de comprendre "le pourquoi du comment". Philippe Thélouk a permis que les manip se déroulent bien. Gérard Vidal a fourni la mosaïque d'images satellites. Corinne et Géraldine m'ont toujours prêtée main forte dans les embrouillaminis administratifs.

Comment évoquer l'ENS sans remercier Eva, Chloé, Amélie, Hervé pour leurs rires, ainsi que Stéphanie qui m'a apporté une aide précieuse.

Cette enquête m'a ensuite menée sous des cieux helvètes, à Berne, où j'ai été très chaleureusement accueillie par Jan Kramers. Là bas, j'ai eu la chance de travailler avec Igor Villa, un plaisir, que l'on va faire durer. Cette étape helvétique, je la dois à Valérie Chavagnac, un agent double, d'une générosité inégalée, d'une efficacité redoutable. Grâce à elle ainsi qu'à Lorou, Régina, Katharina, Vernerth et les autres, les nuits suisses sont devenues magiques.

A Lausanne, il m'a été très agréable de travailler avec Mike Cosca. Merci à Jean Hernandez ainsi qu'à Pascale et Romano, qui m'ont logée, avec beaucoup de gentillesse.

Merci à K. Hodges et J. Baldwin du MIT pour notre collaboration sur les datations.

Lors d'une folle étape à Prague, j'ai rencontré Karel Shulmann, mais aussi Mumu, Stano, Lenka, Tim, Stuart et les autres, rencontres inoubliables...

Je remercie de tout coeur tous les protagonistes de cette aventure,
ainsi que les membres du jury qui ont aimablement accepté d'en subir LA conséquence.

Enfin, jamais je n'oublierai toutes les fois où, les yeux embrumés, j'ai dû arrêter le tri de mes grenats sous la bino car la radio annonçait de nouveaux massacres en Algérie, ou ailleurs. Ce fût l'étape la plus difficile de ma thèse, m'obligeant à réfléchir sur le réel sens de mon travail, dans ce monde de brutes...

Pour ces moments de doutes et pour ceux de joies, je remercie les amis de toujours, Mimir, Anne-Cécile, Béatrice, Lulu, Cécile, Leïla, Mareillou et les autres.

Je dois aussi préciser que rien de tout cela ne serait arrivé sans le soutien, au cours des années précédentes, de Paule Suzzoni, Jean Dherbey et Catherine Chomel. Je leur dois une fière chandelle!

Enfin, la tribu Sigo-Lizano, une vraie bulle de bonheur, quelque part dans l'univers, m'a protégée de tout, toujours. Je remercie particulièrement mes grands-parents et mes parents pour leur soutien inconditionnel, ainsi que les Pierres à feu, et surtout ma petite So.

Pour finir, mes pensées s'envolent vers Pierrot la lune, qui me fait vivre la tête dans les étoiles...

Sommaire

Avant-Propos	3
Sommaire	5
Liste des abréviations	9
Introduction	11
Partie I- Le massif du Tso Morari dans son contexte géologique	13
Chapitre I- Cadre géologique général : La chaîne Himalayenne	13
La plaque Asiatique	13
La suture de Shyok	15
Le Transhimalaya	15
La zone de suture de l'Indus Tsangpo	15
La marge et la plate-forme nord indienne	15
Le Cristallin du Haut-Himalaya (HHC)	15
Le Moyen et le Bas-Himalaya	16
Le Sub-Himalaya	16
Chapitre II- La virgation nord-ouest de la chaîne Himalayenne	16
La plaque Asiatique	16
Le batholite du Ladakh	18
La plaque indienne	18
Chapitre III- Le métamorphisme haute pression basse température en Himalaya	23
III-1. Éclogites et schistes bleus d'origine océanique	23
III-2. Éclogites d'origine continentale indienne	24
Chapitre IV- Un nouveau transect géologique dans l'est du Ladakh	25
IV-1. Le batholite du Ladakh	28
IV-2. Les séries de l'Indus	28
IV-3. Le flysch de Nindam	30
IV-4. L'ophiolite de Nidar	31
IV-5. Les conglomérats de Shergol	31
IV-6. L'unité de Drakkarpo	31
IV-7. L'unité de Ribil	33
IV-8. Le dôme du Tso Morari	34
IV-9. L'unité de Mata	36
Partie II - Analyses pétrologiques des unités structurales de la région du Tso Morari	41
Chapitre I- Pétrologie et géochimie du domaine nord	41
I-1. Bilan des données pétrographiques sur le batholite du Ladakh et les séries de l'Indus	41
a- Le batholite du Ladakh	41
b- Les séries de l'Indus	41
I-2. L'ophiolite de Nidar	42
a- Métamorphisme	42
b- Géochimie	43
I-3. Unités de Drakkarpo et de Ribil	48
a- Métamorphisme	48
b- Géochimie des roches basiques	50
I-4. Bilan	52

Chapitre II- Pétrologie et géochimie de l'unité du Tso Morari	53
II-1. Pétrologie des roches basiques	53
a- Métamorphisme	53
article : Éclogites à glaucophanes dans le dôme du Tso Morari.....	53
b- Nature du protolithe des roches basiques, données géochimiques	65
II-2. Pétrologie des roches pélitiques	71
article : Métasédiments éclogitiques de la région du Tso Morari.....	71
II-3. Pétrologie des granitoïdes	88
II-4. Les bordures du dôme du Tso Morari	95
a- La bordure nord-est	95
b- Les serpentinites de la faille de Zildat	95
c- Les bordures sud et ouest	98
II-5. Bilan	98
Chapitre III- Pétrologie du domaine sud (Karzog et Mata)	99
III-1. L'ophiolite de Karzog	99
III-2. Les metabasites de l'unité de Mata	101
III-3. Les métasédiments de l'unité de Mata	102
III-4. Le granite de Mata	102
III-5. Interprétations	103
Chapitre IV- Les points clefs de l'étude pétrologique et géochimique	103
Partie III- Géochronologie du massif HP du Tso Morari	105
Chapitre I- Objectifs et généralités sur l'étude radiochronologique	105
Principes de géochronologie isotopique	106
Chapitre II- Études multichronométriques	108
II-1. Datation ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	109
Généralités	109
Résultats	109
Sm-Nd sur granite non déformé	109
Sm-Nd sur métapélite éclogitisée	112
Sm-Nd sur métapélite rétrotransformée	113
Sm-Nd sur metabasites éclogitisées	113
Sm-Nd sur metabasites rétrotransformées	117
II-2. Datation ¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁶ Hf	119
Généralités	119
Résultats (sur metabasites)	119
II-3. Datation U/Pb	122
Généralités	122
Résultats	123
Sur allanites de métapélite	123
Sur zircons de métagranites	123
Bilan des datations U/Pb	124
II-4. Datation ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	125
Généralités	125
Datation Rb/Sr sur minéraux	125
Sur métapélite éclogitisée	125
Sur métapélite rétrotransformée	126
Sur orthogneiss	126
Sur granite de Mata	127
Datation Rb/Sr sur roches totales	128
II-5. Datation ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar*	128
Généralités	128
Résultats et interprétations	130
Résultats sur les échantillons de HP (phengites, glaucophane)	130
Résultats sur les échantillons amphibolitiques (metabasites, métapélites)	134

Chapitre III- Discussions	137
III-1. Apport de l'étude géochronologique	137
III-2. Age de la subduction continentale de la marge indienne	139
article en prep. : Évidences géochronologiques de la subduction paléocène	139
III-3. Vitesses d'exhumation - vitesse de refroidissement	145
III-4. Implications régionales de ces datations	146
Partie IV- Étude structurale des différentes unités	149
Chapitre I- Conception classique de la déformation et de la structuration du dôme de HP-BT du Tso Morari	149
Chapitre II- Exhumation du massif HP-BT par extrusion verticale : Des observations structurales aux interprétations cinématiques	150
article en prep. : Exhumation du dôme HP BT du Tso Morari	150
Chapitre III- Cartes de foliations et de linéations	178
III-I. Trajectoires de schistosités	178
Trajectoires S1	178
Trajectoires S2-S3	178
III-I. Trajectoires de linéations	181
Trajectoires L2-L3 (Lm-Lx)	181
Trajectoires des axes de plis La2-La3	183
Chapitre IV- Transpression et Partitionnement de la déformation	184
Partitionnement de la déformation au sein du dôme du Tso Morari	184
Partitionnement de la déformation à l'échelle régionale	185
Chapitre V- Synthèse	187
Partie V- Discussion des mécanismes d'exhumation	189
Chapitre I- Les problèmes posés par la HP-BT	189
Chapitre II- Les différents modèles d'exhumation des roches de HP-BT	190
II-1. Modèles contrôlés par les forces d'Archimède	190
Exhumation par équilibre isostatique et érosion	190
Exhumation par éduction (modèle de "slab breakoff")	190
Exhumation par les forces d'Archimède, avec une géométrie de subduction	191
II-2. Modèles contrôlés par les forces aux limites du système	191
Exhumation par des processus de flux retour	191
dans un chenal ou un prisme sédimentaire	191
Exhumation liée à la dynamique du prisme d'accrétion (à l'échelle d'une orogène)	194
Exhumation par extrusion tectonique contrôlée par la transpression	194
Autres modèles	197
Chapitre III- Bilan	198
Conclusions et perspectives	199
Bibliographie	201
Annexes	219
Résumé	

Liste des abréviations

BT	basse température
C	plan de cisaillement
D	stade de déformation
HP	haute pression
HT	haute température
λ	axe principal de la déformation finie
L	linéation
La	axe de plis
Lm	linéation minérale
Lx	linéation d'étirement
MSWD	Mean Squared Weighed Deviation: c'est la somme des moindres carrés divisée par le nombre de données moins 2.
MP	moyenne pression
MT	moyenne température
P	plis
P-T	pression température
P-T-t	pression température temps
RT	roche totale
S	schistosité
SB	Schistes Bleus
SV	Schistes Verts
T-t	température temps

Nous avons utilisé les abréviations minéralogiques de Kretz (1983).
Seuls les minéraux qui ne figurent pas sur cette liste ont été rajoutés :

Amp	amphibole
Ca	calcite
Cel	celadonite
Cpx	clinopyroxène
Cros	crossite
FK	feldspath potassique
Gross	grossulaire
Mu, Ms, Mus	muscovite
Ol	oligoclase
Omph	omphacite
Opx	orthopyroxène
Phe	phengite
Ru, Rt	rutile
Sill	sillimanite
Tour	tourmaline
Zoi, Zo	zoizite
Zrn, zir	zircon



Introduction

Introduction

La présence de roches métamorphiques de haute pression basse température (HP-BT), d'origine continentale ou océanique, à la surface de la Terre et plus particulièrement dans des zones de convergence active, pose un problème géodynamique majeur (Carswell, 1990). Il existe maintenant un consensus pour penser que ce métamorphisme écloitique de basse température est acquis pendant la subduction des roches à grande profondeur. Leur retour à la surface est rapide, expliquant que ces roches préservent les conditions de HP-BT. Malgré les nombreuses études menées sur ces massifs écloitiques, les mécanismes d'exhumation restent incompris. La variété des contextes géologiques dans lesquels affleurent ces roches [zone interne des chaînes de montagnes, zone de mélanges dans des prismes d'accrétion, ou bien dans les zones de subduction oblique... (Cloos, 1982 ; Spalla *et al.*, 1996)], suggère que plusieurs mécanismes d'exhumation sont impliqués au cours de leur remontée. Cette hypothèse est renforcée par les études géochronologiques, pétrologiques et structurales menées sur des éclorites, montrant que l'exhumation est un processus discontinu dans le temps (Duchêne *et al.*, 1997a). Ces discontinuités sont probablement liées à des changements tectoniques à l'échelle de l'orogène entraînant des changements dans les mécanismes d'exhumation.

La multiplicité des modèles proposés pour expliquer l'exhumation de ces roches de HP-BT reflète les différents moteurs possibles de cette exhumation. Afin de discuter de ces modèles, l'acquisition de données de terrain, des données pétrologiques, géochronologiques et structurales très précises est nécessaire. Les indices qui permettront de comprendre les mécanismes d'exhumation, se trouvent non seulement dans le massif écloitique mais également dans les unités juxtaposées à ce domaine de HP-BT.

La récente découverte d'éclogites à glaucophane, ainsi que de métapélites à jadeite-chloritoïde et d'orthoigneiss écloitisés, dans la partie interne nord-ouest de la chaîne himalayenne (Tso Morari, Est-Ladakh), offre de nouvelles perspectives dans la compréhension des mécanismes d'exhumation des roches de HP-BT. En effet, la relative simplicité de l'agencement des unités structurales de la chaîne himalayenne facilite la compréhension des phénomènes géodynamiques. La "fraîcheur" des éclorites du Tso Morari et la bonne préservation des structures associées à l'exhumation de cette unité ont été des arguments décisifs pour le choix de la zone à étudier.

Au cours de ce travail nous avons cherché à acquérir des données géochronologiques, sous contrôle de la pétrologie, afin de construire des trajets P-T-t. Dans un contexte géologique et structural bien défini, ces trajets P-T-t sont une des clefs de la compréhension des processus d'exhumation.

La présentation de la chaîne himalayenne et de la zone étudiée correspond à la Partie I du manuscrit.

La caractérisation pétrologique de l'unité de HP-BT et des unités adjacentes constitue la Partie II.

L'étude géochronologique, sur l'évolution du dôme du Tso Morari et la dynamique de l'exhumation, est présentée dans la Partie III.

L'analyse des déformations enregistrées, pendant les différents stades de l'évolution du dôme, est faite dans la Partie IV.

La synthèse des résultats acquis sur le massif écloitique du Tso Morari permet de discuter des modèles d'exhumation, dans la Partie V.

Partie I

**Le massif du Tso Morari
dans son contexte géologique**

Partie I- Le massif du Tso Morari dans son contexte géologique

La compréhension des mécanismes d'exhumation des éclogites du Ladakh nécessite de resituer le massif éclogitique du Tso Morari dans le contexte géologique himalayen. Cette étude régionale est d'autant plus indispensable que la région a été fermée pour des raisons politiques en 1962 et partiellement ré-ouverte en 1974 puis en 1994 pour la région étudiée.

L'objectif de cette première partie est donc de décrire les différentes unités constitutives de la chaîne himalayenne (Chapitre I) et plus particulièrement la partie nord-ouest de la chaîne (Chapitre II). La place du métamorphisme de HP dans la chaîne sera discutée (Chapitre III), au préalable à la description du massif du Tso Morari (Chapitre IV).

Chapitre I- Cadre géologique générale : La chaîne Himalayenne

L'Himalaya "séjour des neiges" en sanscrit, est la plus haute chaîne de montagnes du monde, engendrée par la subduction puis la collision de la marge passive continentale indienne sous la marge active asiatique séparées auparavant par les océans Mésotéthys et Néotéthys. L'Himalaya dessine un arc à convexité sud, long de 2500 km, entre les longitudes 70°E et 90°E et les latitudes 30°N et 40°N, il se termine par deux virgations, au nord-ouest la virgation du Pakistan, et à l'est la virgation de l'Assam (Fig. I-1). La convergence actuelle se fait à peu près perpendiculairement à la chaîne, selon une direction N20°, à une vitesse de 5 cm.an⁻¹ (Patriat & Achache, 1984).

Du Nord au Sud, on distingue huit zones (Fig. I-2, I-3).

La plaque Asiatique

Elle est localisée au nord de la chaîne. Au nord des deux virgations, se trouve le plateau tibétain, constitué de trois blocs accrétés à la marge eurasiatique avant la collision Inde-Asie. Dans la partie occidentale de la chaîne, la plaque asiatique comprend le batholite du Karakorum produit de la subduction de la Téthys au Crétacé. Cette lithosphère asiatique est épaissie et de grands décrochements d'échelle lithosphérique la découpent, en réponse à la collision indienne (Fig. I-1).

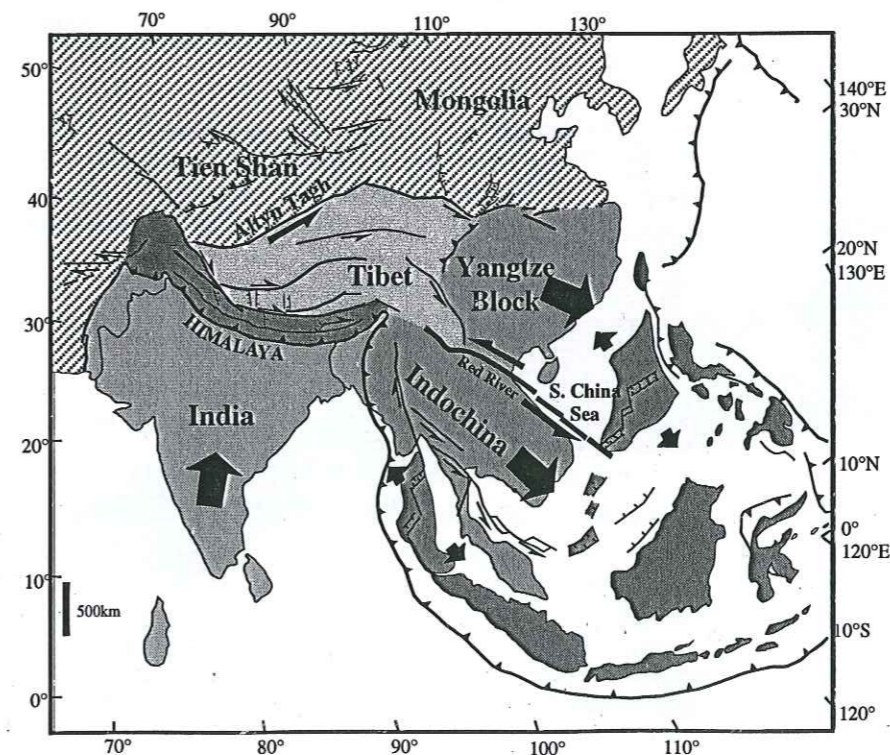


Fig. I-1 : Carte des grands ensembles structuraux du SE asiatique, d'après Tapponnier (1982) et Dewey *et al.* (1988). Les flèches indiquent le mouvement relatif des blocs.

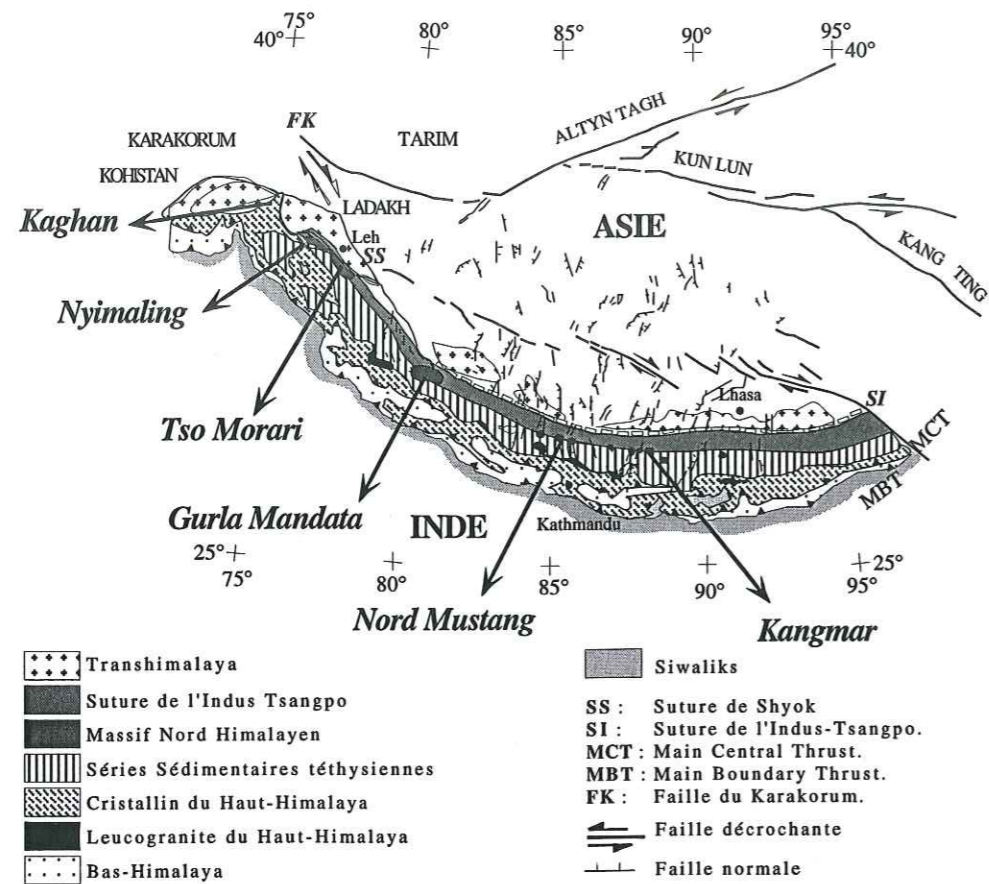


Fig. I-2 : Carte des principaux domaines structuraux de l'ensemble Himalaya-Transhimalaya-Karakorum, d'après Le Fort (1988).

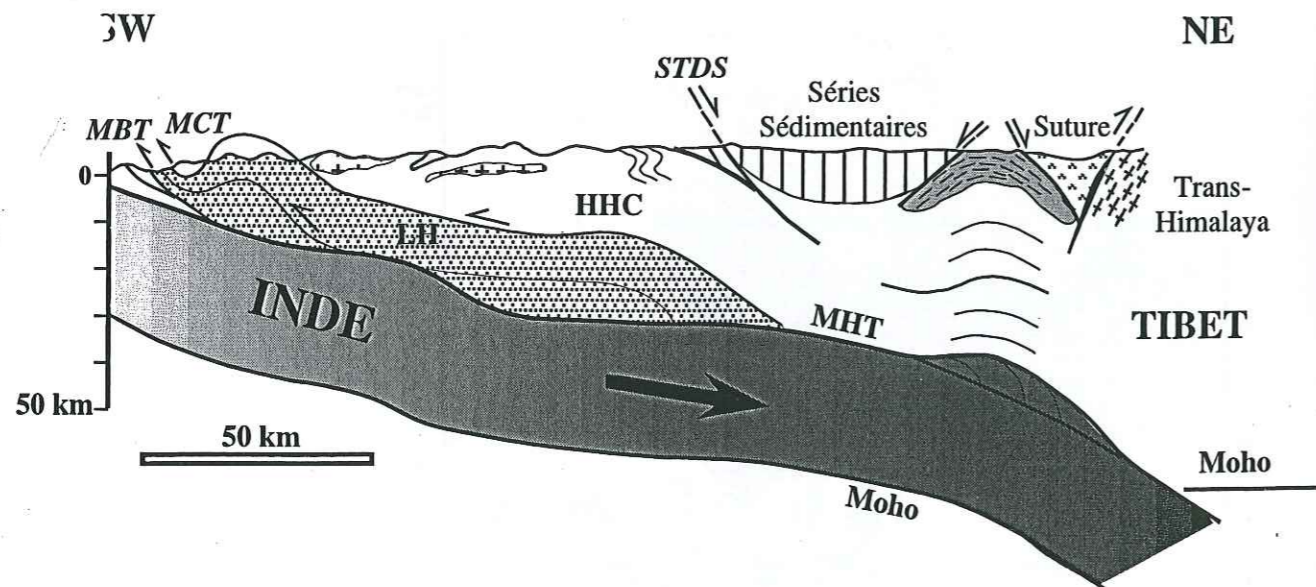


Fig. I-3 : Coupe géologique N-S de l'Himalaya, à l'échelle crustale, présentant les principales unités structurales, interprétée à partir des profils sismiques INDEPTH (Nelson *et al.*, 1996).

La suture de Shyok

Cette "suture océanique" observée dans la partie nord-ouest de la chaîne sépare la plaque asiatique du batholite Transhimalayen. Elle est constituée de harzburgites serpentinisées associées à des gabbros et diabases, représentant probablement le substratum océanique de dépôts volcano-sédimentaires d'un arc débutant au Crétacé moyen (Reuber, 1990a). Puis les granitoïdes du batholite du Ladakh sont intrusifs aux limites nord et sud de cette suture. Cet ensemble ressemble à l'arc de Dras également mis en place sur un substratum océanique. Reuber (1990b) ne distingue pas ces ophiolites de celles de l'Indus Tsangpo, c'est à dire des témoins de la Téthys si ce n'est qu'elles sont séparées par une intrusion tardive de l'arc du Ladakh, alors que Thakur (1981) et Thakur & Misra (1984) proposent qu'elles représentent un bassin d'arrière arc. Par analogie avec la suture du Nord Pakistan (Pettersson & Windley, 1985; Rex *et al.*, 1988), cette partie de l'océan se serait fermée au Crétacé supérieur (Reuber, 1990a, b), ou à l'Éocène-Oligocène (Thakur & Misra, 1984).

Le Transhimalaya

Cette zone correspond à la marge active nord-téthysienne qui représente la limite sud de la plaque Eurasiatique. L'arc magmatique Transhimalayen, témoin de l'activité de la marge, s'est édifié sur la marge méridionale de la plaque asiatique, entre 110 et 40 Ma (Honegger *et al.*, 1982). Il constitue la chaîne du Karakorum et le complexe d'arc Ladakh-Kohistan (Mascle, 1985) dans la partie occidentale. Alors que dans la partie orientale de la chaîne, il représente la chaîne du Kangdese développée sur la marge sud du bloc de Lhasa (Burg, 1983) (Fig. I-2). Contrairement aux arcs du Kohistan et de Dras édifiés exclusivement sur substratum continental, l'arc du Ladakh se trouve partiellement sur croûte continentale (Reuber, 1989; 1990b).

La zone de suture de l'Indus Tsangpo

Les unités lithostructurales rapportées aux marges sud-tibétaine et nord-indienne sont séparées par une zone étroite qui marque une limite majeure entre les deux continents (Norin, 1946; Gansser, 1977). La suture est souvent caractérisée par des lames discontinues très tectonisées de mélanges ophiolitiques, volcaniques et sédimentaires d'âge Crétacé supérieur à Éocène inférieur (début de la collision Inde-Asie) (Cannat & Mascle, 1990). Cette zone de suture se suit quasiment sur les 2500 km d'est en ouest le long de la chaîne himalayenne.

La marge et la plate-forme nord-indienne

La marge continentale indienne est considérée comme une marge passive caractérisée par une tectonique précoce distensive induisant le jeu de blocs basculés et conduisant à l'individualisation de sillons ou se sont déposés des flyschs (type Lamayuru) et des mélanges séparés par des petites plate-formes correspondant aux points hauts des blocs basculés (Stutz, 1988). Juste au Sud de la suture, affleurent, sous forme de dômes gneissiques (Tso Morari, Gurla Mandata, Kangmar) les témoins déformés des blocs basculés de la marge continentale nord-indienne. Ces unités cristallines, sont constituées d'orthoigneiss cambro-ordoviciens peralumineux et sont connues sous le nom de "massifs nord himalayens" (Debon *et al.*, 1986). Plus au sud, la marge continentale nord-indienne est caractérisée par une série sédimentaire localement continue du Cambrien supérieur à l'Éocène. On distingue les unités du talus et de la marge externe, des unités de la plate-forme continentale au Sud, qui appartiennent au Haut-Himalaya. Les unités sédimentaires de plate-forme recouvrent le Cristallin du Haut Himalaya, elles sont affectées par des plis et des chevauchements à vergence sud, repris par des plis à vergence nord attribués à un rétrocharriage de toute la pile sédimentaire (Reuber, 1990b; Stutz, 1988; Spring, 1993; Steck *et al.*, 1993).

Le Cristallin du Haut-Himalaya (HHC)

Le HHC autrefois appelé "Dalle du Tibet" représente le socle d'orthoigneiss et de paragneiss d'âge Précambrien et Cambro-Ordovicien (Pognante *et al.*, 1990) épais de 5 à 10 km, surmonté par 10 km de séries sédimentaires téthysiennes du Cambrien à l'Éocène. Il est découplé des formations sédimentaires peu ou pas métamorphiques par une zone de déformation ductile normale, la Faille Normale Nord Himalayenne "South Tibetan Detachment Fault (Burg *et al.*, 1984; Burchfiel & Royden, 1985) (Fig. I-3). Le HHC a subi une évolution polymétamorphique cénozoïque (Honegger *et al.*, 1982; Maluski & Matte, 1984; Burg *et al.*, 1987; Pognante &

Lombardo, 1989 ; Pognante *et al.*, 1990 ; Pognante, 1993). Dans le HHC des chevauchements intracrustaux, engendrés par la collision himalayenne, sont responsables du métamorphisme M1 moyenne pression moyenne température d'âge Oligo-Miocène (Pognante & Lombardo, 1989 ; Pognante *et al.*, 1990), et des premières intrusions leucogranitiques oligo-miocènes (Le Fort, 1981 ; Pognante *et al.*, 1990). M1 est suivi par une rétro-morphose, M2, caractérisée par une diminution de pression, mais pas toujours de température (*ibid.*). La rétro-morphose M2 est également associée à des intrusions de leucogranites. Enfin, M3 se développe avec les mouvements tardifs de la faille nord himalayenne. Le Cristallin du Haut Himalaya chevauche le Moyen-Himalaya moins métamorphique au sud, le long du chevauchement principal himalayen, ou Main Central Thrust (MCT) (Le Fort, 1975 ; Pêcher, 1975). C'est une zone de cisaillements légèrement pentée vers le nord, épaisse de plusieurs kilomètres où la déformation ductile est importante. Associé à ce chevauchement, qui amène l'unité cristalline du Haut Himalaya sur l'avant pays non métamorphique, une zonation métamorphique inverse est documentée (Le Fort, 1986). Le MCT est actif de façon discontinue entre 25 et 5 Ma (Hubbard *et al.*, 1989 ; Harrison *et al.*, 1997).

Le Moyen et Bas-Himalaya

Situés sous le MCT (Fig. I-2, I-3), ils sont constitués essentiellement de séries sédimentaires paléozoïques appartenant à la couverture du continent indien, parfois surmontées par des sédiments mésozoïques et cénozoïques. L'ensemble a été faiblement métamorphisé. Le moyen et le bas Himalaya chevauchent le Sub-Himalaya au Sud, le long du chevauchement bordier, ou Main Boundary Thrust (MBT) encore actif (Tapponnier & Molnar, 1976 ; Jackson & Bilham, 1994). La déformation de cet ensemble est caractérisée par une schistosité régionale pentée vers le nord, plan axial de plis isoclinaux et portant une linéation d'étirement d'abord sub perpendiculaire à la direction de convergence de la chaîne (Pêcher, 1978), proche des accidents majeurs les axes des plis sont orientés NS, parallèles à la direction de convergence (Masclé & Pêcher, 1977).

Le Sub-Himalaya

Il forme l'avant-pays et correspond aux Siwaliks et aux Murrees constitués de molasses Néogène à Quaternaire. Cette zone chevauche les sédiments actuels de la plaine indo-gangétique, en une série d'écaillés et principalement le long du chevauchement frontal himalayen, ou Main Frontal Thrust (MFT) encore actif (Mugnier *et al.*, 1992).

Chapitre II- La virgation nord-ouest de la chaîne Himalayenne

La virgation NO Himalayenne comprend le Nord du Pakistan et la partie nord-ouest de l'Inde (Fig. I-4), qui elle même regroupe deux provinces le Jammu-Cachemire au nord-ouest, et l'Himachal Pradesh au sud-est. Le Jammu-Cachemire comprend trois régions, le Jammu, le Cachemire et le Ladakh, une partie de ce territoire est administrée par l'Inde le reste par le Pakistan et la Chine. Dans la virgation nord-ouest himalayenne on distingue trois zones tectonométamorphiques majeures (Chamberlain & Zeitler, 1996) (Fig. I-5) séparées par deux discontinuités majeures : la suture ophiolitique de Shyok au Nord appelée aussi la suture du Nord (Reuber, 1990a), qui sépare la plaque Asiatique du batholite du Ladakh (Gansser, 1979, Pudsey, 1986) et la suture de l'Indus-Tsangpo ou le Main Mantle Thrust au Pakistan (MMT) qui sépare le batholite du Ladakh de la plaque Indienne. Surimposée à ces deux zones se trouve la syntaxe de Hazara, comprenant le massif du Nanga Parbat Haramosh (Lemenicier *et al.*, 1996). La syntaxe représente une demi-fenêtre de croûte indienne, étendue vers le nord. Elle marque la virgation ouest himalayenne.

• La plaque asiatique

Au nord de la virgation, se trouve la plaque Asiatique, qui comprend le batholite Crétacé-Miocène du Karakorum associé à des roches métamorphiques (Fig. I-6). La croûte asiatique (\neq du batholite) a subi au moins deux épisodes d'épaississement tectonique avant la collision Inde-Asie (Allen et Chamberlain, 1991 ; Bertrand *et al.*, 1988 ; Searle *et al.*, 1989). Un des épisodes d'épaississement de l'Asie est lié à la saturation Kohistan-Asie qui s'est faite entre

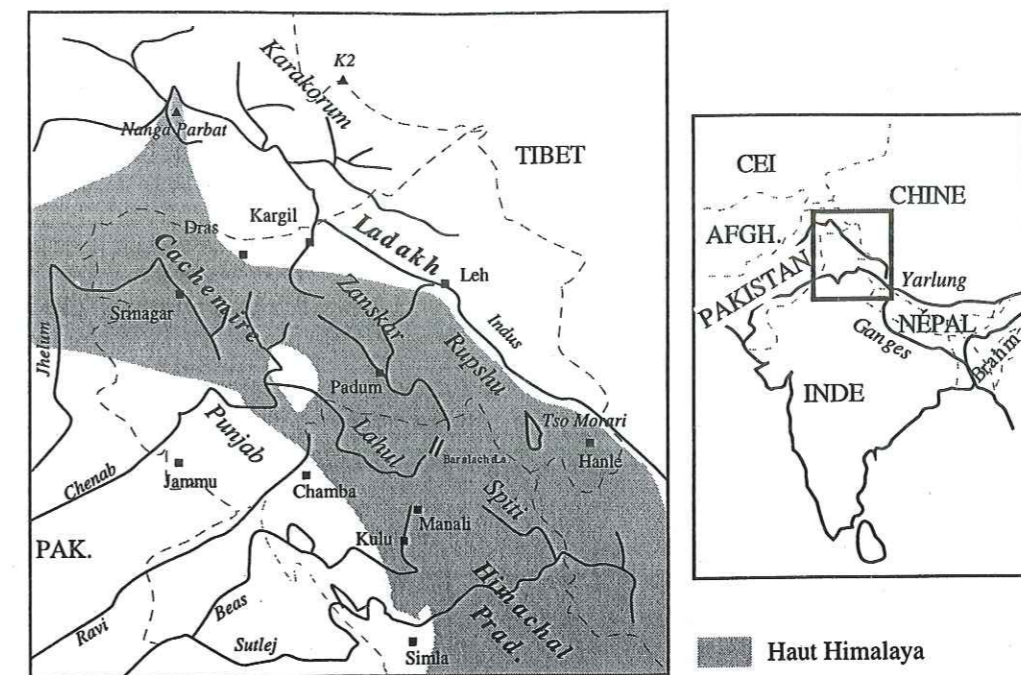


Fig. I-4 : Carte géographique de la virgation nord-ouest himalayenne, d'après Vannay (1993). CEI : Communauté des États Indépendants (ex-URSS), Afgh. : Afghanistan, Brahm. : Brahmapoutre.

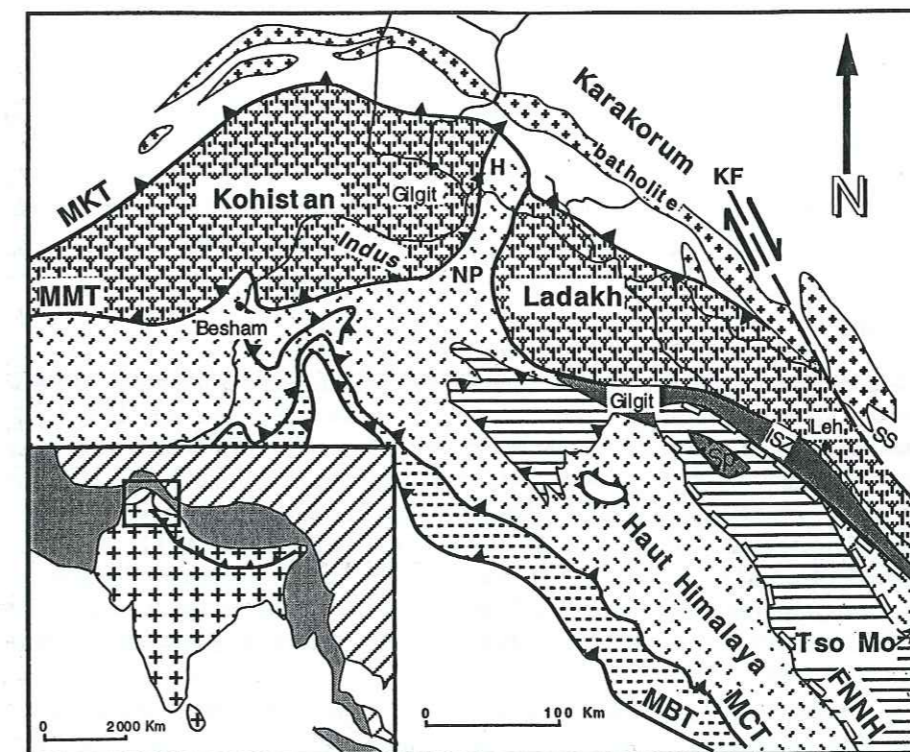
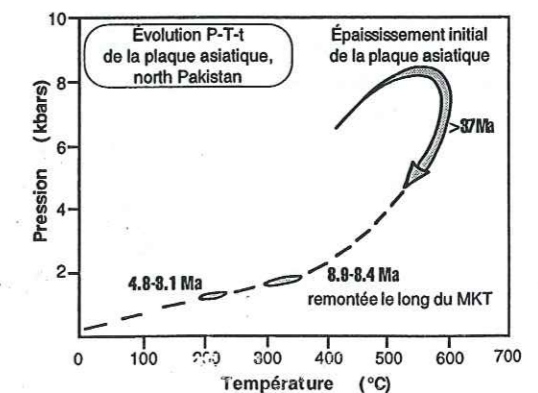


Fig. I-5 : Carte géologique des grands ensembles structuraux de la virgation NW Himalayenne, d'après la synthèse de Lemenicier *et al.* (1996).

FNNH Faille Normale Nord Himalayenne (STDF), H Haramosh, ISZ : Zone de suture de l'Indus, KF : Faille du Karakorum, MBT : chevauchement bordier, MCT : chevauchement principal du Karakorum, MMT : Chevauchement mantellique, NP : Nanga Parbat, Sp : Ophiolite de Spongtag, SS : Suture de Skyok, Tso Mo : Tso Morari.

Fig. I-6 : Trajet P-T-t de la plaque asiatique (complexe métamorphique du sud Karakorum). L'évolution de l'Asie est rétrograde avant 37 Ma, suggérant qu'elle a été épaissie avant la collision Inde-Asie (Chamberlain & Zeitler, 1996). Les données P-T sont de Allen & Chamberlain (1991), les âges sont de Searle (1991) et Searle *et al.* (1989).



76 et 102 Ma (Treloar *et al.*, 1989). En effet, à 37 Ma l'Asie a déjà une évolution rétrograde (Fig. I-6), post épaissement, alors que plus au sud s'enregistrent encore les effets progressés de la collision Inde-Asie (Chamberlain & Zeitler, 1996).

• Le batholite du Ladakh

La limite sud de la plaque Asiatique est constituée par l'arc (par endroit insulaire) du Kohistan-Ladakh (batholite du Ladakh ou batholite Transhimalayen). Il s'agit d'une ceinture plutonique qui s'est développée de la fin du Crétacé à l'Éocène sur un substratum continental, pour le batholite du Ladakh, il contient des roches volcaniques et plutoniques calco-alcalines, de nombreuses granulites à pyroxènes, des amphibolites, et des métasédiments (Debon *et al.*, 1986; Le Fort, 1989). Les plutons sont datés entre 103 Ma et 25 Ma (Le Fort, 1989 références incluses). Leur mise en place s'est donc poursuivie longtemps après la collision Inde-Asie datée vers 54 Ma (Garzanti *et al.*, 1987). Dans le bloc du Ladakh, les conditions métamorphiques sont de faibles pressions (2-4 kbar) et hautes températures (>500°C) (Chamberlain & Zeitler, 1996). La température augmentant à pression constante, peut traduire un métamorphisme de contact lors de l'emplacement des granites, tonalites et gabbros entre 70-80 Ma dans la région du Ladakh. Au sud du batholite Transhimalayen s'observe par endroits l'arc volcanique de Dras. C'est un équivalent du batholite mais il repose sur un substratum océanique Jurassique ou Crétacé inférieur (Honegger *et al.*, 1982; Reuber, 1989). L'arc volcanique de Dras est reconnu dans la partie ouest de la zone de suture de l'Indus et constitue le lien entre le batholite du Ladakh et l'arc du Kohistan. Reuber (1989) montre que deux événements magmatiques ont formé cet arc. Le premier (Dras I) est représenté par une série volcanoclastique riche en schistes et en carbonates et datée à l'Albo-Cénomaniens par des orbitolines (Reuber *et al.*, 1989). Dans cette série se sont infiltrés des gabbros, des diorites et des granites. Le second (Dras II) contient des roches pyroclastiques et des brèches volcaniques, déposées sur la partie sud de Dras I suggérant une migration du centre volcanique. Ces deux événements sont séparés par un épisode d'érosion important. Sharma *et al.* (1978); Reuber (1989) et Reuber *et al.* (1989) suggèrent qu'entre ces deux épisodes magmatiques il y a eu vers 70-80 Ma l'accrétion de Dras I sur la marge active asiatique. Les séries et le flysch de Nindam, fréquemment observés dans la zone de suture, constituent les produits érosionnels de l'arc de Dras I.

• La plaque indienne

Plus au sud, se trouve la dernière masse continentale mise en jeu lors de l'orogénèse himalayenne : la plaque Indienne. La partie septentrionale de cette plaque constitue le Haut Himalaya. Dans le Haut Himalaya on distingue la marge et la plateforme sédimentaire, qui correspondent respectivement aux massifs nord himalayens et aux séries sédimentaires téthysiennes, d'une unité strictement cristalline, le Cristallin du Haut Himalaya qui contient des roches fortement déformées et tectonisées (Pognante *et al.*, 1990); (Fig. I-2, I-7). Au Ladakh, l'ouverture du domaine océanique est accomplie au Trias inférieur (Bassoullet *et al.*, 1981). Les ressemblances stratigraphiques entre les différentes unités structurales situées au sud de la zone de l'Indus Tsangpo, suggèrent qu'elles appartiennent toutes à la plaque continentale indienne (Steck *et al.*, 1998).

Au contact entre la marge continentale indienne et la suture de l'Indus Tsangpo se trouvent souvent des formations du talus continental. Au Ladakh, ces formations sont le flysch de Lamayuru et les formations de la Marka, situées au nord est du massif des Nyimaling (Gansser, 1977; Bassoullet *et al.*, 1980; Fuchs, 1982) (Fig. I-7). L'unité de Lamayuru est constituée par une série monotone de schistes pélitiques à minces lits de quartzites et de brèches (flysch) intercalées de calcschistes et de sills volcaniques (Masclé & Guillot, 1998). L'ensemble de la série va du Permien supérieur au Crétacé supérieur. Dans l'unité de la Marka, ces formations de talus vont également du Permien supérieur au Crétacé supérieur, et sont constituées de greywackes granoclassés, de calciturbidites et de schistes. Des serpentinites sont parfois observées dans ces formations (dans l'unité de la Marka, Stutz (1988)), ainsi que des pyroclastites (dans le flysch de Lamayuru), qu'Honegger (1983) associe aux phases initiales du rifting. La base de la série correspond à un équivalent distale de la formation permienne de Kuling (Stutz, 1988).

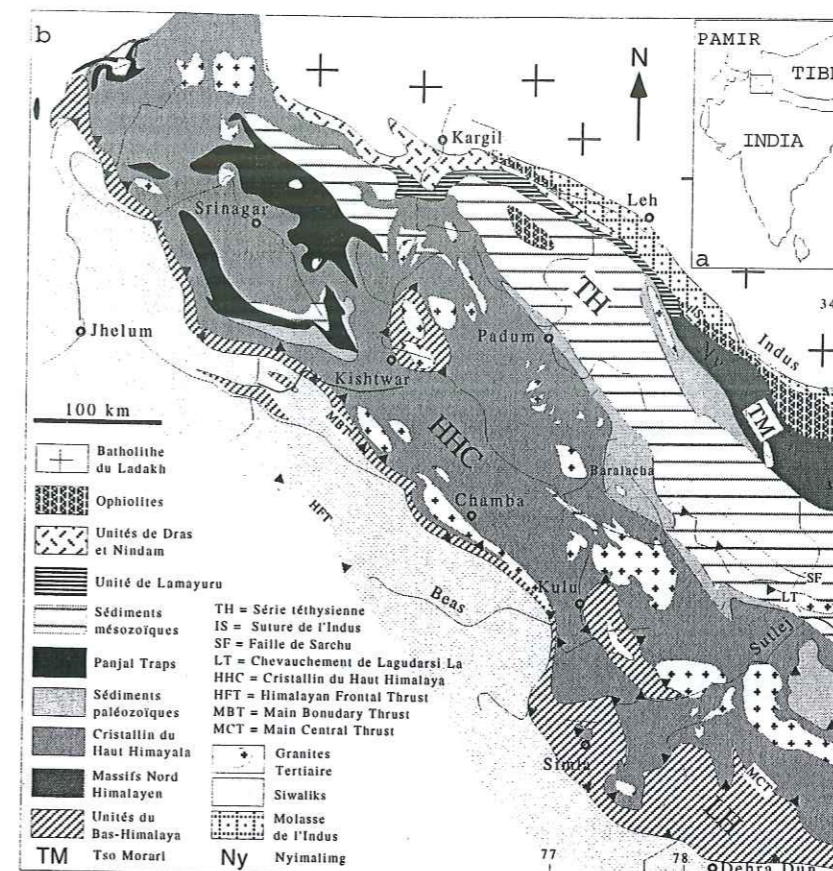


Fig. I-7 : Carte géologique du flanc est de la virgation NW himalayenne, d'après Steck *et al.* (1998).

Tout au long de la chaîne Himalayenne, des massifs cristallins nord himalayens, longent la bordure sud de la zone de suture (Kaghan, Nyimaling, Tso Morari, Gurla Mandata, Kangmar) (Fig. I-2). Ces massifs sont constitués d'orthogneiss, plus ou moins métamorphisés, intrusifs dans des sédiments cambriens (Debon *et al.*, 1986), ce qui les distingue des granites précambriens remobilisés du Cristallin du Haut Himalaya (Raju *et al.*, 1982; Stutz, 1988). Selon Debon *et al.* (1986), les massifs nord himalayens sont des granites peralumineux d'origine crustale, liés à un amincissement crustal. Mehta (1977) pense qu'ils témoignent d'événements orogéniques "Panafriens", et Pognante & Lombardo (1989) suggèrent qu'ils soient associés à un métamorphisme dans le faciès granulite de HP. Dans ces granites et dans les sédiments du Paléozoïque inférieur, des sills doléritiques sont intrusifs, notamment dans le massif de Nyimaling (Stutz, 1986), le massif du Tso Morari, le granite de Mata (Berthelsen, 1953) et dans le massif de Kangmar (Burg, 1998, com. pers.). Les sédiments associés au massif des Nyimaling, sont des schistes et des calcaires allant du Carbonifère au Permien supérieur (Stutz, 1986). Ces formations sont différentes de la séquence téthysienne à "calcschiste/calcaire de plateforme/grès" du Trias au Jurassique moyen et les grès du Crétacé inférieur de la plateforme indienne (*ibid.*), localisés au sud des massifs nord himalayens. Une enveloppe sédimentaire similaire est reconnue dans d'autres massifs (Tso Morari, Kangmar) (Colchen *et al.*, 1994; Burg, 1983). L'ensemble orthogneiss-sédiments est plus ou moins métamorphisé suivant le massif étudié. D'ouest en est, on distingue :

Le massif des Nyimaling, localisé dans le Zaskar, qui a subi un métamorphisme dans le faciès des schistes verts supérieurs (Stutz, 1988) (Fig. I-5, I-7).

Le dôme du Tso Morari, dans l'est du Ladakh, qui a subi un métamorphisme éclogitique qui sera détaillé dans la partie suivante (Fig. I-2, I-7).

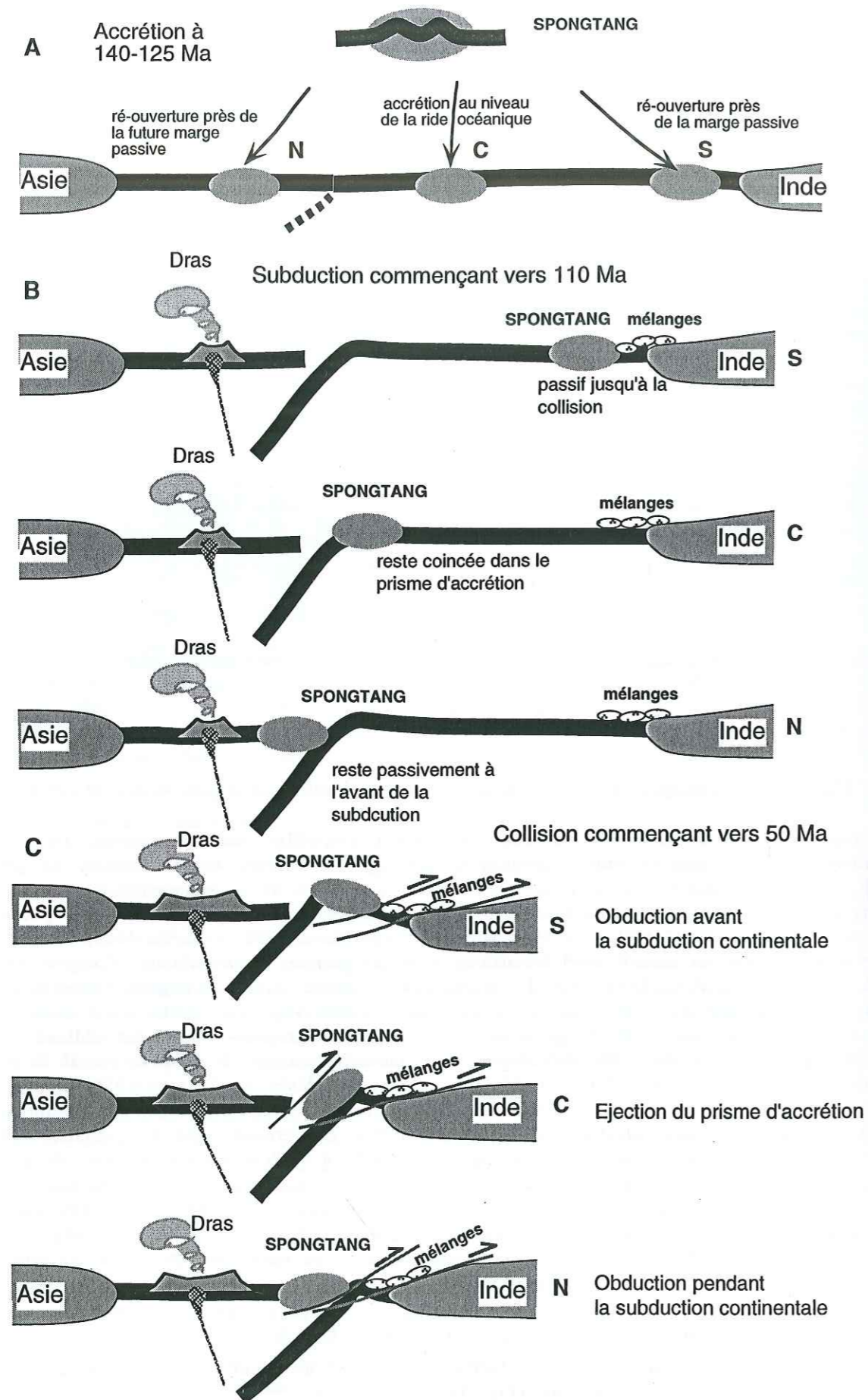


Fig. 1-8 : Coupes schématiques, montrant 3 paléopositions possibles pour l'ophiolite de Spongtang. Evolution des 3 possibilités au cours de la collision, d'après Reuber (1990b).

Le dôme de Gurla Mandata, situé plus à l'est dans la chaîne, au sud est des lacs de Raksas et Mansarovar au sud du Tibet (Fig. I-2). Ce massif présente également une géométrie en dôme (Heim & Gansser, 1939). Il est constitué de gneiss à muscovite-biotite dans le coeur et de phyllites épimétamorphiques dans les couches supérieures (Thakur, 1983).

Le dôme de Kangmar, situé au sud de Xizang au Tibet, est le massif plus oriental de la ceinture nord himalayenne (Fig. I-2, I-7). Chen *et al.* (1990) décrivent une faille normale qui sépare le socle et la couverture. Les métapélites de la couverture ont subi un métamorphisme MP-MT dans des conditions du faciès amphibolite (7-8 kbar, 500-550 °C) suivie d'un réchauffement associé à une diminution de pression (6-7 kbar, 600-650 °C) (Burg *et al.*, 1984; 1987; Guillot *et al.*, 1999). La fin de la rétro-morphose se fait dans des conditions métamorphiques du faciès des schistes verts (3-4 kbar, 475-525 °C). Des âges de refroidissement, acquis par $^{39}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des biotites et muscovites datent le métamorphisme au Miocène (Debon *et al.*, 1986; Maluski *et al.*, 1988; Chen *et al.*, 1990).

Précédemment ces massifs nord himalayens ont été rattachés au HHC (Spencer, 1993, Nelson *et al.*, 1996; Steck *et al.*, 1998). Cependant la saute de métamorphisme que l'on peut observer entre ces massifs, parfois éclogitiques, et le HHC soulève le problème de l'association de ces deux unités séparées quelquefois de plus de 100 km (de Sigoyer *et al.*, 1997).

D'un point de vue tectonique ces massifs nord himalayens représentent des dômes tectoniques; Burg *et al.* (1984a) ont les premiers mentionné dans le dôme de Kangmar, l'existence de failles normales limitant ces massifs.

Au sud de ces massifs se trouvent généralement les séries sédimentaires téthysiennes. Dans la virgation ouest-himalayenne ces séries également appelées séries sédimentaires tibétaines, sont essentiellement décrites dans la région du Zaskar et du Lahul par Bassoulet *et al.* (1980); Baud *et al.* (1984); Fuchs (1987); Garzanti *et al.* (1987); Spring et Crespo-Blanc (1992); Spring (1993); Vannay (1993). Elles se sont déposées du Précambrien supérieur à l'Éocène (Gaetani *et al.*, 1986). De nombreuses discontinuités marquent la direction d'ouverture de la Néotéthys et la formation de la marge indienne. Le métamorphisme des séries téthysiennes est anchizonal à épizonal (Spring *et al.*, 1993), et le pic du métamorphisme est daté vers 47-44 Ma et le refroidissement au Miocène (27 Ma) (Spring, 1993). Des zonations métamorphiques inverses ont été décrites dans le synclinorium du Zaskar et dans le Haut Lahul (Spring, 1993, Vannay, 1993). Elles sont attribuées au fonctionnement de chevauchements internes vers le sud. La déformation majeure décrite dans cette unité est caractérisée, d'après "l'école Suisse", par: (1) de grands plis couchés à vergence sud-ouest, associés à des chevauchements pentés vers le nord-est; (2) Une phase de rétro-plissement à vergence nord-est (3) une extension fragile tardive, essentiellement localisée entre les séries téthysiennes et le HHC au sud, qui engendre la faille normale nord himalayenne (South Tibetan Detachment Fault) encore appelée la faille du Zaskar (Herren, 1987). Steck *et al.* (1993) et Spring *et al.* (1993) proposent que la structuration des séries sédimentaires résulte d'une tectonique de nappes, entraînant un métamorphisme de plus haut grade au niveau des accidents majeurs.

Dans le haut Himalaya du Ladakh-Zaskar, des zonations métamorphiques inverses sont également connues sous la klippe ophiolitique de Spongtang (Reuber *et al.*, 1989), elles sont liées à l'obduction de la klippe de péridotite sur la marge indienne en direction du sud-ouest. La klippe ophiolitique de Spongtang repose au dessus de la série sédimentaire du Zaskar. À l'interface entre les deux se trouvent des séries volcano-sédimentaires attribuées à la zone de mélange, comparable à l'unité de Drakkarpo. Une faille transformante est reconnue dans cette ophiolite (Reuber, 1986) suggérant que celle ci provienne d'un océan ouvert plutôt que d'un bassin d'arrière arc (Fig. I-8). Les données géochimiques montrent une signature de MORB qui confirme son appartenance à la Néotéthys (*ibid.*). Les différentes paléo-positions possible pour l'ophiolite de Spongtang sont indiquées (Fig. I-8).

Dans la région étudiée, le Cristallin du Haut Himalaya peut être observé au Zaskar et dans l'Himachal Pradesh (Haut Lahul). Le HHC est couramment considéré comme une série, de plus de 10 km d'épaisseur, constituant une dalle. Pognante *et al.* (1990) montrent que cette unité rassemble en fait plusieurs sous unités d'évolution tectonométamorphique différentes, séparées par des discontinuités majeures où se localisent des zonations métamorphiques importantes. Dans le Zaskar et Haut Lahul, Pognante *et al.* (1990) distinguent notamment l'unité du HHC au sens strict située à la base du système, de l'unité de Kade séparée par le chevauchement de Miyar (Fig. I-9). Le HHC sensu stricto a connu une évolution polyphasée, il est formé

d'un socle précambrien intrudé d'orthogneiss, de leucosomes. Quelques micaschistes et des roches basiques sont également observés. Pognante & Lombardo (1989) et Pognante *et al.* (1990) reconnaissent dans le HHC un épisode magmatique et métamorphique anté-himalayen (faciès granulite à HP 12 ± 0.5 kbar 750 ± 50 °C) qu'ils comparent aux intrusions granitiques cambro-ordoviciennes observées dans les massifs nord himalayen. L'ensemble socle-couverture-intrusion subit ensuite un métamorphisme éo-himalayen M1 de haut grade à 750-650 °C, 6-8 kbar, correspondant au pic de pression des événements himalayens (Frank *et al.*, 1973; Searle *et al.*, 1987; Pognante *et al.*, 1990), associé au chevauchement de l'unité moins métamorphique de Kade, le long de l'accident de Miyar, qui est donc synmétamorphique. Le métamorphisme M1, lié à l'empilement d'unités crustales, entraîne la migmatite partielle du HHC, qui donne des leucosomes quartzofeldpathiques très riches en tourmalines et des mélanosomes riches en biotite et disthène puis en sillimanite au cours de M2 (Pognante, 1993; Pognante *et al.*, 1993). Les leucosomes sont beaucoup plus nombreux dans le HHC que dans l'unité de Kade. Les premiers leucogranites sont datés à l'Éocène inférieur (49-47 Ma), dans la syntaxe Haramosh, à la limite entre la zone de suture et le HHC (Smith, 1993; Chamberlain & Zeitler, 1996). Au Haut Lahul et Zanskar, le métamorphisme M1 est daté entre 30 et 40 Ma (Searle *et al.*, 1992; Sorkhabi *et al.*, 1993; Spring *et al.*, 1993), les leucogranites sont datés au Miocène (Ferrera *et al.*, 1983) et entre (19,5-21 Ma) (Noble & Searle, 1995). Suit une rétro-morphose M2, qui correspond à l'événement néo-himalayen avec diminution de P, et une diminution ou une augmentation de température suivant les endroits, il correspond parfois au pic de température (Pognante *et al.*, 1990), associé au fonctionnement du MCT et de la FNNH (Le Fort, 1986; Guillot *et al.*, 1999). Le refroidissement post M2 est daté à (29-21 Ma) par Rb-Sr sur muscovite et (21-11 Ma) sur biotite (Frank *et al.*, 1977, Mehta, 1977; Honegger *et al.*, 1982). En plus de son évolution polyphasée, le HHC présente des zonations métamorphiques. Des conditions de haut grade au centre de l'unité associée à la migmatite et au métamorphisme granulitique à Sill-FK-Bt-Mu sont très répandus, alors que des conditions métamorphiques de plus faible grade (500-600°C; 6-8 kbar) sont observées vers la base et le sommet de l'unité (Pognante *et al.*, 1990). Ces zonations ne sont pas reconnues dans l'unité de Kade

moins métamorphique. La saute de métamorphisme entre le HHC et Kade, et la présence de leucogranites dans le chevauchement de Miyar, suggèrent que les déplacements le long de ce chevauchement se sont poursuivis après M1. Enfin une discontinuité plus tardive, la faille du Zanskar, correspondant à la faille nord himalayenne dans cette région, sépare le HHC au sens large des séries sédimentaires téthysiennes. Au niveau de la faille des minéraux caractéristiques de l'événement métamorphique M3 faciès des schistes verts, ont cristallisé.

D'autres zonations métamorphiques sont décrites pour cette unité dans le Haut Lahul, correspondant à un métamorphisme inverse (Vannay & Grasemann, 1998) évoluant de 580 °C, 7.5 kbar à la base à 750 °C, 8 kbar au sommet de l'unité. Les causes de ce métamorphisme inverse sont liées à des interactions entre tectonique, vitesse de déplacement, et thermique, vitesse de la propagation de la relaxation (Le Fort, 1975; Searle, 1986; England *et al.*, 1992; Guillot & Allemand, 1997). L'évolution rétrograde de cette

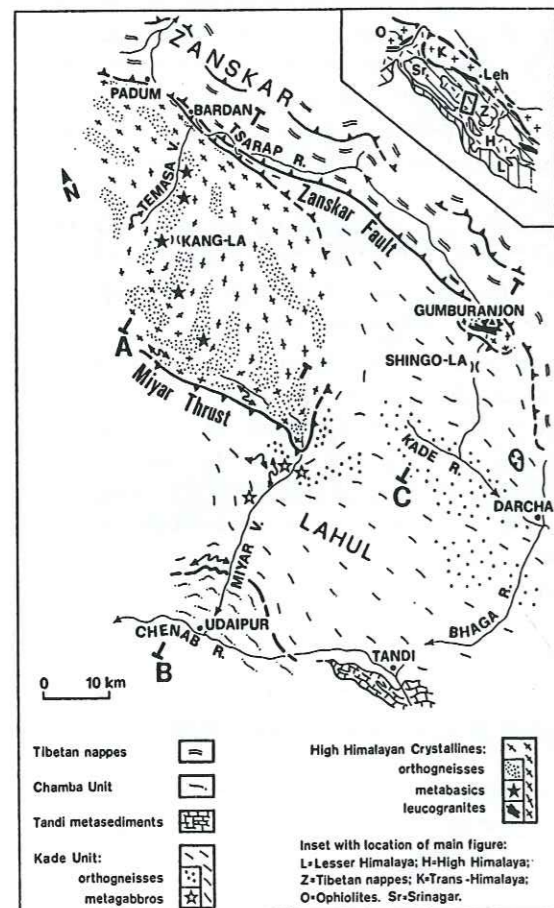


Fig. I-9 : Carte géologique du Cristallin du Haut Himalaya, dans la région du Lahul-Zanskar, d'après Pognante *et al.* (1990).

unité est relativement constante, avec un équilibre final autour de 570°C, dû à l'effet tampon provoqué par l'anatexie (Hodges *et al.*, 1988; Hodges & Silverberg, 1988), ou bien correspond à la fermeture du système grenat-biotite (Mac Farlane, 1995).

Quatre générations majeures de granites sont décrites dans le HHC. Les plus connues sont la première génération constituant le socle précambrien de la croûte continentale indienne. Puis une deuxième génération datée vers 450-500 Ma affleure principalement dans la ceinture nord himalayenne, ce sont des granites intrusifs dans des métapélites, ils sont probablement associés à une phase de déformation panafricaine responsable d'un métamorphisme granulitique HP (750 °C 12 kbar) décrit dans le HHC (Pognante & Lombardo, 1989). La troisième génération de granitoïdes très répandue au Zanskar, représente des sills foliés datés vers 280-290 Ma (U-Pb sur Zircon et Rb-Sr) (Stutz, 1988). Ces granites comme le granite de Sankoo ou Parcatchic (Zanskar) (Fig. I-7), sont caractérisés par la présence de grenat et d'allanite. Cette dernière est souvent substituée par de l'épidote. Les zircons sont également abondants dans ces roches. L'âge de ces granites est comparable à celui du granite de Yunam (Zanskar) 284 ± 1 Ma. Ces formations dans le Zanskar sont attribuées à un magmatisme anorogénique, peut être associé à un amincissement dû au rifting néo-téthysien (Spring, 1993). Ces granites ont souvent des âges Ar/Ar Himalayen (car ils ont été partiellement affectés par le métamorphisme lors de l'orogénèse himalayenne) (Noble & Searle, 1998). La quatrième génération a été également bien étudiée, elle est constituée de migmatites et leucogranitoïdes, issus de la fusion partielle de métapélites à Mu-FK-Sill lors du métamorphisme himalayen à 650-70°, 6-8 kbar il y a 21-19.5 Ma (U-Pb sur zircon) (Le Fort, 1986, Pognante *et al.*, 1993; Noble & Searle, 1995).

Chapitre III- Le métamorphisme haute pression basse température en Himalaya

La chaîne himalayenne est considérée comme une chaîne collisionnelle résultant de l'empilement de nappes successives par chevauchement; les découvertes (Berthelsen, 1953) et les études récentes de plusieurs massifs éclogitiques dans la partie interne de la chaîne (Pognante & Spencer, 1991; Guillot *et al.*, 1995; de Sigoyer *et al.*, 1997; Guillot *et al.*, 1997; Le Fort *et al.*, 1997) remettent en question ce modèle en suggérant qu'une part importante de la structuration de cette chaîne de montagne s'est faite avant l'épaississement crustal, en contexte de subduction continentale.

III-1. Éclogites et schistes bleus d'origine océanique

Shams (1972) a, le premier, mentionné la présence de schistes bleus dans la zone de suture, près de Tospin dans le nord du Pakistan (Fig. I-10). Il décrit des roches à glaucophane mais sans grenat. Puis Desio (1977) a échantillonné des schistes bleus entre les vallées de l'Indus et de Swat, également au nord du Pakistan, près de Dagh Qala, à l'ouest de la syntaxe du Nanga-Parbat, dans la zone de suture, au contact avec la marge indienne. Ces schistes sont à Chl + Gln + Ms + Rt + Ep ± Pl (Kretz, 1983), ils sont associés à des métadolérites à Gln + Rt + Ep ± Grt (Desio & Shams (1980), ainsi qu'à des lentilles de serpentinites. Desio (1977) considère que ces schistes bleus soulignent la zone de subduction dans cette région. Depuis, de nombreux schistes bleus ont été reconnus dans la partie nord ouest de la chaîne Himalayenne, dans la zone de suture, au Kohistan (Shams, 1980; Majid & Shams, 1985), dans l'Assam (Sinha Roy, 1975), dans l'ouest et l'est du Ladakh (Frank *et al.*, 1977; Viridi *et al.*, 1977; Jan, 1985; Honegger *et al.*, 1989). Dans l'ouest du Ladakh les metabasites schistes bleus, situées entre la zone de suture et l'unité de Lamayuru, présentent une paragenèse à (Lws + Gln/Cros + Omp + Chl + Phe + Ttn ± Ab ± Stp) estimée à 9-11 kbar, pour 350-420 °C (Honegger *et al.*, 1989). Dans l'est du Ladakh, Jan (1987) décrit des schistes bleus dans le mélange ophiolitique de Zildat, situé entre l'ophiolite de Nidar au nord et le dôme du Tso Morari au sud, le long de la coupe que nous proposons. Les schistes bleus qu'il décrit sont des metabasites océaniques, à Gln, Grt, Ep, Phe, Pg, Rt, Qtz, Lws, Cal, Stp, Chl, Ab. Cette paragenèse est stable vers 370-480°C, 7-8 kbar. Ces roches sont rétro-morphosées dans le faciès des schistes verts.

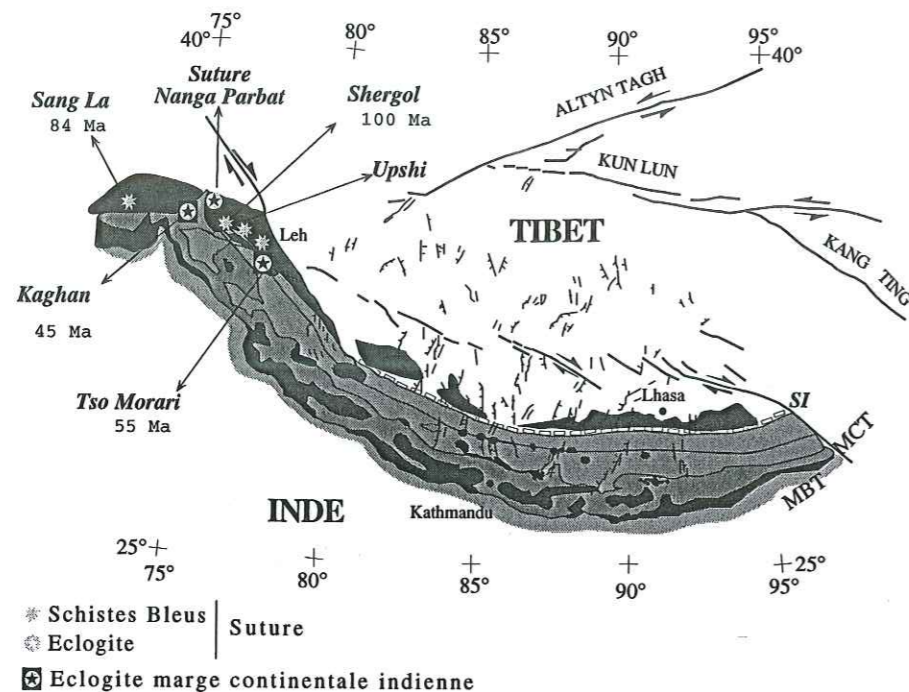


Fig. I-10 : Carte tectonique de l'Himalaya montrant la localisation des massifs écolitiques et schistes bleus, d'après Honegger *et al.* (1989), modifiée. Les données géochronologiques disponibles sont également reportées sur cette carte (Maluski & Matte, 1984 ; Honegger *et al.*, 1989 ; Tonarini *et al.*, 1991).

D'autre part, dans la zone de suture, sur le flanc est du Nanga Parbat-Haramosh ont été découvertes récemment des écolites rétro-morphosées (13 ± 1 kbar, 610 ± 30 °C) issues du métamorphisme de la croûte océanique ou d'un arc volcanique (Le Fort *et al.*, 1997).

Le métamorphisme HP-BT affecte aussi bien des sédiments que des roches basiques. Certaines de ces roches basiques ont une signature océanique alcaline de MORB transitionnel ou d'OIB (île océanique) ou d'arc (Maluski & Matte, 1984 ; Honegger *et al.*, 1989).

Les schistes bleus du Pakistan sont datés à 100 ± 20 Ma et 67 ± 12 Ma pour la glaucophane (Maluski & Schaeffer, 1982) et à 83.5 ± 2 Ma (Maluski & Matte, 1984), 84 ± 1.7 Ma (Desio & Sham, 1980) pour les micas blancs. Ceux du Ladakh sont datés sur glaucophane par K-Ar à l'Albien (100 Ma) (Honegger *et al.*, 1982). À cette époque la subduction de la Néotéthys fonctionnait, engendrant le magmatisme de la formation de l'arc volcanique de Dras I. Il semble donc que ces roches aient été métamorphosées et exhumées en contexte de subduction intraocéanique, avant la collision Inde-Asie. Leur situation géographique entre l'ophiolite et la marge indienne suggèrent qu'elles appartiennent au prisme d'accrétion présent à l'avant de la zone de subduction. Alors que de nombreux auteurs relient la formation de ces schistes bleus à la subduction intraocéanique (Honegger *et al.*, 1989), Maluski & Matte (1984) proposent que les schistes bleus de la zone de suture au Pakistan, soient liés à l'obduction d'une ophiolite plutôt qu'à leur passage dans la zone de subduction.

III-2. Écolites d'origine continentale indienne

Des écolites, affleurant au sein d'unités cristallines de la marge continentale indienne, ont été découvertes dans la virgation nord-ouest himalayenne (Berthelsen, 1953 ; Pognante & Spencer, 1991). Ces écolites sont situées juste au sud de la zone de suture (Fig. I-10).

Au nord du Pakistan, dans le flanc ouest de la virgation se trouve le massif de Kaghan attribué au HHC, où des écolites basiques ($13-18$ kbar, 650 ± 50 °C) (Pognante & Spencer, 1991) sont décrites. Le pic du métamorphisme a été daté à 49-44 Ma par les méthodes Sm/Nd (Grt-Cpx) et SHRIMP (zir) et la rétro-morphose à 43-39 Ma par Rb/Sr (Phe), U/Pb (Rt) (Tonarini *et al.*, 1993 ; Spencer & Gebauer, 1996). Dans cette région du Pakistan d'autres écolites ont été mentionnées (Pognante *et al.*, 1993).

Dans le flanc est de la virgation nord ouest, au Ladakh, se trouve le massif du Tso Morari, où les premières écolites (basiques), himalayennes ont été décrites par Berthelsen (1953). Depuis, des paragéneses de haut grade avaient été reconnues dans ce massif (Thakur, 1983), mais aucune étude n'avait permis de confirmer les observations de Berthelsen (1953). Nous avons retrouvé ces écolites, et découvert les premières écolites à glaucophane ainsi que les premières métapélites et métagranites de la chaîne himalayenne. Nous montrerons dans la suite de ce mémoire que l'ensemble des lithologies du dôme a subi un métamorphisme HP-BT dans le faciès écolitique (20 ± 3 kbar, 580 ± 50 °C).

Ce métamorphisme HP est attribué à la subduction de la marge indienne, au début de la rencontre Inde-Asie. Remarquons que ces évidences de métamorphisme HP-BT ne sont décrites que dans la syntaxe ouest himalayenne. Dans la partie centrale de la chaîne et dans la syntaxe de l'Assam (à l'est), aucune évidence de HP-BT n'est mentionnée. En effet même, pour les équivalents géographiques du Tso Morari, le dôme de Kangmar, les conditions métamorphiques sont de MP-HT. Seules des évidences d'un métamorphisme granulitique HP attribué aux effets beaucoup plus récents de la collision sont décrites dans les deux syntaxes himalayennes, au Nanga-Parbat à l'ouest ($8-13$ kbar $650-700$ °C) (Pognante *et al.*, 1993), et au Namche Barwa ($8-10$ kbar, $720-760$ °C) (Zhong & Ding, 1996 ; Burg *et al.*, 1997). Ces granulites ont été exhumées extrêmement rapidement ($>6-10$ mm.an⁻¹) depuis 3-4 Ma (Pognante *et al.*, 1993 ; Zeitler *et al.*, 1982 ; Burg *et al.*, 1997).

La localisation du métamorphisme HP-BT dans les zones internes de la chaîne himalayenne, et les âges précoces obtenus pour ce métamorphisme (Crétacé-Eocène) sont compatibles avec une évolution précoce de ces roches, en contexte de subduction océanique puis continentale. La présence exclusive de ce métamorphisme de HP dans la virgation ouest de la chaîne himalayenne, suggère que la géométrie de la subduction a eu un rôle déterminant dans la formation et l'exhumation de ces roches de HP-BT. En effet c'est au niveau de la syntaxe du Pakistan que s'est initiée la rencontre entre l'indenteur indien (la marge indienne) et la plaque asiatique. Sur les flancs de l'indenteur, où sont observées les écolites continentales, la convergence est oblique et le plan de subduction était probablement plus raide, étant donné cette géométrie, que dans les zones de convergence frontale (correspondant à la partie centrale de la chaîne) (Mattauer, 1986 ; Treloar & Coward, 1991). Ceci est confirmé par les données sismologiques et gravimétriques actuelles (Chatelain *et al.*, 1980 ; Ten Ji Wen, 1981 ; Roecker, 1982 ; Bar-nowski *et al.*, 1984 ; Molnar, 1988 ; Makovsky *et al.*, 1996).

Chapitre IV- Un nouveau transect géologique dans l'est du Ladakh

Frontalier avec le Tibet, le Ladakh (Royaume entre les cols) appartient à la province Indienne de Jammu-Cachemire (incorporé en 1948 à la province après l'indépendance de l'Inde), dont il constitue la partie la plus occidentale. Il est limité au nord par la région du Karakorum et au sud ouest par le Zaskar, et traversé par l'Indus. Géologiquement, le Ladakh est à cheval sur les unités transhimalayennes, la zone de suture et les séries téthysiennes de la marge indienne. Il correspond à la zone de rencontre des continents indien et asiatique (Fig. I-4).

La zone que nous avons étudiée se situe entre les latitudes $32^{\circ}45'-33^{\circ}30'$ et longitudes ($78^{\circ}00'-78^{\circ}30'$). Plus précisément, elle se trouve entre le village de Chumatang au nord, le lac du Tso Kar au nord-ouest (qui appartiennent à la région du Rupshu-Ladakh), et la vallée de Phirse Phu au sud (déjà située dans l'Himachal Pradesh) (Fig. I-11a-c).

Quelques mots ladakhis aideront à se localiser et à comprendre le nom et la poésie des lieux : "Tso" veut dire lac, "mo" calme, "riri" c'est la montagne, "la" est un col, "phu" veut dire rivière, "sumdo" est la jonction entre des rivières, "drakkar" est le blanc, "po" c'est la dent. Notre guide Ten Shing traduit également le Tso Moriri ou Tso Morari comme "le lac où la bergère amène boire ses yacks".

Nous proposons de décrire ces différentes unités au travers d'une coupe nord est-sud ouest d'environ 100 km, entre le village de Chumatang et la vallée de Phirse Phu (Fig. I-11b, I-12), c'est à dire du batholite du Ladakh aux séries sédimentaires de la marge indienne.

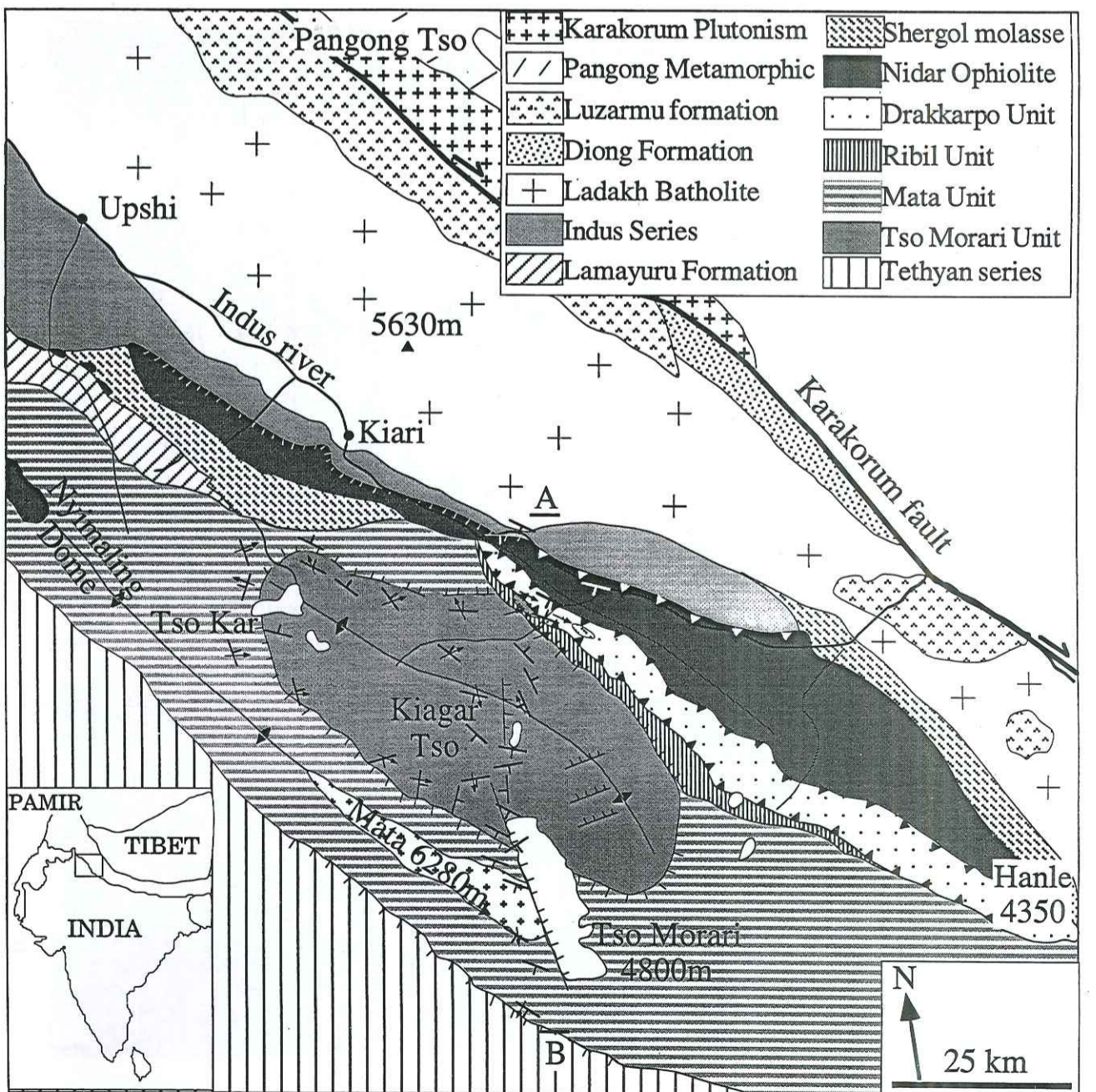
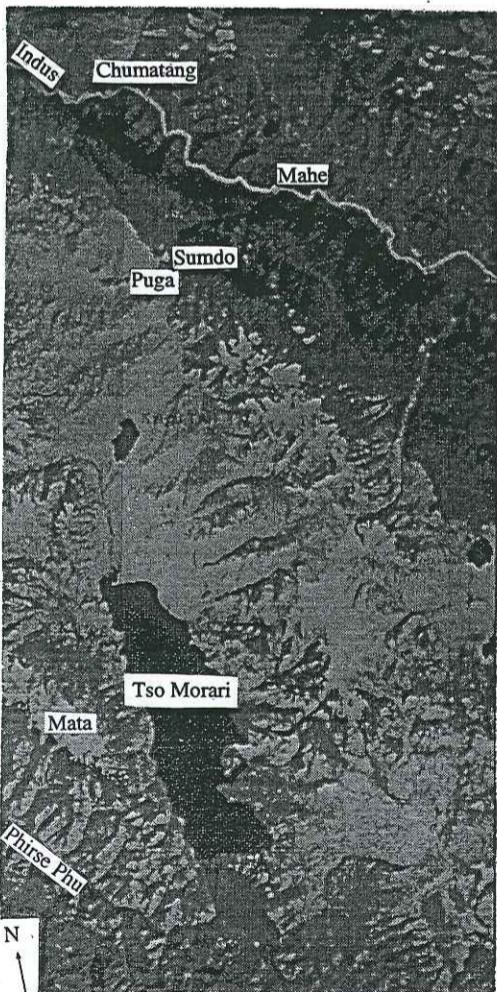
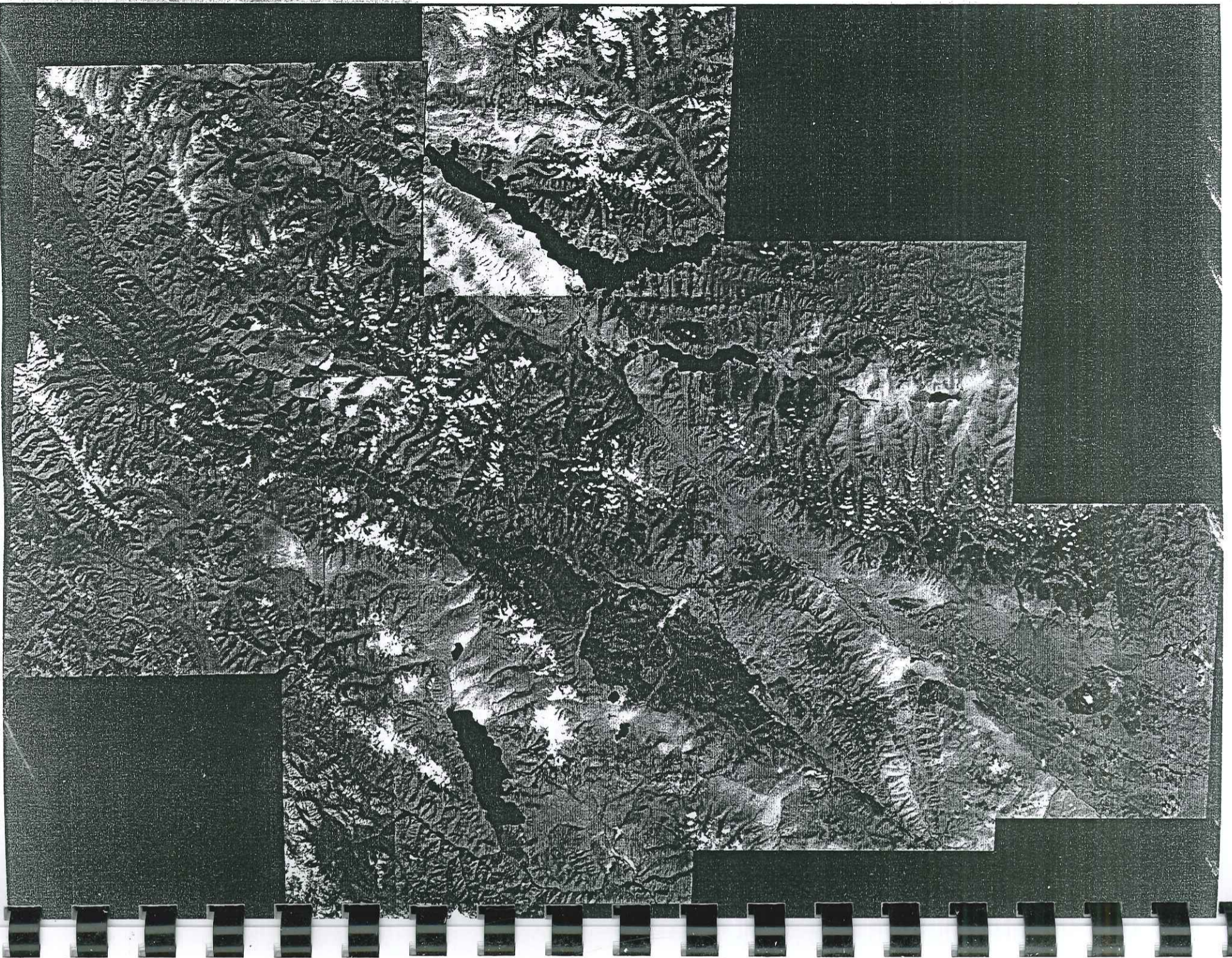


Fig. I-11 : (a) Mosaïque d'images satellites de la région du Rupshu. Les lacs sont en noir (lac du Tso Morari, Kiagar Tso, Tso Kar et Pangotso beaucoup plus au nord). (b) Détail de la mosaïque le long de la coupe que nous avons levée. (c) Carte interprétative lithostructurale de la mosaïque (a) intégrant les données de terrains et les données de Berthelsen (1953), Thakur (1983), Fuchs & Linner (1996), Steck *et al.* (1998) (localisation de la coupe AB).

Toutes les unités de cette zone sont boudinées et présentent un allongement N120°. Leur analyse tectonique de détail est présentée dans la quatrième partie du manuscrit. Ce chapitre constitue une présentation de la coupe que nous avons faite (Fig. I-12), le long de laquelle 9 unités sont distinguées :

IV-1. Le batholite du Ladakh

Il représente la marge active sud asiatique décrite précédemment. Près de Chumatang, le batholite est constitué de nombreuses granodiorites sombres, infiltrées par des dykes granitiques (Ph. I-1). Il est situé à l'extrémité nord de la coupe (Fig. I-12).

IV-2. Les séries de l'Indus

Dans la zone d'étude les séries de l'Indus semblent tout à fait similaires aux séries décrites par Van Haver (1984) dans la partie ouest du Ladakh. Ce sont des séries plutôt continentales, déposées pour partie dans le bassin d'avant arc, avant la collision, puis dans des bassins d'épisutures (Cannat & Mascle, 1990). Bassoulet *et al.* (1983) considèrent que ces sédiments se sont déposés entre le Crétacé supérieur et l'Éocène alors que d'autres les situent entre le Crétacé supérieur et le Miocène (Skrikantia *et al.*, 1980). Ces séries reposent en discordance sur le batholite du Ladakh au nord et sont limitées au sud par un contact tectonique qui les sépare de l'ophiolite de Nidar. Le bassin avant arc de l'Indus montre une grande diversité d'unités lithostratigraphiques, la plupart correspondent à une sédimentation continentale post-érieure au début de la collision Inde-Asie. Dans la partie nord du bassin, les séries de l'Indus commencent par les **conglomérats grossiers de Skinning**, probablement torrentiels décrits par Van Haver *et al.* (1986) à l'ouest. Ces conglomérats sont puissants d'une centaine de mètres, souvent les éléments sont anguleux, il s'agit essentiellement de granodiorite provenant du substratum sous-jacent (Van Haver, 1984). Cette formation correspond à des cônes alluviaux arrivant dans le bassin d'avant arc, peut être au Crétacé supérieur (*ibid.*) (Fig. I-13, Ph. I-2).

Ces conglomérats sont suivis de dépôts jaunes détritiques, marins, correspondant probablement à la **série jaune de Temesgam**. C'est une série très épaisse de plus de 1000 mètres essentiellement constituée de pélites silteuses jaunes intercalées de lits de grès quartzitiques fins, à patine rousse, dans lesquels sont décrits des débris de coquilles de lamellibranches d'eau douce et de végétaux (Van Haver, 1984).

Cette formation repose localement sur des marnes maestrichiennes, les **marnes de Basgo**, recouvertes des **pélites rouges de Gongmaru-La** d'âge post Éocène inférieur, cependant ces âges restent discutés. Les pélites silteuses rouges de Gongmaru-La, sont des dépôts de

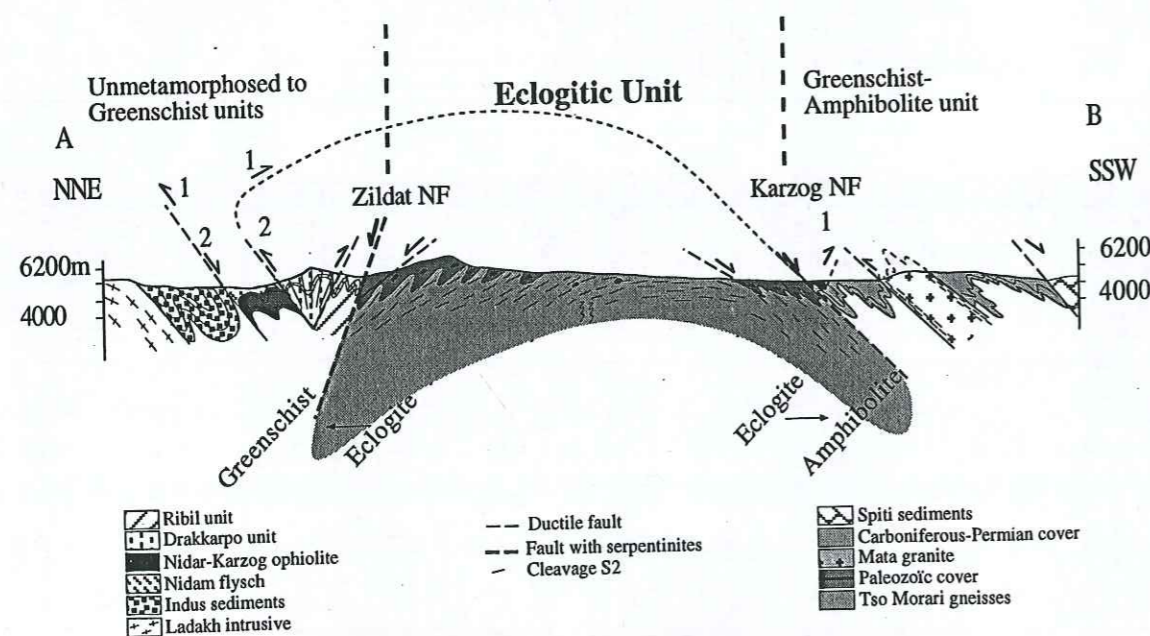
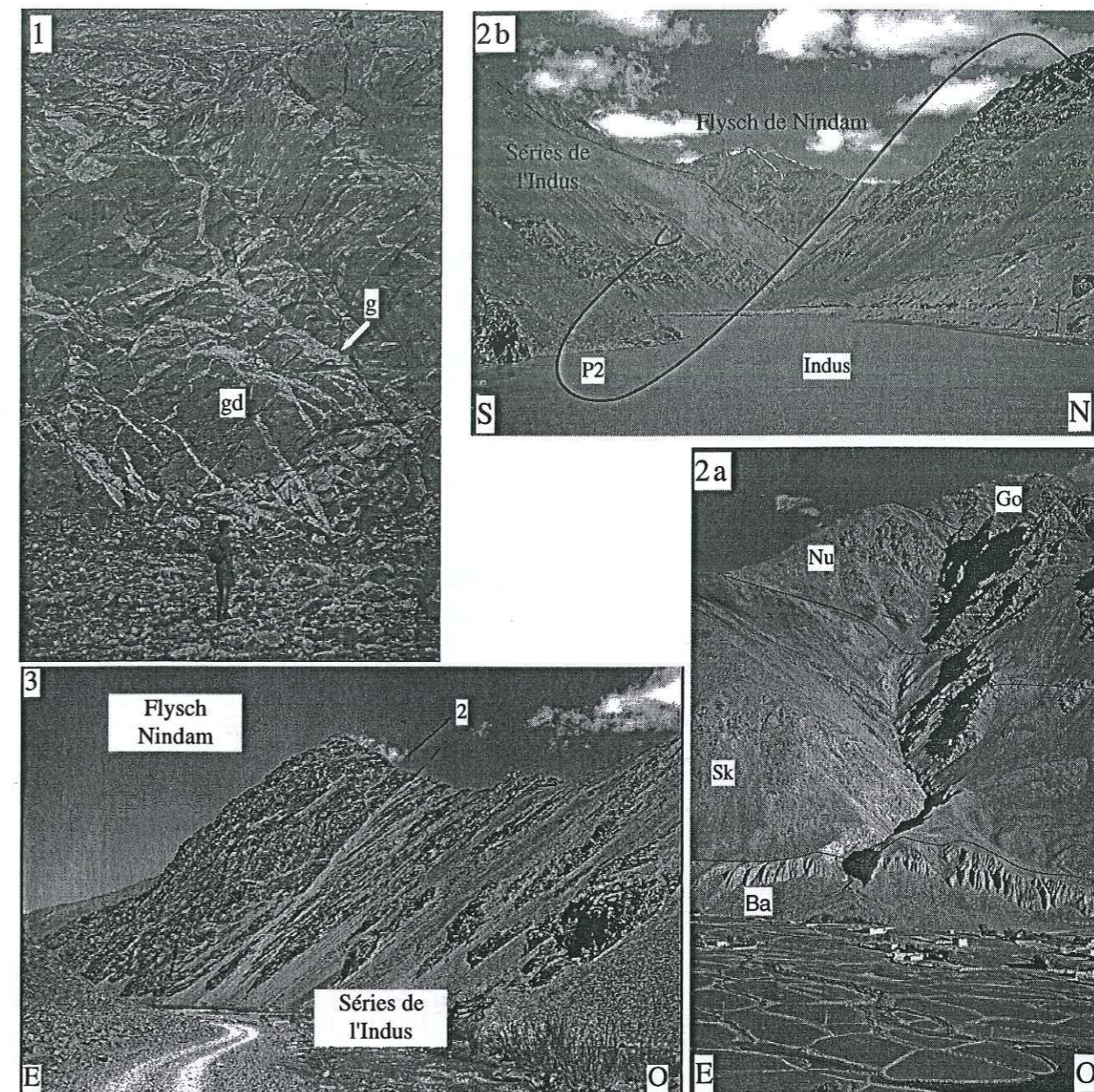


Fig. I-12 : Coupe géologique du batholite du Ladakh à la faille de Phirse Phu (AB), traversant les 9 unités distinguées dans cette région.



Ph. I-1 : Batholite du Ladakh, filons granitiques (g) dans le batholite granodioritique (gd).

Ph. I-2 : Les séries de l'Indus a, vue de Chumatang, (Go) Gongmaru-La, (Nu) Nurla, (Sk) Skinning, (Ba) Batholite. b, vue du pont de Mahe, la série est plissée.

Ph. I-3 : Contact entre les séries de l'Indus et le flysch de Nindam, dans la vallée Mahe-Sumdo. Ce contact a joué en rétro-chevauchement tradivement (2).

deltas (Baud *et al.*, 1982, Van Haver, 1984). Les séries suivantes appartiennent à la molasse continentale versicolore, stratigraphiquement de bas en haut cette molasse est constituée par :

- **Les conglomérats d'Hémis**. Ils sont très indurés et contiennent des galets polygéniques arrondis et bien triés. Les bancs conglomératiques constituent des chenaux qui marquent leur caractère fluvial. Van Haver (1984) y décrit des galets de calcaire à nummulites, ces conglomérats sont post-Eocène.

- **La molasse multicolore de Nurla**. Les conglomérats d'Hémis passent latéralement et vers le haut à une série de plusieurs centaines de mètres, où alternent des grès verts parfois conglomératiques avec des pélites silteuses rouges, vertes ou noires. Cette série appelée la molasse multicolore de Nurla est datée du Paléocène par Van Haver *et al.* (1986) dans l'ouest du Ladakh. Des lamellibranches d'eau douce attestent de son caractère continental.

- Les grès Choksti. La molasse de Nurla est surmontée par des grès semblables aux grès conglomératiques de Choksti contenant des galets de granodioritiques décrits par (Van Haver, 1984) plus à l'ouest.

Un métamorphisme Éocène (40-35 Ma) est proposé par Van Haver *et al.* (1986) et Bonhomme & Garzanti (1991) pour le métamorphisme régional de faible grade qui affecte les séries de l'Indus au sud de Leh et qui est lié à leur rétro-charriage vers le nord.

Bordure Sud Bordure Nord

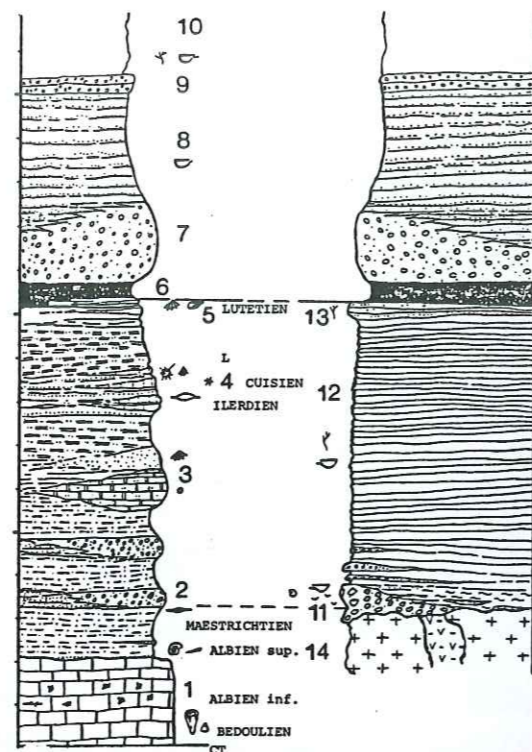


Fig. I-13 :
Log synthétique des deux bordures du bassin de l'Indus, d'après Van Haver (1984).

1: Calcaires de Khalsi 2: Série verte de Tar 3: Calcaires de Sundah-gompa 4: Séries à Nummulites 5: Marnes d'Urucha 6: Pélites rouges du Gongmaru-la 7: Conglomérats d'Hemis 8: Molasse multicolore de Nurla 9: Conglomérats de Choksti 10: Grès de Nimu-Alchi 11: Série de Basgo-Skinning 12: Série jaune de Temesgam 13: Grès de Wuley-tokpo 14: Granodiorite et laves associées CT: Contact tectonique majeur

IV-3. Le flysch de Nindam

Par dessus les séries de l'Indus chevauche le flysch de Nindam épais de plus de 1000m et d'âge Cénozoïque-Maestrichtien. Il est constitué de pélites, de greywackes et de quartzites et correspond aux produits de démantèlement de l'arc de Dras (Bassoullet *et al.*, 1983). Le flysch est coincé entre l'ophiolite de Nidar au Sud et les séries de l'Indus au nord (Fig. I-14, Ph. I-3). Ce flysch s'observe principalement au Ladakh (Reuber *et al.*, 1989).

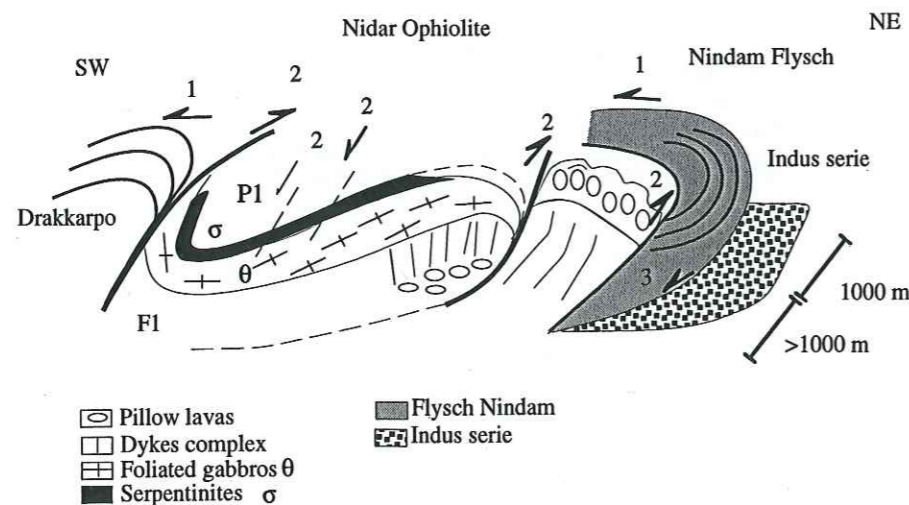


Fig. I-14 : Schéma montrant les relations entre le flysch de Nindam et l'ophiolite de Nidar, ainsi que la structuration polyphasée de l'ophiolite.

IV-4. L'ophiolite de Nidar

De nombreuses descriptions de la zone (Thakur & Bhat, 1983 ; Jan, 1987 ; Ahmad *et al.*, 1996) proposent que les unités situées depuis l'ophiolite de Nidar jusqu'au Tso Morari (exclu), constituent le mélange ophiolitique de Nidar, correspondant à l'ophiolite et à la zone de mélange. Une observation sur le terrain de cette zone permet de distinguer quatre unités : l'ophiolite de Nidar, le conglomérat de Shergol, l'unité de Drakkarpo et l'unité de Ribil. Ces unités ont également été individualisées par Fuchs & Linner (1996). L'ophiolite de Nidar, correspondant à la suture de l'Indus Tsang Po dans cette région, est en contact tectonique avec le flysch de Nindam au Nord (Fig. I-14) et l'unité de Drakkarpo au sud (Fig. I-11c, I-12). L'ensemble du complexe ophiolitique a pu être observé, bien qu'il ait été renversé par plissement vers le sud, puis partiellement remis en situation normale à la faveur d'un rétrocharriage vers le nord-est (Partie IV). La tectonique dans cette zone est donc polyphasée : dans la partie nord l'ophiolite est en position normale, alors qu'elle est renversée plus au sud.

Dans les premiers 1000m de l'ophiolite, au nord, on observe des pillow lavas (Ph. I-4a). En allant vers le sud les pillows laissent place à un énorme complexe filonien, de 1000 à 1500 m d'épaisseur, de microgabbros infiltrés par de nombreux dykes basiques (Ph. I-4b). On y trouve également des gabbros lités sur quelques centaines de mètres, et enfin un niveau de 100 à 200 m de péridotites plus ou moins serpentinisées borde cette ophiolite.

VI-5. Les conglomérats de Shergol

Les conglomérats de Shergol sont reconnus dans la partie orientale de la virgation nord-ouest himalayenne. Ces conglomérats détritiques avant d'avoir été impliqués dans la tectonique régionale se sont déposés dans le lit de rivières (Van Haver, 1984). La nature de ces dépôts est donc très hétérogène, et reflète les substratums traversés par les rivières. Les écailles post Éocène formées par la tectonique himalayenne, proviennent des unités adjacentes aux dépôts détritiques fluviatiles. Ainsi suivant leur lieu de mise en place, les écailles tectoniques associées à ces conglomérats sont de nature très variée. Dans notre coupe, les conglomérats de Shergol sont coincés entre l'ophiolite de Nidar et l'unité de Drakkarpo qui chevauche vers le nord. Dans le contact tectonique, on distingue de bas en haut :

- une lame de serpentinites ;
- une écaille de produit volcanodétritique ;
- une écaille de conglomérat polygéniques de tailles variables (conglomérats de Shergol), à galet de granites, de péridotites, serpentinites, laves, tufs, radiolarites et de calcaires dans une matrice très sombre parfois serpentineuse. Honegger (1983) propose qu'ils aient un âge post-Éocène ;
- une écaille de radiolarites ;
- une lame de serpentines (Ph. I-5).

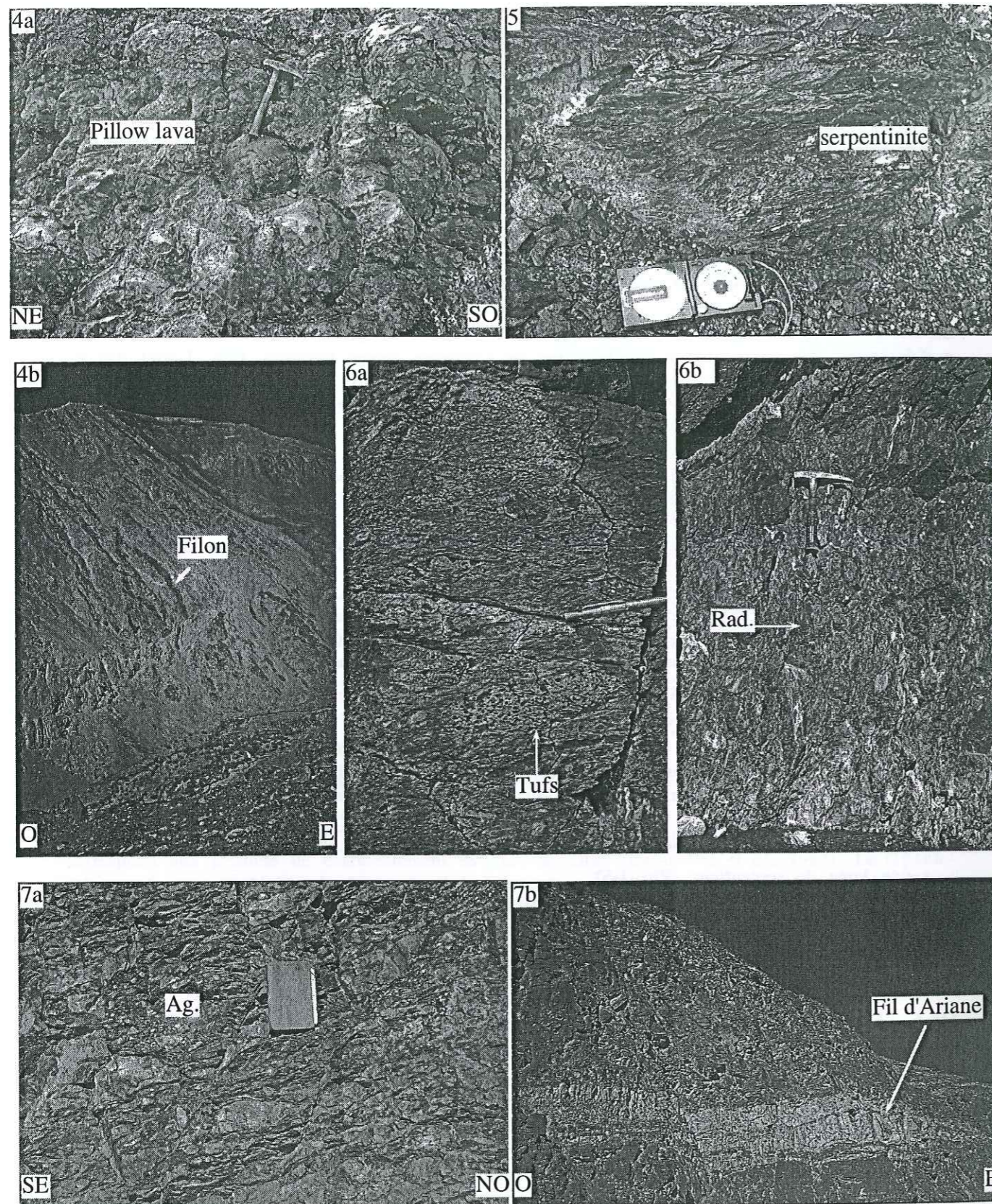
Virdi *et al.* (1977) et Thakur & Virdi (1979) décrivent des schistes bleus dans ces conglomérats, provenant peut être d'unités de la suture situées plus au sud.

Dans l'ouest du Ladakh (Van Haver, 1984) observe une écaille de schistes bleus impliqués dans ces conglomérats.

IV-6. Unité de Drakkarpo

Cette unité large de plus de 5 km s'étalant du camp de Drakkarpo jusqu'à 500 m du village de Sumdo (Fig. I-11c, I-12), montre un double déversement au nord et au sud. Au nord elle chevauche l'ophiolite de Nidar, et ce contact implique le conglomérat de Shergol avec les diverses écailles qui lui sont associées. Au sud elle chevauche l'unité de Ribil.

Classiquement l'unité de Drakkarpo est décrite comme appartenant à la zone de mélange ophiolitique de Zildat ou Nidar (Ahmad *et al.*, 1996), interprété comme un prisme d'accrétion situé à l'avant de la zone de subduction. Ceci est dû à la grande variété de roches observées dans cette unité. Au coeur de Drakkarpo, c'est à dire à sa base, se trouve de puissants (> 2000m) dépôts de conglomérats polygéniques et de roches volcano-sédimentaires, notamment des tufs (Ph. I-6a). Ces conglomérats polygéniques contiennent une matrice grise de schistes, de grès et de calcaires, dans laquelle se trouvent des lentilles de tufs, mais aussi de basaltes, serpentinites, quartzites, micaschistes et radiolarites (Ph. I-6b). Des blocs hectométriques de calcaire blanc contenant des enduits ferro-manganésifères s'observent dans cette unité au



Ph. I-4 : Ophiolite de Nidar : a, les pillow lavas. b, le complexe filonien.
 Ph. I-5 : Serpentinites marquant le contact conglomérats de Shergol / unité de Drakkarpo.
 Ph. I-6 : L'unité de Drakkarpo : a, les radiolarites, metabasaltes et schistes
 Ph. I-7 : L'unité de Ribil : a, "Agglomeratic slates", b, niveau dolomitique permien
 "le fil d'Ariane".

dessus des dépôts volcaniques, ils forment certains des reliefs les plus escarpés comme le sommet de Drakkarpo. Ces calcaires sont fréquemment entourés de grès rouges, datés par des faunes planctoniques de l'Albien supérieur au Cénomaniens moyen (Fuchs & Linner, 1996). Une vive discussion concerne l'âge et la signification de ces calcaires. Pour Thakur (1983) et Fuchs & Linner (1997) ces calcaires sont des équivalents des calcaires de Khalsi qui appartiennent à la marge Tibétaine. Pour Colchen (1997), et Colchen *et al.* (1987), ces roches représentent un olistostrome de calcaires permien type Photak tombés dans une matrice céno-mano-albienne (Reuber, 1990b), ils auraient alors une origine indienne. Mascle & Guillot (1998) distinguent trois types de calcaire, des calcaires récifaux permien terminal (Djouffien), des calcaires pélagiques triasiques, des calcschistes, et des calcaires pélagiques du Crétacé (Aptien-Turonien). La base de cette unité présente de nombreuses similitudes avec le flysch de Lamayuru, représentant le pied de marge de la plaque indienne, si ce n'est qu'elle contient des roches volcaniques. Elle est proche de la formation Karamba (Sutre, 1988). Le soubassement de cette unité correspondrait alors à une zone de transition entre la croûte continentale indienne et la croûte océanique.

La présence des calcaires et des roches éruptives suggère un milieu de dépôt peu profond à émergeant. Au dessus de cette masse importante de conglomérats, de calcaires et de dépôts volcano-sédimentaires s'observe une écaïlle de pillow lavas surmontée de radiolarites, dans les parties nord et sud de l'unité, suggérant un approfondissement du milieu de mise en place. Ces roches sont semblables au pillow triasiques observés à Photaksar (Reuber *et al.*, 1987 a, b).

Les données géochimiques obtenues sur les basaltes de cette unité (Ahmad *et al.*, 1996) suggèrent une origine de N-MORB pour un échantillon et de OIB pour l'autre, alors que Fuchs & Linner (1997) et Guillot *et al.* (1998) montrent que ces roches magmatiques sont alcalines, et qu'elles ont pu se mettre en place aussi bien dans un contexte d'île océanique que de rifting continental. Pour progresser sur la nature de cette unité, de nouvelles données géochimiques seront discutées dans la partie II de ce manuscrit. Pour trancher sur l'appartenance de cette unité à la marge indienne ou asiatique, il faudrait dater les blocs de calcaires blancs et les radiolarites associées, ce travail est en cours.

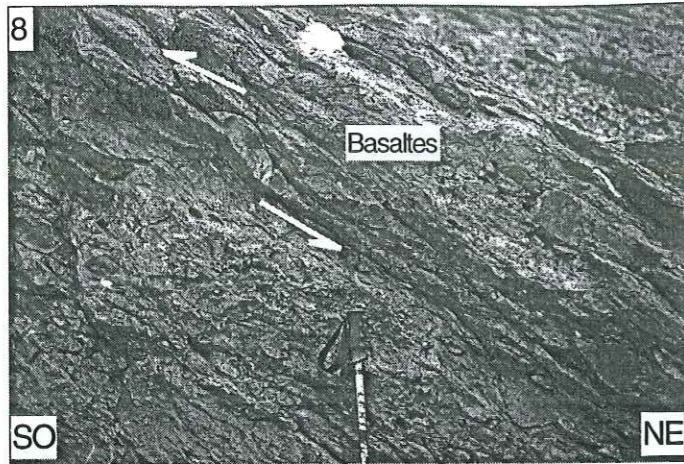
Au sud, cette unité de Drakkarpo chevauche une fine unité de roches sédimentaires et magmatiques, l'unité de Ribil.

IV-7. L'unité de Ribil

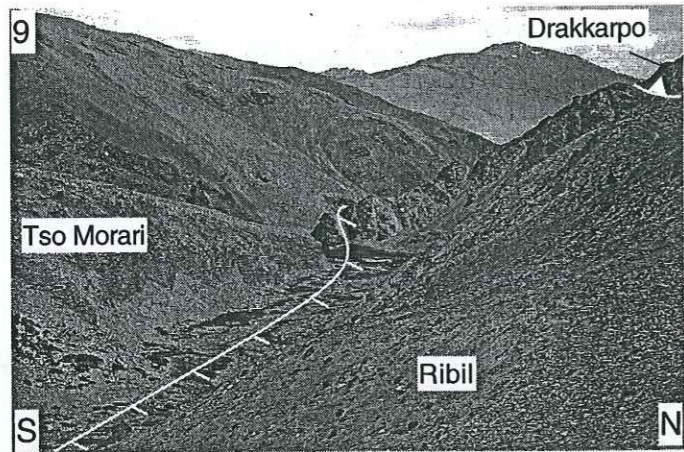
Cette unité porte le nom de la rivière Ribil Phu, qu'elle suit d'est en ouest (Fig. I-11b, c, I-12). Elle est constituée de schistes à blocs du Carbonifère "Agglomeratic slates" (Middlemiss, 1910) (Ph. I-7a) (G. Mascle, com. pers. 1996), surmontée de dolomites rousses avec un horizon repère appelé le fil d'Ariane (Ph. I-7b), ainsi que de tufs et de basaltes à phénocristaux de pyroxènes interprétés comme étant des Panjal Trapps du Permien. Les "Agglomeratic slates" existent au Kashmir, au Zaskar, au Spiti, jusqu'au Népal (Ph. I-7a). Leur origine est liée aux glaciations tardi-paléozoïques du continent gondwanien (Middlemiss, 1910 ; Norin, 1946, Gansser, 1964). Ces schistes appartiennent à la formation Ganmachidan des auteurs (Skrikantia *et al.*, 1980 ; Vannay, 1993), au Ralakung member Phitsi de Nanda & Singh (1977), à la formation Chumik de Gaetani *et al.* (1990), aux diamictites de Losar (Ranga Rao *et al.*, 1982). La matrice des schistes correspond à des cendres volcaniques du Carbonifère-Permien inférieur (Spring, 1993). Les "Agglomeratic slates" sont des dépôts clastiques du type tillite (Mascle & Guillot, 1998), l'association cendres volcaniques-dépôts glaciaires peut s'expliquer par la fonte brutale des glaciers lors des éruptions (G. Mascle, com. pers. 1998), semblable à ce que l'on observe actuellement au Chili. La présence de ces roches dans l'unité de Ribil témoigne de l'origine indienne de cette unité. Pour Fuchs & Linner (1996), ainsi que pour G. Mascle, l'unité de Ribil représente la base du flysch de Lamayuru observé plus à l'ouest.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, Jan (1987) décrit des schistes bleus dans l'unité de Ribil, et plus précisément dans la vallée de Zildat, près de Sumdo (33° 10'N, 78°31'E) au contact avec le dôme éclogitique du Tso Morari. Ces schistes bleus (370-480°C 7-8 kbar), sont rétro-morphosés dans le faciès schistes verts.

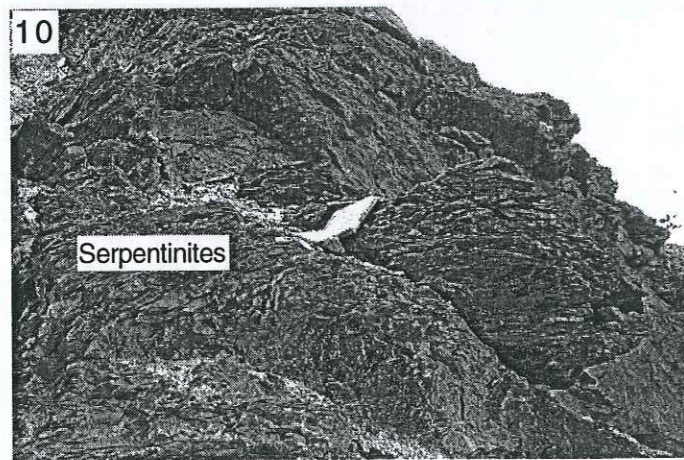
Nous verrons dans la partie IV du manuscrit et dans un article (de Sigoyer *et al.*, en prep.), que la déformation majeure (D2) dans cette unité est caractérisée par des mouvements ductiles



Ph. I-8 : Cisaillement haut vers le sud-ouest affectant les metabasaltes (schistes verts) de l'unité de Ribil.



Ph. I-9 : Faille de Zildat séparant les unités de la suture de l'unité éclogitique du Tso Morari.



Ph. I-10 : Serpentinites accolées à la bordure nord du dôme du Tso Morari, dans la vallée Zildat-Ribil.

chevauchants vers le sud ouest (Ph. I-8). Tardivement l'ensemble de l'unité de Ribil est découpée par des failles normales fragiles (D3) à pendage vers le nord-est.

Cette unité est limitée au sud par la zone de détachement normal de Zildat, qui sépare les unités de la suture de l'unité du Tso Morari (Ph. I-9).

IV-8. Le dôme du Tso Morari

Comme les autres unités de la région, le dôme du Tso Morari est étiré nord ouest-sud est. Il fait 100 km de long et environ 50 km de large, s'étendant entre les latitudes 33°07'N - 33°31'N et les longitudes 77°65'E - 78°28'E (Fig. I-11c, I-12).

Les premiers travaux décrivent le Tso Morari (Berthelsen, 1953 ; Gansser, 1964 ; Shankar *et al.*, 1976 ; Sharma & Kumar, 1978) comme un massif cristallin précambrien, rattaché au HHC. Cependant Virdi *et al.* (1978) proposent que le coeur du dôme soit constitué d'ortho-

gneiss cambro-ordoviciens, plus ou moins déformés, et plus ou moins métamorphisés, en intrusion dans des sédiments cambriens périto-carbonatés d'eau peu profonde (Masclé & Guillot, 1998) (Fig. I-15). Virdi *et al.* (1978) et Thakur (1983) appellent ces gneiss la formation de Puga, où ils décrivent un métamorphisme de moyen à haut grade (Bt + Grt + Ky + Std) associé à des schistes et des amphibolites. Colchen *et al.* (1994) la compare au socle du dôme de Nyimaling situé au nord-ouest du Tso Morari, ainsi qu'au dôme cristallin du Gurla Mandata (Heim & Gansser, 1939). Thakur (1983) propose que le Tso Morari constitue donc une unité distincte du HHC, ce qui sera confirmé par des arguments métamorphiques (Partie II).

Ce socle gneissique est surmonté d'une couverture Paléozoïque, représentant pour Thakur (1983) la formation de Taglang La. Cette formation est datée par des fossiles du Carbonifère au Trias inférieur (bivalves, crinoïdes conodontes et foraminifères) (Virdi *et al.*, 1978). Fuchs & Linner (1996) rattachent cette couverture sédimentaire à la formation de Haimantas (des flysch métamorphisés) qui pourrait correspondre aux formations de Lipak et Po du Carbonifère inférieur décrite par Stutz (1988) dans le massif des Nyimaling, où ces dépôts précoces sont surmontés par une épaisse série permienne.

La couverture est constituée de métapélites, métagreywackes, métacarbonates, métadolomies, et de métaquartzites. Les dépôts précoces du Carbonifère-Permien inférieur, sont à dominante calcaire, ils représentent un caractère intertidal et supratidal, avec des dépôts de

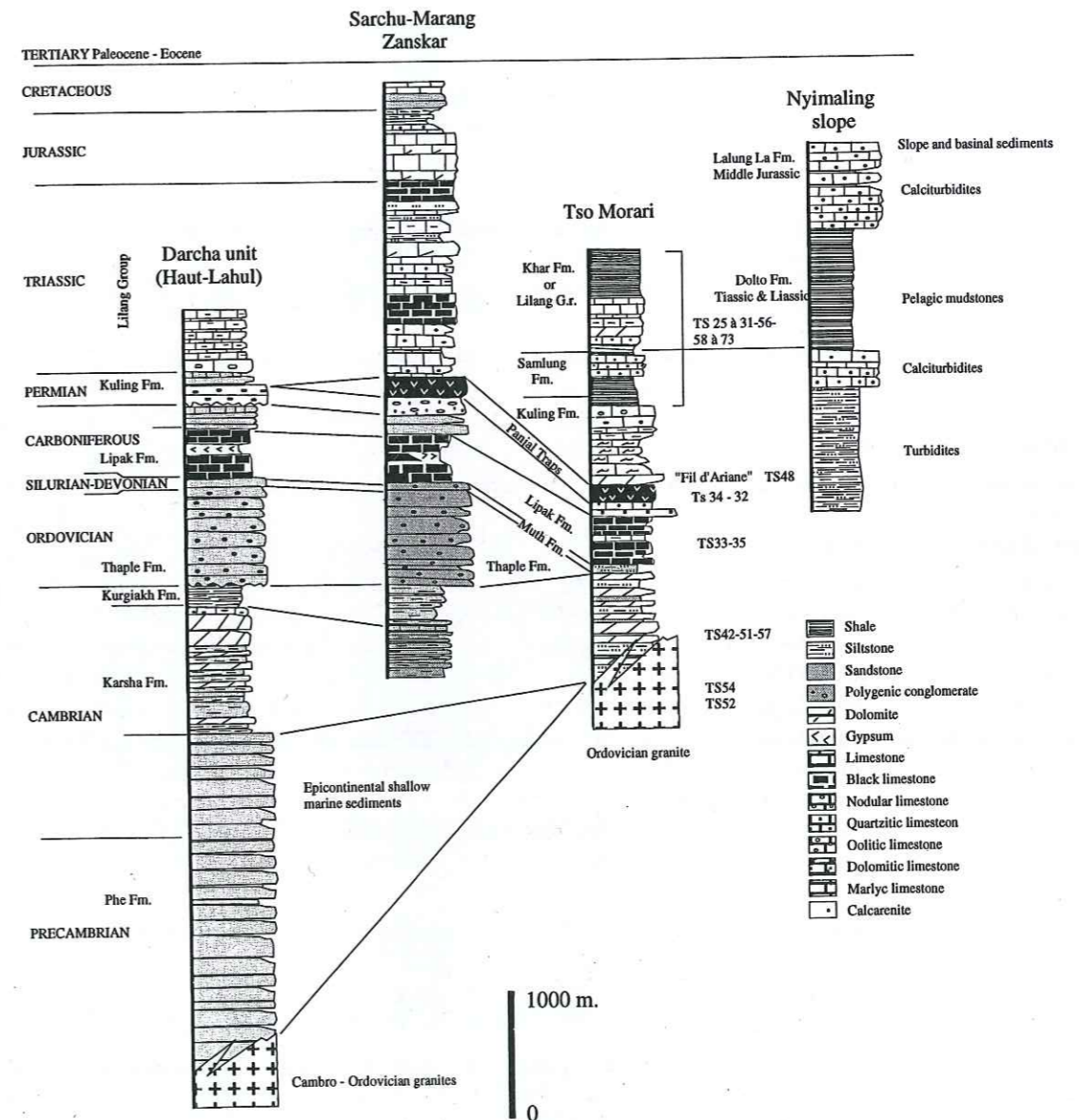


Fig. I-15 : Log stratigraphique des zones téthysiennes depuis la plateforme externe jusqu'au pied de marge, d'après Steck *et al.* (1998).

plateforme peu profonde plus ou moins développés (Spring, 1993). Un niveau repère de dolomie rousse a été reconnu dans le dôme du Tso Morari, le "fil d'Ariane", ce niveau également décrit dans les Nyimaling (Stutz & Steck, 1986) appartient à la formation de Kuling du Permien. Le développement de cette formation carbonatée témoigne de la position distale de ce Permien marin par rapport aux domaines émergés et à la zone de littorale que l'on trouve plus au sud dans le Zaskar. L'unité du Tso Morari constituait donc un bloc basculé très distal de la marge continentale indienne avant la rencontre Inde-Asie (Colchen *et al.*, 1994). La série sédimentaire n'est complète que dans le nord-est du dôme (Steck *et al.*, 1998). Fuchs & Linner (1996) décrivent dans les bordures du dôme, au dessus de l'épaisse série permienne, des roches attribuées au flysch de Lamayuru.

Dans la couverture des coulées de basaltes, maintenant boudinées, alternent avec les métasédiments. Des filons de dolérites sont intrusifs dans les sédiments et l'orthogneiss. Les coulées sont comparées aux Panjal Trapps du Kashmir (Berthelsen, 1953; Honegger *et al.*, 1989; Fuchs & Linner, 1996) liées au début du rifting de la Néotéthys. Les dykes qui infiltrent le socle sont associés à un événement extensif du Carbonifère inférieur (Honegger *et al.*, 1989; Vannay & Spring, 1993), cet événement magmatique a pu former la matrice des schistes agglomératiques comme ceux décrits dans l'unité de Ribil (Pareek, 1976; Honegger *et al.*, 1982).

Des intrusions de granite ont également été décrites dans l'unité du Tso Morari, d'abord près du col de Polokongka-la puis un peu partout dans le dôme. La signification de ces granites a été discutée. Pour Fuchs & Linner (1997), ils sont équivalents aux orthogneiss cambro-ordoviciens au coeur du dôme, alors que Thakur (1983) proposent qu'ils n'ont été mis en place que tardivement dans les sédiments. Bien qu'une auréole de contact ait été décrite (Thakur, 1983), nous ne l'avons pas observée autour de ces granites. De plus ils ont été impliqués très précocément dans les déformations affectant l'unité du Tso Morari.

Afin de résoudre cette question, des datations Rb-Sr ont été effectuées sur ces granites de Polokongka-La (Partie III, de Sigoyer *et al.*, en prep.). Des âges Rb-Sr sont proposés pour cette unité à 487 ± 25 Ma (Trivedi *et al.*, 1986), ainsi que des âges U-Pb à 479 ± 2 Ma (Steck *et al.*, 1998).

Dans cette unité, des éclogites ont été décrites par Berthelsen (1953) puis remises en question (Thakur, 1983). Georges Mascle les a retrouvées en 1993. Depuis trois missions de terrain (1994, 1996, 1998), ont permis d'effectuer sur ces roches de HP une étude pétrologique détaillée (Partie II).

L'unité du Tso Morari est limitée au sud par un grand accident normal, la zone de déformation ductile de Karzog. Cette faille sépare le Tso Morari des séries sédimentaire téthysiennes au sud (Steck *et al.*, 1998).

L'unité du Tso Morari est donc délimitée par des failles normales, la faille normale de Zildat au nord (Ph. I-9) qui rejoint probablement celle de Karzog au sud. Ces accidents étaient décrits comme des chevauchements (Thakur, 1983). La faille de Zildat est soulignée par des boudins de serpentinites (Ph. I-10). Thakur (1983) reconnaît le premier la structure en dôme allongé du Tso Morari plongeant dans toutes les directions, précisant les descriptions d'anticlinal d'axe nord-ouest sud-est proposée auparavant (Thakur & Virdi, 1979). L'évolution tectonique et métamorphique du Tso Morari est polyphasée, eu égard à sa structuration initiale lors du rifting, à sa subduction lors de la rencontre Inde-Asie, puis à son exhumation. L'éclogitisation du dôme a partiellement effacé les structures anté-subduction, notre étude porte essentiellement sur l'exhumation du dôme, donc sur les structures post-subduction (parties II et III).

Tardivement de grands blocs basculés, d'échelle kilométrique, limités par des failles normales à regard nord ouest dans la partie nord et sud est dans la partie sud se sont développés dans le dôme. Ils sont bien visibles en vue aérienne (Ph. I-11), et témoignent d'un événement en extension cassante, localisé dans l'extrados du dôme du Tso Morari (Ph. I-12).

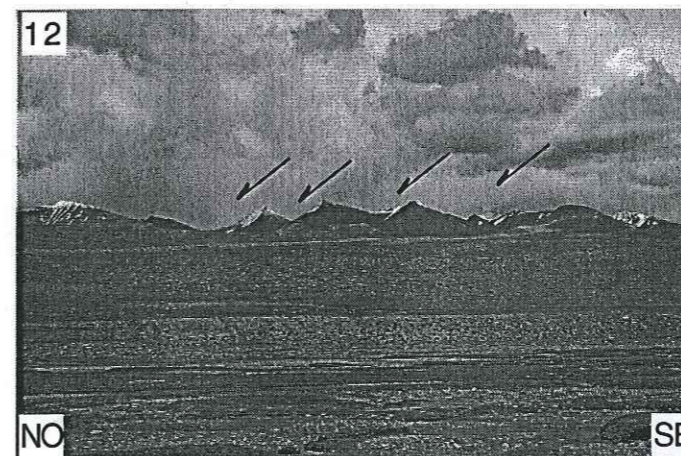
Notons par ailleurs que des sources d'eau chaude contenant du soufre sont observées à Puga (Ph. I-13), elles sont probablement associées à de la tectonique décrochante active, responsable de la formation des bassins en "pull apart".

IV-9. L'unité de Mata

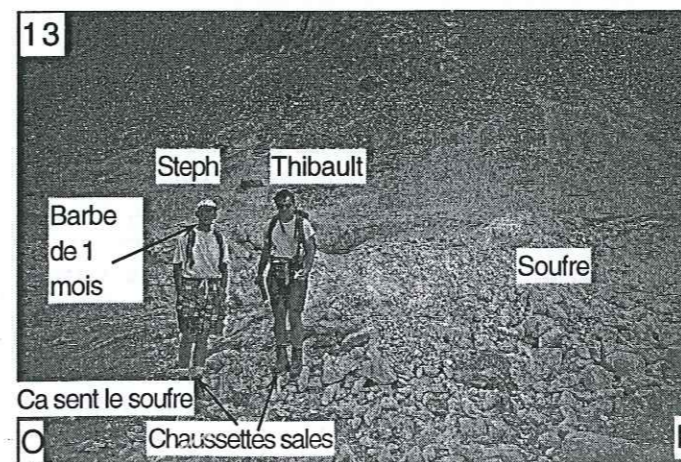
L'unité de Mata est séparée au Nord de celle du Tso Morari par une zone de déformation ductile normale (Fig. I-11, I-12), la zone de détachement de Karzog, et par l'ophiolite de Karzog (Ph. I-14) (Berthelsen, 1953). La signification de cette ophiolite et de l'interface entre le Tso Morari et Mata sont largement discutées. Nous considérons que l'ophiolite de Karzog est un équivalent de celle de Nidar observée dans la zone de suture au nord, chevauchant la marge indienne. Pour Fuchs & Linner (1996) cette ophiolite est permienne, elle se met en place lors du rifting entre le bloc du Tso Morari qui s'individualise et la marge indienne. Thakur & Virdi (1979), considèrent que ces roches appartiennent à la couverture paléozoïque supérieure. En plus du complexe de Karzog, Steck *et al.* (1998) décrivent une nappe sédimentaire, l'unité de Tetroagal située entre le Tso Morari et l'ophiolite de Karzog. Cette nappe proviendrait de l'interface entre le Tso Morari et la zone de suture au nord, elle est considérée comme la base de la nappe de Mata, et constituée de dépôts permo-mésozoïques associés à des metabasalts, l'ensemble est métamorphisé dans le faciès schistes verts.



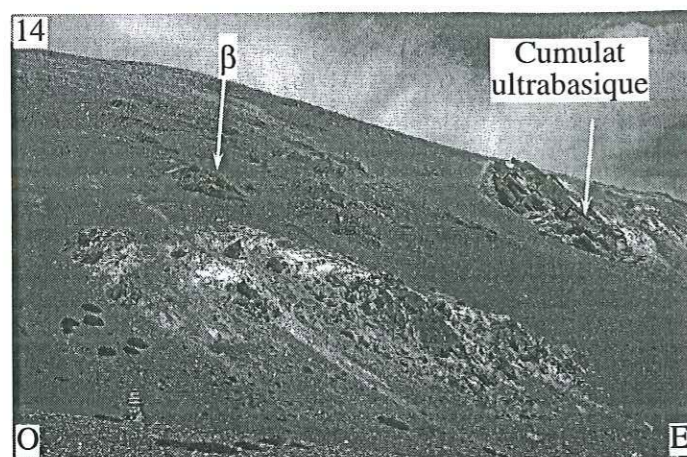
Ph. I-11 : Vue aérienne de la région du Tso Morari montrant une géométrie radiale, soulignée par des blocs basculés.



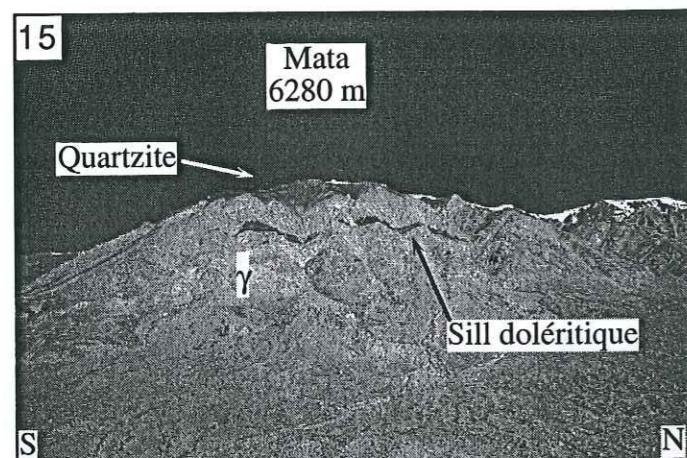
Ph. I-12 : Blocs basculés de l'unité du Tso Morari, limités par des failles normales tardives.



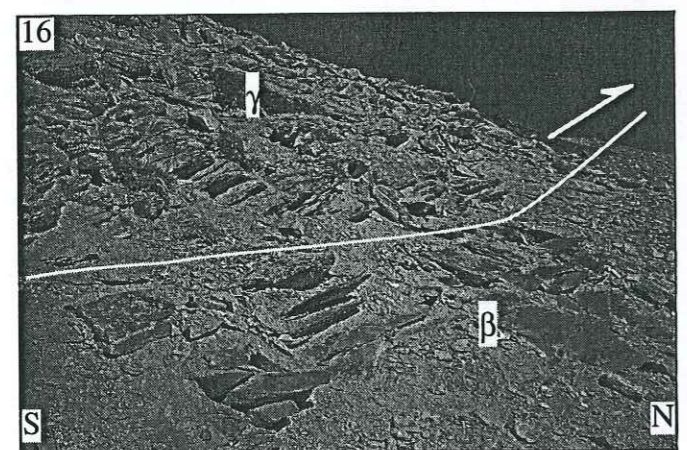
Ph. I-13 : Sources d'eaux sulfureuses à Puga.



Ph. I-14 : Roches basiques (β) et ultrabasiques de l'ophiolite de Karzog.



Ph. I-15 : L'orthogneiss de Mata, ou granite de Rupshu-Mata (γ). Des sillons doléritiques sont en intrusion dans ce granite.



Ph. I-16 : Contact nord de l'orthogneiss de Mata (γ), avec la couverture métasédimentaire et metabasaltique (β).

Au sud de l'ophiolite de Karzog affleure l'unité de Mata composée d'un orthogneiss en intrusion, appelé le granite de Rupshu-Mata (Ph. I-15), il forme un sill de 24 km de long, 5 km de large et 500 m d'épaisseur, sa direction d'allongement est nord-ouest sud-est, son âge et les mécanismes de sa mise en place sont discutés. La partie sud-est du granite est recoupée par le grabben du Tso Morari, c'est là que nous l'avons observé. Il forme le massif de Mata, point culminant de l'unité (6275m) (Ph. I-15). Ce granite est intrusif dans des séries sédimentaires qui selon les observateurs débutent au Précambrien (Fuchs & Linner, 1996) ou au Cambrien et se poursuivent dans le Paléozoïque inférieur (Formation d'Haimantas à Lipak) (Steck *et al.*, 1998). D'autres pensent qu'elles débutent au Permien (Virdi & Thakur, 1978 ; G. Mascle, com. pers, 1998). En effet Virdi & Takur (1978) ont décrit des faunes permienes dans la partie sud de l'unité, au sud du granite, dans des séries sédimentaires que Steck *et al.* (1998)

attribuent au paléozoïque inférieur. Le contact magmatique du granite avec son encaissant est franc (Ph. I-15). Berthelsen (1953) décrit une auréole de métamorphisme, la bordure nord entre le granite et les sédiments est fortement schistosée, elle montre des mouvements chevauchants toit-vers-le-nord-est (Ph. I-16).

Dans le granite et dans la série sédimentaire s'observent des sillons de dolérites (Ph. I-15). Certains considèrent que ce granite se prolonge au nord-ouest par le granite de Sangtha (Fuchs & Linner, 1996), ou par le granite des Nyimaling daté à 460 ± 8 Ma (Stutz & Thöni, 1987).

L'évolution tectonique de l'unité de Mata est polyphasée. De grands plis, qui ont un plan axial parallèle à la schistosité, pentés vers le sud ouest affectent toute l'unité (orthogneiss et sédiments). La vergence de ces plis est discutée. Berthelsen (1953), Virdi *et al.* (1978), Thakur & Virdi (1979) et nous même considérons qu'ils ont une vergence vers le nord-est, alors que Steck *et al.* (1998) en font des plis à vergence sud. Cette différence d'appréciation, due notamment à un désaccord sur l'âge des séries sédimentaires, change totalement l'interprétation que nous faisons de cette unité par rapport à "l'école suisse". Ces données structurales et leur interprétation sont discutées dans la partie IV.

Partie II

Analyses pétrologiques
des unités structurales
de la région du Tso Morari

Partie II- Analyses pétrologiques des unités structurales de la région du Tso Morari

Dans ce chapitre sont présentées les évolutions pétrologiques des échantillons prélevés tout au long de la coupe étudiée, zone de suture (Chapitre I), Unité du Tso Morari (Chapitre II), Unités Karzog-Mata (Chapitre III). L'objectif de cette étude est de caractériser le métamorphisme des différentes unités. Nous présentons en particulier la découverte d'assemblages de HP-BT (éclogites à glaucophane), ainsi que la description de métapélites et d'orthogneiss éclogitiques, dans la chaîne himalayenne. Plus de 1500 analyses chimiques des minéraux ont été effectuées sur les microsondes électroniques CAMECA et CAMEBAX SX50 de Grenoble (à l'EN-SEG), de Lausanne, Berne, Clermont-Ferrand et d'Orléans. Des silicates naturels et des oxydes ont été choisis comme standards. Les minéraux ont été analysés par spectrométrie, le temps de comptage étant de 10 secondes, le courant image de 15 nA et l'énergie d'accélération de 15kV.

La présentation de quelques données géochimiques sur des échantillons sélectionnés complète cette étude: elles permettent de discuter brièvement leur nature et leur origine. Les analyses des éléments majeurs et traces ont été effectuées par fluorescence X par Mr. Paul Capiez à l'université de Lyon. Les éléments traces et les terres rares ont été dosés par ICPMS au CRPG de Nancy. Certaines analyses de terres rares sur minéraux (Ts34, Ts51, Ts45, Ch171c, Ch171b) ont été effectuées par ICPMS à l'université de Grenoble par Mme F. Keller.

Les échantillons étudiés, prélevés tout au long de la coupe, sont localisés sur la carte présentée en (Fig. II-1).

La plupart des abréviations minérales utilisées sont de Kretz (1983). Les autres sont énumérées au début du manuscrit.

Chapitre I- Pétrologie et géochimie du domaine nord

I-1. Bilan des données pétrographiques sur le batholite du Ladakh et les séries de l'Indus

Rappelons que le domaine nord regroupe toutes les unités situées au nord du massif du Tso Morari, du batholite du Ladakh à l'unité de Ribil.

a- Le batholite du Ladakh

Une étude précise de la minéralogie et de la chimie du batholite transhimalayen du Ladakh (Debon *et al.*, 1986 ; Honegger *et al.*, 1989) indique qu'il est constitué de 10 à 20% de filons basiques intrusifs, 30% de filons intermédiaires et 50% de granodiorites, avec parfois 10% de leucogranites. Les analyses géochimiques effectuées sur ce batholite montrent que la série est calco-alcaline, de type batholite andin (Honegger *et al.*, 1989). La séricitisation locale des plagioclases indique que ce batholite n'a subi, après sa cristallisation, qu'un métamorphisme de faible grade dans le faciès Zéolite (*ibid.*). Des analyses d'éléments majeurs et traces ont été effectuées sur un échantillon du batholite (Ts10) (Annexe II-1). Cependant les fortes teneurs en Al_2O_3 (> 19 %wt), en éléments alcalins et en MgO (5.7 %wt) suggèrent un caractère cumulatif de cette roche. Qui est confirmé par le diagramme Al_2O_3 vs. TiO_2 (Fig. II-2). Or les diagrammes de discrimination ne peuvent être utilisés pour les roches issues de liquides.

b- Les séries de l'Indus

Les Séries de Skining et de Temesgan sont non métamorphiques, comme plus à l'ouest au Ladakh (Van Haver, 1984). Dans les pélites rouges de Gongmaru-La et la molasse multicolore de Nurla du Ladakh occidental, Van Haver (1984) décrit une évolution diagénétique. D'après Honegger *et al.* (1989), le métamorphisme dans les séries de l'Indus n'a jamais dépassé les faciès Zéolite-Prehnite-Pumpellyite, soit un métamorphisme de très faible grade. Il est associé au chevauchement vers le sud-ouest de ces unités, dès l'Éocène (47-23 Ma) (Van Haver *et al.*, 1986).

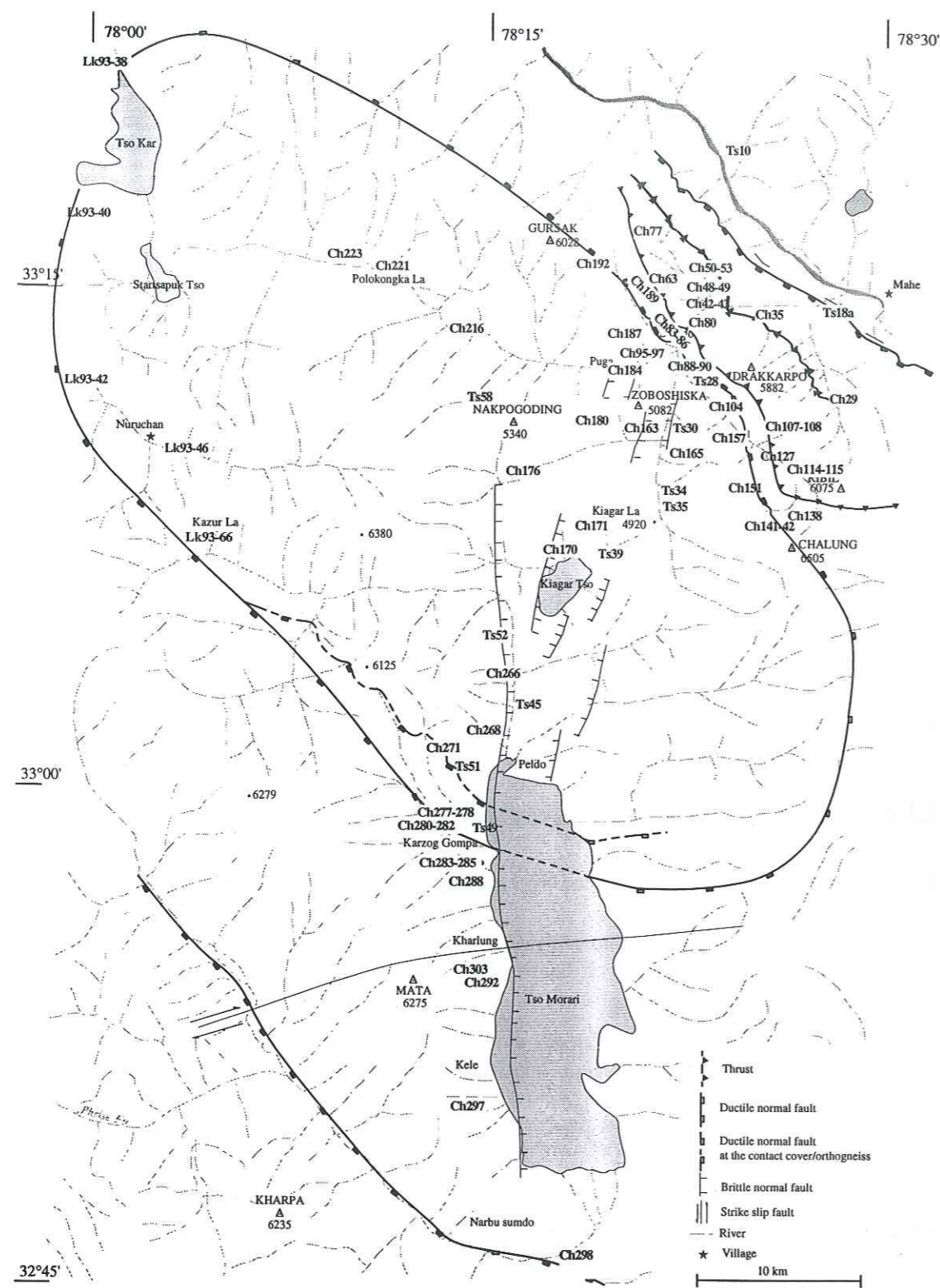


Fig. II-1 : Localisation des échantillons.

I-2. L'ophiolite de Nidar

L'ophiolite de Nidar représente les restes d'une lithosphère océanique située, avant la collision, entre les deux marges continentales. Toute la séquence ophiolitique peut être observée dans le complexe de Nidar.

a- Métamorphisme

L'observation des basaltes des pillow lavas en microscopie optique montre qu'ils présentent une texture vitreuse à microlithique (Ph. II-1). Dans la matrice de verre se trouve des ba-

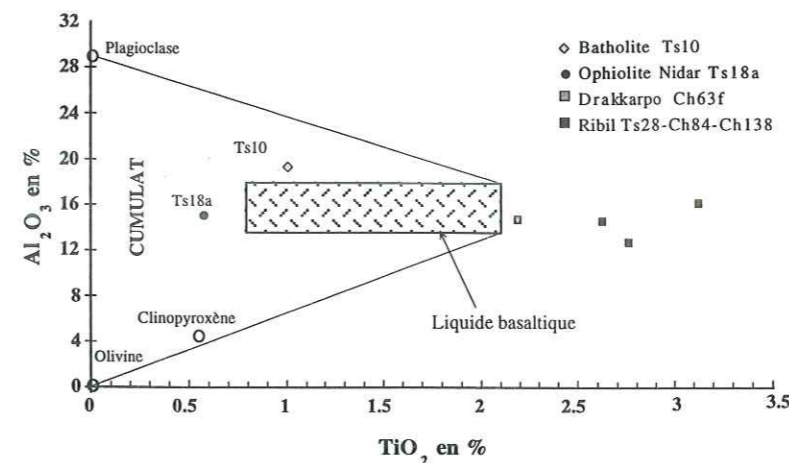


Fig. II-2 : Diagramme Al_2O_3 vs. TiO_2 , pour les roches du domaine nord, permettant de distinguer les roches cumulatives des roches provenant de liquides basaltiques.

guettes aciculaires de plagioclases, ainsi que des petits cristaux de clinopyroxènes (augite probablement), et d'olivines (Ch17a). Certains pyroxènes sont totalement pseudomorphosés par de la chlorite. Les nombreuses vacuoles et les fractures observées sont systématiquement remplies de chlorites, de carbonates, de quartz et de quelques muscovites. Plus les échantillons sont fracturés, plus la chlorite est abondante. Certains basaltes, à texture microlithique porphyrique, contiennent des phénocristaux d'augite de 2-3mm : ils sont localement fracturés. La plupart des augites sont légèrement beiges en lumière naturelle et partiellement pseudomorphosées par de la chlorite en bordure de grains, avec plus ou moins de biotites.

Dans le complexe filonien sont observées des microdiorites (Ch20a) à texture microgrenue hétérogranulaire (Ph. II-2). Ces microdiorites sont essentiellement constituées de plagioclases en petites baguettes millimétriques ou en grandes plages poecilites damouritisées, et d'hornblendes vertes prismatiques. Ces dernières sont des minéraux fréquents dans ce type de roche. Des micas blancs altérés sont visibles. De gros cristaux de quartz s'observent dans la matrice et dans les fractures qui recoupent ces roches. Près de ces fractures, l'altération des minéraux augmente. Des oxydes et des zircons constituent les minéraux accessoires.

Des filons de dolérites ont également été échantillonnés : ils sont constitués de grandes plages de plagioclases et de clinopyroxènes partiellement altérés.

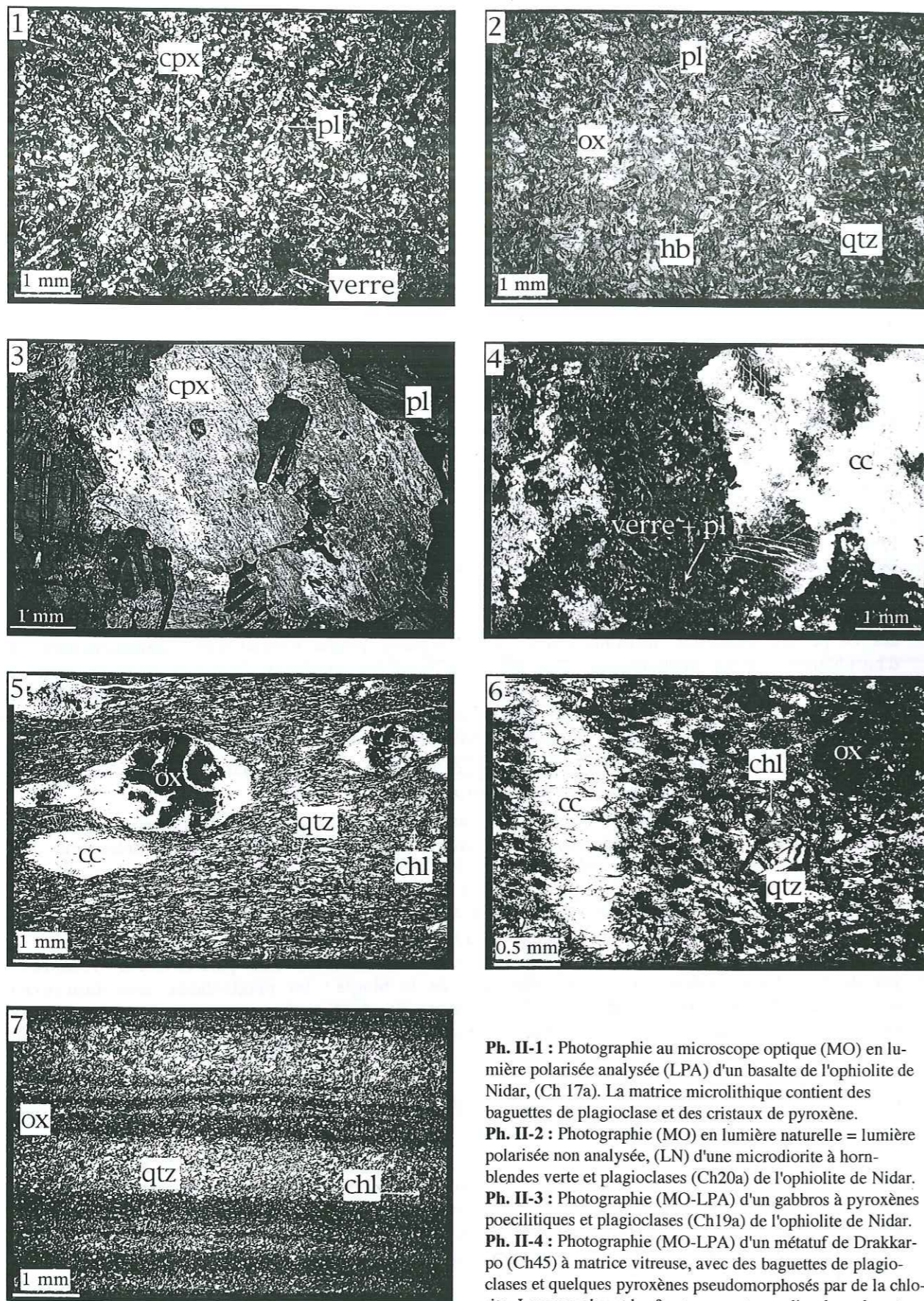
Les gabbros observés dans cette ophiolite ont sensiblement la même paragenèse que les filons de dolérites. Leur texture est grenue isogranulaire et cumulative ; ils présentent des phénocristaux de plagioclases et d'augites (Ph. II-3). Quand les gabbros sont très frais (Ch19a), les pyroxènes sont gris pâle avec deux clivages à 90° et montrent des teintes de polarisation du second ordre et une extinction à 40-50°. Ils sont poecilites et englobent des plagioclases. Notons la présence dans l'échantillon (Ch31) de dialage, minéral de fort relief, à teinte jaunâtre et à clivages à 90°. Tous ces pyroxènes peuvent être partiellement remplacés par de la chlorite tardive ou plus rarement par de la biotite ; les plagioclases sont damouritisés. De la chlorite ainsi que des amphiboles vert-pâle tardives apparaissent entre les minéraux. La chlorite accompagne également les carbonates dans des fractures qui recoupent ces gabbros (Ch31-Ch22).

Enfin, cette ophiolite contient des roches ultrabasiques. Ce sont des dunites et des harzburgites serpentinisées à matrice d'antigorites et phénocristaux d'augites. Elles contiennent aussi quelques chromites (Thakur & Bath, 1983 ; Guillot *et al.*, 1998) (Ch33).

Ces observations permettent d'affirmer que l'ophiolite de Nidar n'a jamais subi de métamorphisme de haute pression. En effet, les seuls minéraux non magmatiques observés sont des carbonates, des chlorites et du quartz, et quelques pistachites. Ces minéraux secondaires sont essentiellement observés à proximité des fractures. Il semble donc que cette ophiolite n'a pas même atteint le faciès schistes verts mais a tout au plus subi un hydrothermalisme important. Les fluides hydrothermaux, probablement riches en Ca, Cl et en Si, seraient responsables de la fracturation et de la cristallisation de carbonates, chlorites et quartz.

b- Géochimie

Cette ophiolite est considérée classiquement comme un témoin de l'océan néo-téthysien (Ahmad *et al.*, 1996). Cependant, leur étude géochimique indique une signature d'île océani-



Ph. II-1 : Photographie au microscope optique (MO) en lumière polarisée analysée (LPA) d'un basalte de l'ophiolite de Nidar, (Ch 17a). La matrice microlithique contient des baguettes de plagioclase et des cristaux de pyroxène.
Ph. II-2 : Photographie (MO) en lumière naturelle = lumière polarisée non analysée, (LN) d'une microdiorite à hornblendes verte et plagioclases (Ch 20a) de l'ophiolite de Nidar.
Ph. II-3 : Photographie (MO-LPA) d'un gabbros à pyroxènes poecilites et plagioclases (Ch 19a) de l'ophiolite de Nidar.
Ph. II-4 : Photographie (MO-LPA) d'un métatuf de Drakkarpo (Ch 45) à matrice vitreuse, avec des baguettes de plagioclases et quelques pyroxènes pseudomorphosés par de la chlorite. Les vacuoles et les fractures sont remplies de carbonates.
Ph. II-5 : Photographie (MO-LN) d'une lame mince de métatuf (Ch 63a), de Drakkarpo avec cristallisation de carbonates et d'oxydes dans les vacuoles. La matrice contient du quartz et de la chlorite.
Ph. II-6 : Photographie (MO-LN) d'un métatuf (Ch 63i) de Drakkarpo fracturée. Dans la fracture il y a de la calcite, en bordure a cristallisé de la chlorite.
Ph. II-7 : Photographie (MO-LN) d'un métatuf tellement déformé (Ch 63) que s'observe une alternance de niveaux clairs à quartz et carbonates et de niveaux sombres à chlorites et plagioclase.

que. Thakur & Bath (1983) interprètent cette signature d'OIB comme résultant de la contamination crustale du magma durant le rifting. Nous avons effectué des analyses d'éléments majeurs et traces sur un échantillon (Ts18a) de l'ophiolite (Annexe II-1). Cet échantillon n'est pas idéal pour une étude géochimique car il contient des fractures remplies de carbonates et de quartz, reflétées par une perte au feu importante de 3.2 %wt (Annexe II-1). Néanmoins, ce sont les seules analyses dont nous disposons actuellement. Pour en extraire une information valide sur la nature et le contexte de mise en place de cet échantillon, nous n'avons considéré que les éléments les plus immobiles (Ti, Ta, Nb, Ar, Hf, P, Mn et les terres rares). Le spectre des éléments traces normalisé aux N-MORB (Fig. II-3) montre un enrichissement en Rb et K₂O, ainsi qu'un appauvrissement en Th, Ta, Ce et surtout Nb. Pour le reste des éléments et en particulier pour les terres rares, le spectre est plat, légèrement appauvri par rapport aux MORB. La normalisation de ces éléments par rapport à la chondrite (Fig. II-4a) montre deux pics positifs en Rb et K et deux pics négatifs en Th et P, avec une anomalie négative en Nb par rapport aux éléments voisins (K et Ta). Le comportement de ces éléments est caractéristique des **basaltes d'arrière-arc ou d'avant-arc**, formés à l'aplomb d'une zone de subduction (Juteau & Maury, 1997) (Fig. II-4b). Ce sont des intermédiaires entre les MORB et les tholéiites d'arcs volcaniques. L'emplacement de cette ophiolite, proche du batholite du Ladakh et de la palézone de subduction, est compatible avec cette hypothèse. Remarquons d'autre part, sur les spectres d'éléments traces, le pic en Sr, probablement lié à la présence de carbonates dans les fractures. Le Sr ne sera donc pas utilisé dans nos diagrammes.

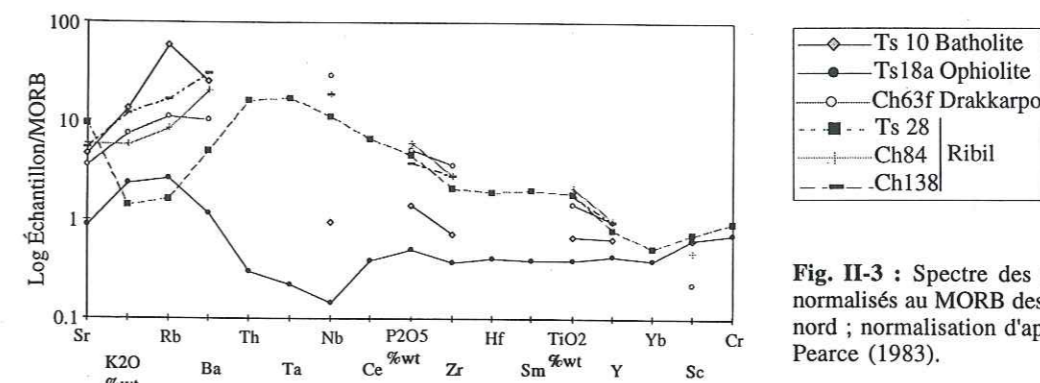


Fig. II-3 : Spectre des éléments traces normalisés au MORB des roches du domaine nord ; normalisation d'après les données de Pearce (1983).

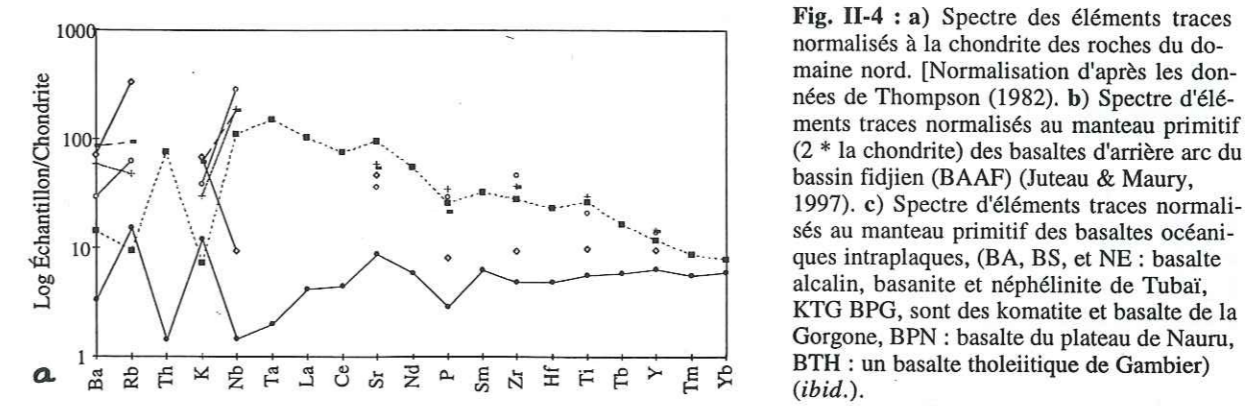


Fig. II-4 : a) Spectre des éléments traces normalisés à la chondrite des roches du domaine nord. [Normalisation d'après les données de Thompson (1982). b) Spectre d'éléments traces normalisés au manteau primitif (2 * la chondrite) des basaltes d'arrière arc du bassin fidjien (BAAF) (Juteau & Maury, 1997). c) Spectre d'éléments traces normalisés au manteau primitif des basaltes océaniques intraplaques, (BA, BS, et NE : basalte alcalin, basanite et néphéline de Tubai, KTG BPG, sont des komatite et basalte de la Gorgone, BPN : basalte du plateau de Nauru, BTH : un basalte tholéitique de Gambier) (*ibid.*).

Un basalte relativement riche en MgO a été analysé. Bien qu'il tombe dans le champs de cumulat dans diagramme Al_2O_3 vs. TiO_2 (Fig. II-2), les observations microscopiques confirment que c'est un basalte. Ces analyses reportées dans des diagrammes d'éléments majeurs et traces vont confirmer la double signature (MORB-OIB) de cette ophiolite.

Sur la base d'éléments majeurs $(FeO+TiO_2)/Al_2O_3/MgO$ (Rickwood, 1989, corrigé par Rollinson, 1993) (Fig. II-5), et sans utiliser les éléments alcalins qui sont trop mobiles, nous associons cette roche à un basalte tholéiitique. Dans un diagramme très similaire $FeO/MgO/Al_2O_3$ (Pearce *et al.*, 1977) (Fig. II-6), comme dans le diagramme d'éléments traces immobiles $(Hf/3)/Th/Ta$ (Fig. II-7), cet échantillon se trouve dans le champs des MORB. En revanche, dans les diagrammes $(Ti$ vs. $Zr)$ (Fig. II-8) et $TiO_2/(MnO*10)/(P_2O_5*10)$ (Fig. II-9) cet échantillon se trouve, non plus dans le champs des MORB, mais dans celui des arcs insulaires. Cette double signature de MORB et d'arcs insulaires apparaît également dans les diagrammes $(2*Nb)/(Zr/4)/Y$ (Fig. II-10) et $(Ti/100)/Zr/(Y*3)$ (Fig. II-11). Enfin la relation V vs. $(Ti/1000)$ (Fig. II-12) suggère également une origine de MORB ou de bassin d'arrière- ou d'avant-arc mais exclut une signature d'OIB, comme le propose Thakur & Bath (1983).

- I : basaltes komatiïques
- II : basaltes tholéiïtiques
- III : champ tholéiïtique
- IV : champ calco-alcalin

pointillés : classification des roches volcaniques

- ◇ Batholite Ts10
- Ophiolite Nidar Ts18a
- Drakkarpo Ch63f
- Ribil Ts28-Ch84-Ch138

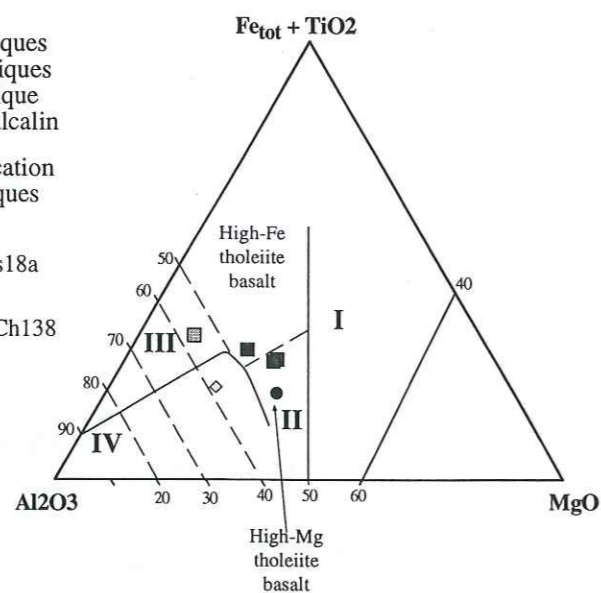


Fig. II-5 : Diagramme $(FeO+TiO_2)/Al_2O_3/MgO$ des roches basiques du domaine nord, d'après Rickwood (1989), corrigé par Rollinson (1993).

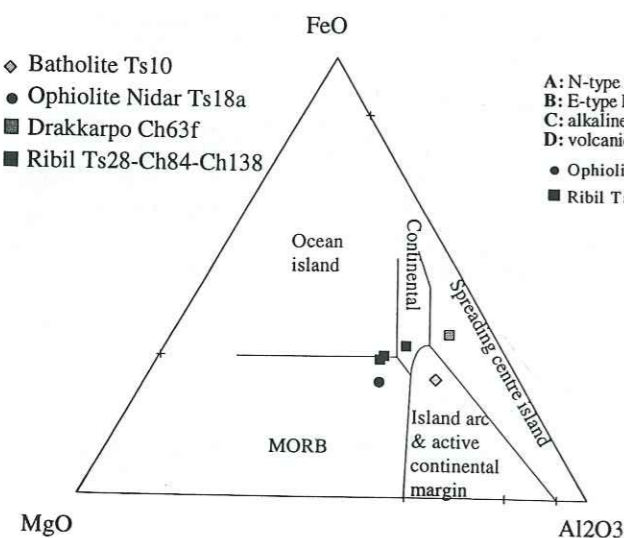


Fig. II-6 : Diagramme $FeO/MgO/Al_2O_3$, d'après Pearce *et al.* (1977). Ce diagramme est normalement utilisé pour les roches riche en $SiO_2 = 51-56$ wt% (recalculé sans H_2O). Il ne s'applique rigoureusement qu'à Ts18a.

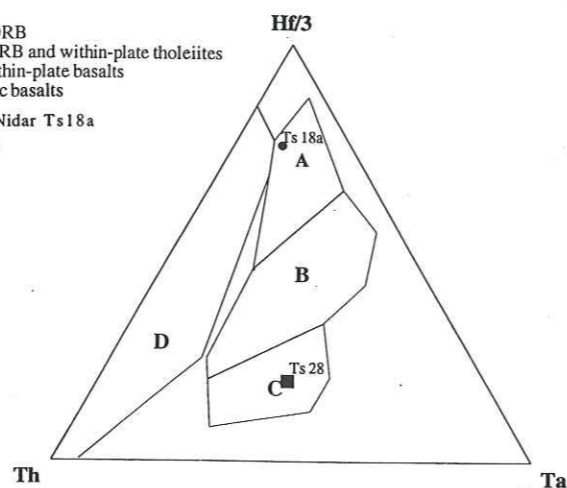


Fig. II-7 : Diagramme $(Hf/3)/Th/Ta$ des roches basiques du domaine nord, d'après Wood (1980).

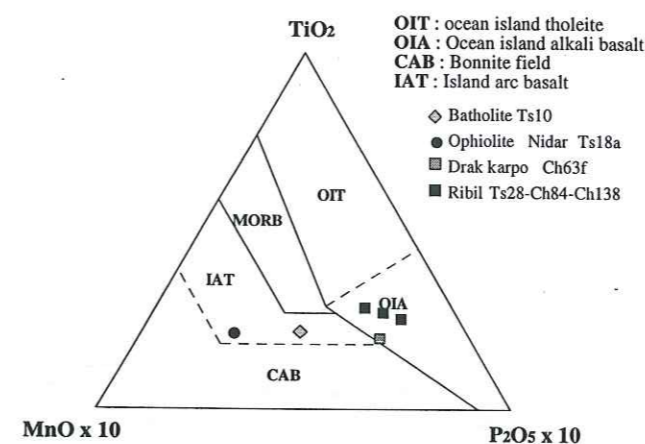


Fig. II-9 : Diagramme $TiO_2/(MnO*10)/(P_2O_5*10)$ des roches basiques du domaine nord, d'après Mullen (1983).

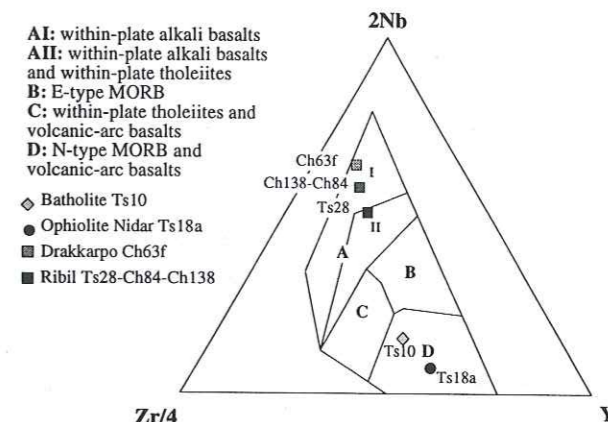


Fig. II-10 : Diagramme $(2*Nb)/(Zr/4)/Y$ des roches basiques du domaine nord, d'après Meschede (1986).

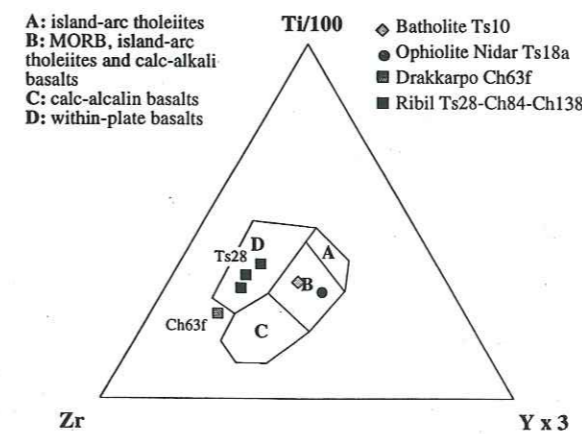


Fig. II-11 : Diagramme $(Ti/100)/Zr/(Y*3)$ des roches basiques du domaine nord, d'après Pearce & Cann (1973).

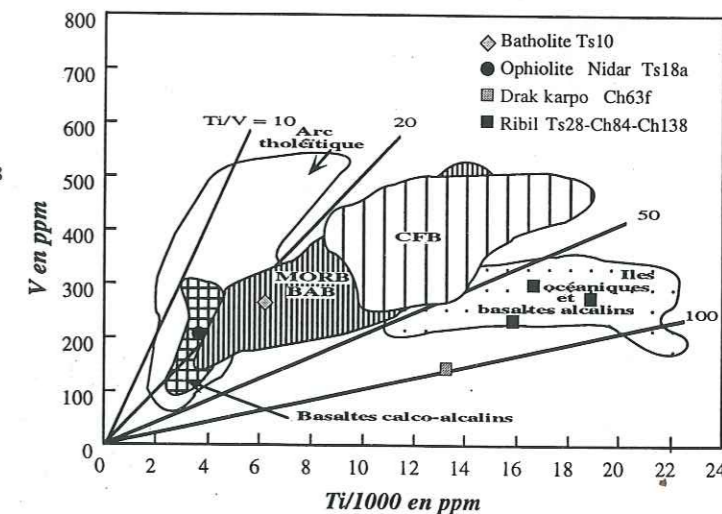


Fig. II-12 : Diagramme V vs. $(Ti/1000)$ des roches basiques du domaine nord, d'après Shervais (1982).

I-3. Unités de Drakkarpo et de Ribil

Ces deux unités sont rarement distinguées dans la littérature, sauf par Fuchs & Linner (1996). Comme nous l'avons dit précédemment, de nombreux auteurs considèrent qu'elles représentent le mélange ophiolitique de Zildat, dans lequel des schistes bleus ont été observés (Jan, 1987). Bien que nous ayons choisi de distinguer ces deux unités sur les plans lithologique et structural, les unités de Drakkarpo et de Ribil semblent présenter les mêmes caractéristiques métamorphiques et géochimiques : nous les avons donc regroupées dans le même paragraphe.

Rappelons que les lithologies rencontrées dans ces unités sont variées. Il s'agit de roches sédimentaires: dolomies, marbres, radiolarites, conglomérats, arénites - et de roches magmatiques basiques: tufs, basaltes, cendres et serpentinites, attribuées à des MORB ou à des OIB (Ahmad *et al.*, 1996 ; Fuchs & Linner, 1997 ; Guillot *et al.*, 1998). Dans l'unité de Ribil ont été décrits des "Agglomeratic slates" (déposés au Carbonifère supérieur Permien inférieur) métamorphisés, des métadolomies et des marbres ainsi que des metabasaltes et des métatufs attribués aux Panjals Trapps permien (G. Mascle com. pers. 1996). Cependant, une étude géochimique préliminaire sur ces metabasaltes suggère que ces roches n'ont pas une signature de tholéiite continentale.

a- Métamorphisme

• L'unité de Drakkarpo

Les conglomérats de l'unité de Drakkarpo sont constitués de galets ronds de taille variable (Ch35b), composés majoritairement de quartz avec parfois des micas blancs et de chlorites. Entre les galets, la matrice est quartzitique, le quartz ayant recristallisé au cours de la déformation. La matrice comprend également des muscovites et des chlorites entre les galets où la déformation se localise. De nombreuses fractures, enduites de carbonates et de chlorites, lézardent ces conglomérats.

Les schistes sont composés de quartz, de carbonates, de micas blancs et d'oxydes (Ch43). La foliation est soulignée par les quartz, les micas et par quelques carbonates. Cette foliation a été déformée par des cisaillements importants, soulignés principalement par les micas (cf. Partie IV). Tardivement, d'autres carbonates recoupent ces structures.

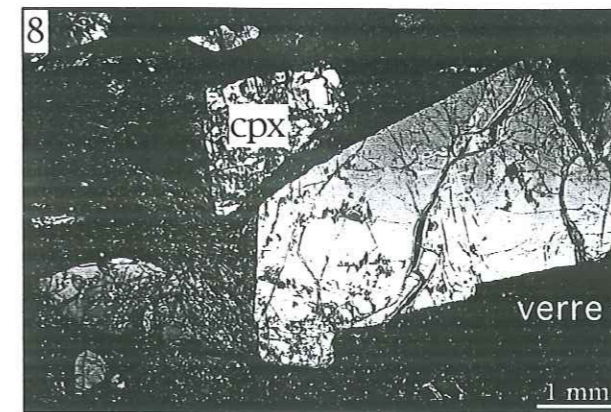
L'unité de Drakkarpo contient des tufs, plus ou moins déformés (Ph. II-4). Tous les intermédiaires existent entre des tufs très peu déformés et d'autres complètement lités.

Les tufs les moins déformés ont préservé leur texture vitreuse et leur minéralogie magmatique. Ils sont constitués d'une matrice, dans laquelle ont cristallisé de fines baguettes de plagioclases (Ch45c) (Ph. II-4). Certains clinopyroxènes globuleux, à peine plus gros (< 1 mm), sont visibles mais la plupart sont totalement remplacés par de la chlorite seule ou associée à des muscovites, des plagioclases et des pistachites. Toutes les vacuoles des tufs sont remplies de carbonates, de quartz et entourées d'oxydes de fer (Ch71-Ch63) (Ph. II-4, II-5). La cristallisation dans ces vacuoles se fait généralement de façon concentrique avec des alternances carbonates/oxydes (Ch63) (Ph. II-5). Certaines vacuoles sont cisillées et la calcite infiltrée est alors déformée. Ceci implique que le remplissage des vacuoles s'est produit avant le dernier épisode de déformation. Le même remplissage se retrouve dans des fractures qui recoupent les tufs (Ph. II-6). Ces fractures sont elles même déformées par des cisaillements. La fracturation et les minéraux de remplissage suggèrent un premier épisode d'hydrothermalisme similaire à celui de l'ophiolite de Nidar, antérieur à un second épisode de déformation plus régional.

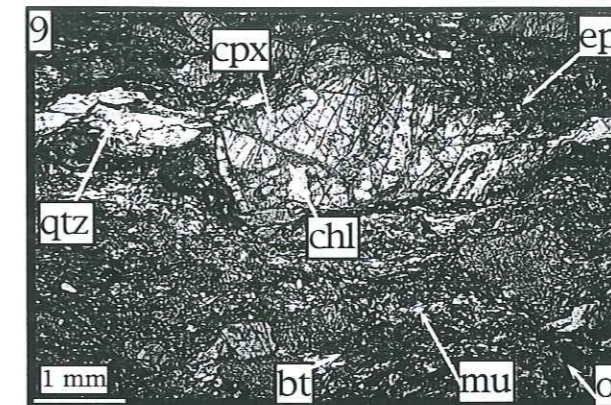
Dans les métatufs où la déformation post-fracturation devient plus importante, les minéraux et les textures magmatiques disparaissent. Les roches sont alors foliées (Ph. II-7): elles présentent une alternance de lits clairs constitués de quartz et de carbonates recristallisés qui soulignent l'étirement, et de lits sombres, composés d'un assemblage de chlorites, d'oxydes, de pistachites et de plagioclases typiques du faciès schistes verts. Ces métatufs sont alors de véritables mylonites en faciès des schistes verts.

• L'unité de Ribil

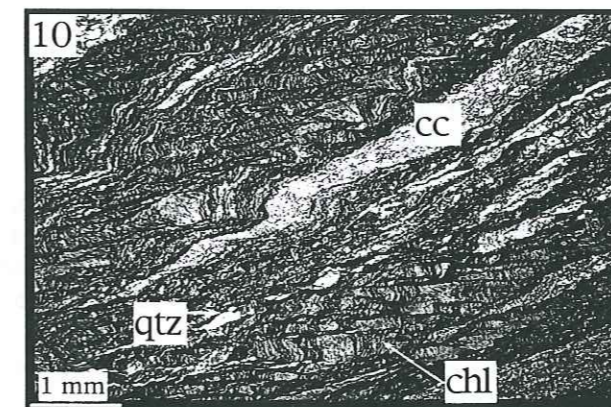
Nos observations pétrologiques portent essentiellement sur les roches basiques de cette unité. Elles sont plus ou moins déformées: certaines sont des métatufs semblables à ceux dé-



Ph. II-8 : Photographie (MO-LPA) d'un metabasalte peu déformé de l'unité de Ribil (Ch84). La matrice est vitreuse. Présence de phénoblastes d'augites zonées.



Ph. II-9 : Photographie (MO-LN) d'un metabasalte à phénocristaux de pyroxènes boudinés (Ch192). Les pyroxènes sont altérés par de la chlorite.



Ph. II-10 : Photographie (MO-LN), d'un metabasalte de l'unité de Ribil (CH245) mylonitisé dans le faciès des Schistes Verts.

crits dans l'unité de Drakkarpo (Ch86-Ch87-Ch121), d'autres sont des metabasaltes à pyroxènes. Les metabasaltes les moins déformés (Ch84-Ch138-Ch192) contiennent des porphyroblastes d'augites de 1 à 2 cm de long (Ch138). Ces augites, légèrement rosées en lumière naturelle, présentent des zonations en lumière polarisée analysée, zonations certainement chimiques (Ph. II-8) (Ch84). Ces augites, fréquemment maclées, sont souvent boudinées, étirées et fracturées. Dans les fractures a cristallisé de la chlorite (Ph. II-9). De plus, les augites sont partiellement pseudomorphosées par des chlorites, des biotites vertes et quelques micas blancs. Certains échantillons présentent des hornblendes brunes magmatiques auréolées d'oxydes. Des oxydes noirs sont également présents dans la matrice.

La matrice de ces metabasaltes, assez sombre, est schistosée. Elle est composée de quartz, de muscovites, d'épidotes et de verre. Des fractures, toujours infiltrées de carbonates, de chlorites et de quartz, recoupent ces roches.

Dans les basaltes de même nature, mais plus déformés se développent des cisaillements contre les porphyroblastes de pyroxène. La chlorite cristallise dans ces plans et pseudomorphose totalement les augites.

Plus les metabasaltes sont déformés, plus des lits de carbonates et de quartz lézardent la roche, à tel point qu'apparaissent des alternances de lits clairs (carbonates et quartz) et de

lits plus sombres (chlorites, pistachites < 0.05 mm, quartz, plagioclases, oxydes de fer et sphène). La mésostase basaltique est boudinée dans ces niveaux (Ch189). Lorsque la déformation est encore plus intense, les augites disparaissent totalement, remplacées par de la chlorite et de la biotite. Ces minéraux néoformés soulignent la foliation S1-S2 et la linéation L2 d'étirement. La foliation s'accompagne parfois d'une crénulation (Ch245) (Ph. II-10).

L'évolution des metabasites de l'unité de Ribil est tout à fait similaire à l'évolution des métatufs de l'unité de Drakkarpo : depuis des roches bien préservées de la déformation majeure, qui présentent des minéraux et des textures magmatiques, n'ayant probablement enregistré qu'un épisode d'hydrothermalisme (comme l'ophiolite de Nidar), jusqu'à des roches complètement transposées qui montrent une forte déformation associée à des minéraux typiques du métamorphisme schistes verts (chlorite, épidote, plagioclase, quartz et sphène). Ce type de déformation et métamorphisme s'observe également pour les autres lithologies.

Les arkoses sont également infiltrées de calcite secondaire. Le regroupement des oxydes le long des plans de schistosité, combiné à la recristallisation des minéraux suggèrent une déformation par pression dissolution (Ch244b).

Certains métasédiments présentent une minéralogie plus variée, composée de chlorites, quartz, muscovites, tourmalines bleues, plagioclases, pistachites et oxydes noirs regroupés (Ch146). Ces minéraux sont stables dans les conditions du faciès schistes verts.

Dans les métadolomies, ou les marbres, quelques cristaux de quartz et de chlorites coexistent avec les carbonates.

Les galets de basaltes observés dans les "Agglomeratic slates" sont attribués à un magmatisme plutôt alcalin, qui est associé au début du rifting de la Téthys au Carbonifère supérieur/Permien inférieur (Pareek, 1976 ; Honegger *et al.*, 1989). La matrice de ces schistes semble constituée de cendres volcaniques (Berthelsen, 1953). Ils sont recoupés par des fractures remplies de minéraux du faciès schistes verts (Ch127, Ch114).

Les roches des unités de Drakkarpo et de Ribil donnent donc les évidences d'une déformation très importante associée à un métamorphisme dans des conditions schistes verts. Localement, les roches sont même mylonitisées dans le faciès des schistes verts et perdent toutes reliques minéralogiques et texturales de leur protolithe. Sur l'ensemble des échantillons analysés (plus de 100), nous n'avons jamais pu mettre en évidence un métamorphisme de haute pression dans ces deux unités. De nouveaux échantillons collectés dans l'unité de Ribil seront prochainement étudiés, afin de retrouver les schistes bleus décrit par Jan (1987). Cependant, l'échantillonnage effectué par Jan (1987) se situe très près du Tso Morari, suggérant que ces roches de HP proviennent du dôme. De nouvelles investigations permettront de trancher prochainement sur ce problème.

Notons enfin que le métamorphisme schistes verts est associé à la déformation majeure D2 chevauchante vers le sud-ouest, en direction de la partie externe de la chaîne.

b- Géochimie des roches basiques

La nature des basaltes de l'unité de Drakkarpo est discutée. Certains y reconnaissent des MORB ou des OIB (Ahmad *et al.*, 1996), d'autres des basaltes franchement alcalins à tendance OIB (Fuchs & Linner, 1997). Les basaltes de Ribil sont interprétés, sur des arguments purement lithologiques, comme des Panjal Trapps (Fuchs & Linner, 1996 ; G. Mascle com. pers. 1996). Des analyses géochimiques ont été effectuées sur des roches basiques des unités de Drakkarpo (Ch63f) et de Ribil (Ch84, Ch138, Ts28). Une mise en garde concernant ces données est cependant nécessaire car la signature géochimique de ces échantillons a pu être modifiée par des circulations de fluides, associées au métamorphisme et à la déformation subit par ces roches. Il est donc impératif de considérer préférentiellement des éléments immobiles pour discuter la nature de ces roches magmatiques (Annexe II-1). Le spectre des éléments traces, normalisés aux MORB (Fig. II-3) (Pearce, 1983), est relativement régulier, sauf pour les éléments les plus mobiles (éléments les plus incompatibles, situés à droite du diagramme), dont les variations sont plus chaotiques. Un enrichissement général des éléments traces par rapport au MORB donne un spectre en forme de cloche avec, comme seuls éléments appauvris, les éléments les plus compatibles (Y, Yb, Sc et Cr). L'échantillon Ts28 montre un pic négatif en K₂O et Rb par rapport aux éléments voisins Sr et Ba. Or généralement, l'altération et le métamorphisme ont tendance à enrichir les roches en K (Pearce *et al.*, 1975 ; Potdevin & Marquer,

1987 ; Rollinson, 1993). Cet appauvrissement en K₂O est donc vraiment significatif de la signature géochimique de ces roches. Les autres échantillons présentent cependant des valeurs un peu plus élevées en K₂O.

Lorsque les analyses sont normalisées à la chondrite (Fig. II-4a), les spectres sont très homogènes. Ils montrent un enrichissement en éléments incompatibles (à gauche du diagramme) par rapport à la chondrite, sauf pour K qui présente une anomalie négative par rapport à ses voisins Th et Nb (on ne dispose du Th que pour Ts28). Le Nb est très fortement enrichi dans ces échantillons par rapport à la chondrite. Le comportement de ces éléments est caractéristique des **basaltes alcalins de contexte océanique intraplaque** (Juteau & Maury, 1997) (Fig. II-4c).

Un diagramme Al₂O₃ vs. TiO₂ (Fig. II-2) montre que toutes ces analyses sont issues de liquides basaltiques et non de cumulats. Les diagrammes discriminants peuvent donc être utilisés sur ces roches. Tout d'abord, leur nature alcaline est suggérée par le diagramme de Le Maître *et al.* (1989) (Fig. II-13). Dans un diagramme construit sur les éléments immobiles Ti vs. Zr (Fig. II-8), tous les échantillons sont dans le champs des **laves intraplaques** ; ce diagramme suggère aussi que les roches de l'unité de Ribil sont des roches basiques, alors que celle de Drakkarpo (Ch63f) semble un peu plus différenciée. L'échantillon Ch63f, qui n'est donc probablement pas un basalte, est, dans un diagramme (Ti/100)/Zr/(Y*3) (Fig. II-11), encore isolé des autres, ayant tous une signature de basaltes intraplaques. Les diagrammes discriminants (2Nb)/(Zr/4)/Y (Fig. II-10) (Hf/3)/Th/Ta (Fig. II-7) et TiO₂/(MnO*10)/P₂O₅*10 (Fig. II-9) permettent de préciser que ces roches sont des **basaltes alcalins** d'îles océaniques (sauf Ch63f qui est plus différenciée).

Les spectres de traces et les diagrammes discriminants effectués sur ces échantillons attribuent donc un caractère alcalin et intraplaque à ces roches. Honegger *et al.* (1989, Fig. 3-4) arrivent à la même conclusion pour des échantillons similaires du Ladakh, tout comme Fuchs & Linner (1997) et Guillot *et al.* (1998) pour les basaltes et serpentines de Drakkarpo. Ainsi les unités de Ribil et de Drakkarpo constitueraient des îles océaniques anté-collision, situées près de la marge indienne (car des "Agglomeratic slates" typiques de la marge indienne ont été décrits dans Ribil), plutôt qu'un pied de marge avec des Panjals Trapps, comme il avait été proposé pour l'unité de Ribil. Honegger *et al.* (1989) observent plus à l'ouest, dans la "zone de mélanges", des unités similaires à Drakkarpo et à Ribil, contenant des foraminifères du Crétacé supérieur. Notons enfin que l'unité de Drakkarpo ressemble à celle de Photaksar, située sous l'ophiolite de Spongtag.

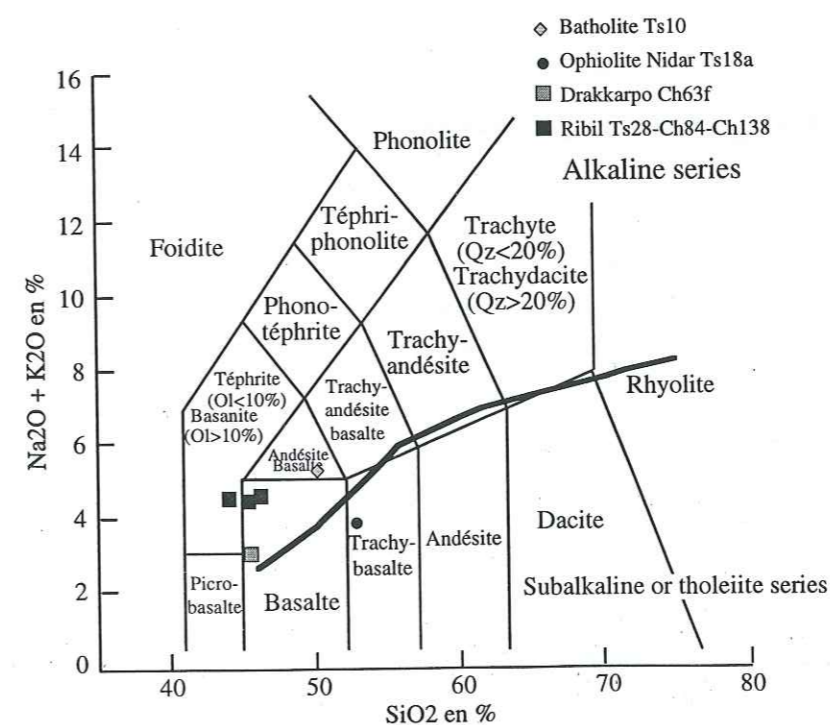


Fig. II-13 : Diagramme (Na₂O + K₂O) vs. SiO₂, d'après Le Maître *et al.* (1989) pour les échantillons de Drakkarpo et de Ribil.

— Limite des séries alcalines et subalkalines ou tholéitiques (Kuno, 1966)

I-4. Bilan

Les données géochimiques acquises sur l'ophiolite de Nidar montrent qu'elle constituait probablement un bassin d'arrière ou d'avant-arc, avant la collision. La situation géographique actuelle de cette ophiolite, entre le flysch de Nindam (témoin de l'arc volcanique de Dras) et l'unité de Drakkarpo, suggère plutôt qu'elle était localisée dans une zone d'accrétion océanique d'avant-arc (entre la zone de subduction et l'arc de Dras) (Fig. II-14).

Quant aux unités de Drakkarpo et de Ribil, elles représentent probablement des îles océaniques à volcanisme alcalin. Leur substratum semble avoir des affinités indiennes, indiquées par la ressemblance entre la base de l'unité de Drakkarpo et les séries de Karamba (Van Haver, 1984), et par la présence d'"Agglomeratic slates" carbonifères pour l'unité de Ribil. Ces substratums se seraient donc désolidarisés de la plaque indienne de façon précoce pendant le rifting permien, et avant ou pendant la mise en place du volcanisme alcalin. Quelle est la contribution d'un panache mantellique dans ce magmatisme? Dans quelle mesure le magmatisme de ces îles pourrait-il constituer l'évolution d'un panache associé aux Panjal Trapps? Une étude géochimique plus complète est indispensable pour répondre à ces questions.

Les observations pétrologiques du domaine nord montrent que les unités les plus éloignées du Tso Morari (le batholite, les séries de l'Indus et l'ophiolite de Nidar) n'ont pas ou peu subi de métamorphisme. Les unités de Drakkarpo et de Ribil, plus proches du dôme du Tso Morari ont été métamorphosées dans le faciès schistes verts. Ce métamorphisme souligne une déformation D1-D2 chevauchante importante, parfois mylonitique à vergence vers le sud puis une déformation D3 vers le nord-est, qui se poursuit dans le domaine cassant. D'autre part, aucune évidence de métamorphisme de HP n'est notée dans tout ce domaine, situé au nord du dôme du Tso Morari.

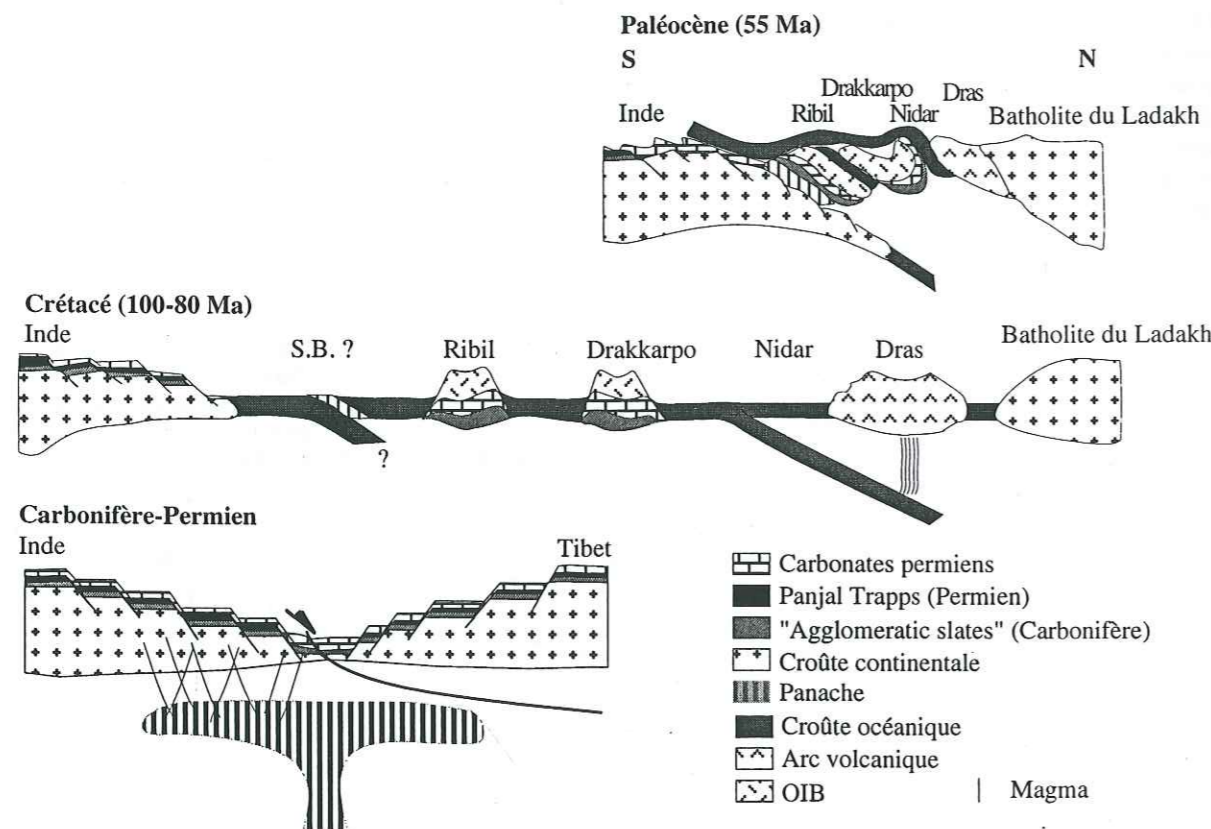


Fig. II-14 : Schéma simplifié de la reconstitution paléogéographique de la suture ophiolitique de Nidar, ainsi que des îles océaniques de Drakkarpo et Ribil.

Chapitre II- Pétrologie et géochimie de l'unité du Tso Morari

Au sud-ouest de la faille de Zildat (Fig. II-1), se trouve l'unité du Tso Morari. Le contraste métamorphique, entre les unités situées à l'est-nord-est et à l'ouest-sud-ouest de cette faille, est saisissant. Alors que les unités de Drakkarpo et de Ribil sont métamorphosées dans le faciès des schistes verts, toutes les lithologies du Tso Morari sont affectées par un métamorphisme de HP-BT. La présence d'éclogites basiques, dans le dôme du Tso Morari, est connue depuis Berthelsen (1953). Dans ce chapitre, nous proposons une étude pétrologique des différentes lithologies du dôme.

Afin de contraindre au mieux l'évolution métamorphique de ces roches, depuis le métamorphisme maximal jusqu'à la rétro-morphose, un échantillonnage ciblé a été effectué. Il tient compte de la lithologie et de la déformation des roches. En effet, la plupart des méthodes, utilisées pour calibrer les conditions de Pression-Température (P-T) du métamorphisme, sont basées sur l'hypothèse d'un équilibre chimique entre les minéraux. Cependant, si toute la roche a atteint cet équilibre, elle peut être utilisée pour estimer les conditions P-T du métamorphisme, mais ne n'informera pas sur le trajet P-T, c'est à dire sur l'évolution métamorphique. Ces dernières informations ne sont obtenues que sur des roches en déséquilibre partiel, présentant des équilibres locaux, où les méthodes de thermobarométrie peuvent être appliquées. La localisation de ces équilibres est souvent fonction de la déformation. En effet en abaissant la taille des grains, la déformation facilite la diffusion et permet l'acquisition d'un équilibre chimique local. D'autre part, la déformation facilite la circulation des fluides, ce qui accélère la cinétique des réactions, et permet d'atteindre l'équilibre plus vite. La relation entre intensité de la déformation et développement de l'équilibre chimique a été démontrée qualitativement (Ridley & Dixon, 1984 ; Koons *et al.*, 1987). À l'effet de la déformation sur la cinétique des réactions, s'ajoute un effet du métamorphisme sur la rhéologie : pendant l'éclogitisation les roches peuvent donc facilement se déformer (Rubie, 1989).

II-1. Pétrologie des roches basiques

a- Métamorphisme

Cette étude a fait l'objet d'une article paru dans European journal of Mineralogy (1997), 9, 1073-1083.

Titre en français : Éclogites à glaucophanes dans le dôme du Tso Morari (Est Ladakh, NW Himalaya)

Résumé en français : Des boudins d'éclogites à glaucophane ont été découverts dans l'orthogneiss cambro-ordovicien et dans la couverture métasédimentaire permienne du dôme du Tso Morari (Est Ladakh, Inde). Des évidences pétrologiques et thermobarométriques montrent que ces roches ont subi un événement métamorphique de haute pression ($P > 16$ kbar, probablement proche de 20 ± 3 kbar) associé à des conditions de relativement basses températures ($T = 580 \pm 50$ °C). Le début de la décompression est isothermale jusqu'à 11 ± 2 kbar. L'enregistrement du métamorphisme de haute pression et relativement basse température dans la chaîne Himalayenne implique la subduction précoce de toute la partie NW de la marge continentale indienne jusqu'à une profondeur minimale de 70 ± 10 km, produite pendant la convergence Inde-Asie. Deux unités, associées à des événements orogéniques différents et successifs, peuvent être distinguées dans le Haut Himalaya du Ladakh-Zaskar : (i) le Massif Nord Himalayen associé à la subduction continentale et (ii) le Cristallin du Haut Himalaya associé à la collision intracontinentale.

Mots-Clefs : Himalaya, Ladakh, éclogites, glaucophane, subduction continentale, thermobarométrie.

Eur. J. Mineral.
1997, 9, 1073-1083

Glaucofane-bearing eclogites in the Tso Morari dome (eastern Ladakh, NW Himalaya)

JULIA DE SIGOYER*, STÉPHANE GUILLOT*, JEAN-MARC LARDEAUX*
and GEORGES MASCLE**

*CNRS-UMR 55-70 - UCB Lyon et ENS Lyon - Laboratoire de Pétrologie et Tectonique,
43 Bd du 11 novembre, F-69622 Villeurbanne cedex, France

e-mail: desigoye@univ-lyon1.fr

** CNRS-UPRES-A 5025 - Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Institut Dolomieu,
rue Maurice Gignoux, F-38031 Grenoble cedex, France

Abstract: Lenses of glaucophane-bearing eclogites have been discovered within the Cambro-Ordovician metagranitic basement and in the Permian metasedimentary cover of the Tso Morari dome (eastern Ladakh, India). Petrological and thermobarometrical evidence shows that these rocks underwent a high-pressure event ($P > 16$ kbar, probably near 20 ± 3 kbar) associated with relatively low-temperature conditions ($T = 580 \pm 60$ °C). The beginning of decompression was isothermal down to 11 ± 2 kbar. Subsequently, temperature increased to 610 ± 70 °C under amphibolite-facies conditions. This record of high-pressure and relatively low-temperature metamorphism in the Himalayan belt implies that an early subduction of the whole NW part of the Indian continental margin to a minimum depth of 70 ± 10 km occurred during the India-Asia convergence. Two different units can be distinguished in the Higher Himalaya of Ladakh-Zaskar, recording two successive and distinct orogenic events: (i) the North Himalayan Massif related to the continental subduction and (ii) the High Himalayan Crystalline slab related to the intracontinental subduction.

Key-words: Himalaya, Ladakh, eclogites, glaucophane, continental subduction, thermobarometry.

Introduction

Most metamorphic studies on the Himalayan belt concern the intermediate-pressure intermediate-temperature metamorphism of the High Himalayan Crystalline slab (e.g. Pêcher, 1989) (Fig. 1), attributed to the collision or intracontinental subduction between the Indian and Asian plates. Since the eighties, high-pressure low-temperature metamorphism has been described in the internal part of the NW Himalayan belt: Cretaceous blueschists (Honegger *et al.*, 1989) and Eocene eclogites (Tonarini *et al.*, 1993), attributed to the Indus Tsangpo suture zone and the Higher Himalaya, respectively. However, despite these significant recent discoveries, the Himalayan evolution

is still interpreted as the result of intracontinental subduction processes (Chemenda *et al.*, 1995).

More recently, eastwards, in the Tso Morari dome (NW Himalaya, Ladakh), classically related to the High Himalayan Crystalline slab (Fig. 1, 2), Guillot *et al.* (1995) have studied eclogites strongly retrogressed under amphibolitic conditions. These garnet-bearing metabasites were first mentioned by Berthelsen (1953). New field research has led to the discovery of glaucophane-bearing eclogites in the same unit, implying high-pressure low-temperature metamorphism, clearly related to subduction processes.

The aim of this paper is, first to describe the mineralogy and the petrological evolution of the glaucophane-bearing eclogites, and second to dis-

1074

J. de Sigoyer, S. Guillot, J.-M. Lardeaux, G. Mascle

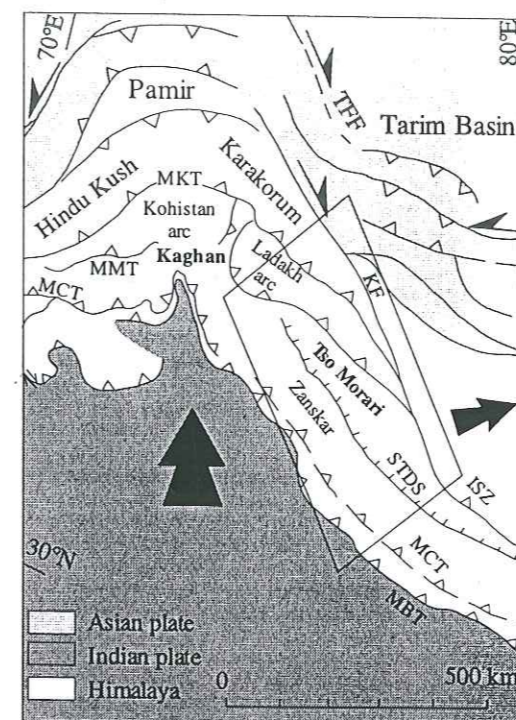


Fig. 1. Structural map of northwest Himalaya, compiled by Lemennicier (1996). TFF: Talass-Fergana Fault. KF: Karakoram Fault. SDTS: South Tibetan Detachment System. IZS: Indus Suture Zone. MKT: Main Karakoram Thrust. MMT: Main Mantle Thrust. MCT: Main Central Thrust. MBT: Main Boundary Thrust. The box represents the investigated area.

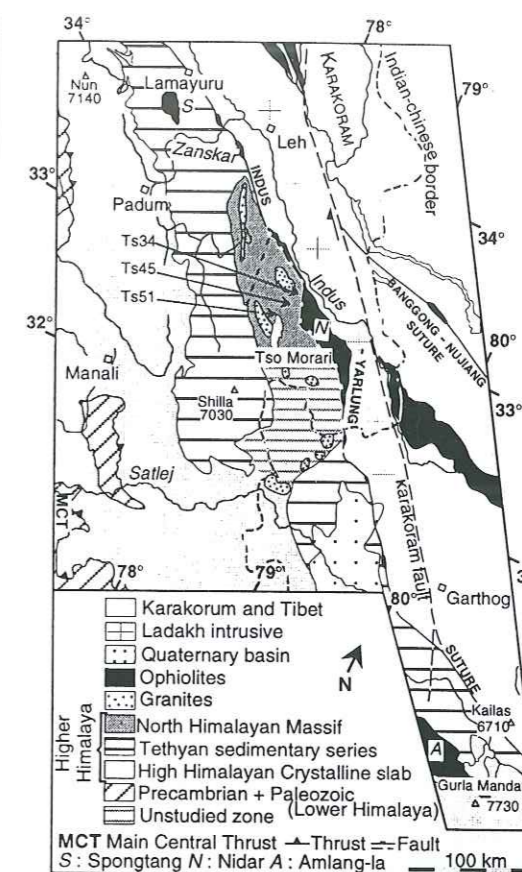


Fig. 2. Location map of the Tso Morari samples, Eastern-Ladakh (India). Ts34, Ts45 and Ts51 are the investigated eclogite samples. Modified after Stutz & Steck (1986) and Stutz (1988).

cuss the consequences of this occurrence for Himalayan geodynamics. Finally, we propose to divide the Higher Himalaya of Ladakh-Zaskar into two different units, according to their contrasting metamorphic evolutions.

Geological context

The Tso Morari crystalline dome is located in the eastern Ladakh (NW Himalaya) (Fig. 1, 2). It is separated to the north from the Indus suture zone by the Zildat detachment fault, and its southern limit with the Tethyan Sedimentary series of Zaskar corresponds also to a detachment fault. The Tso Morari dome belongs to the northern part of the Higher Himalaya, and appears as an internal crystalline massif such as other North Himalayan Massifs (Gurla Mandata and Kangmar in South-Tibet).

The Tso Morari dome is exposed along a 100×40 km area, striking NW-SE. Its southeastern ending has not been recently studied. Colchen *et al.* (1994) established the stratigraphic succession of the Tso Morari dome, which is very similar to the stratigraphic succession defined in the Nimaling antiform, located at the western end of the Tso Morari area (Stutz, 1988). Therefore, the Tso Morari succession is typical of the Indian Tethyan margin. It consists of a metagranitic basement, probably Cambro-Ordovician in age (Stutz, 1988), in which some doleritic dykes were recognized (Berthelsen, 1953) and could be related to the Lower Carboniferous extensional event (Vannay & Spring, 1992). The basement is covered by Paleozoic to Middle Jurassic metapelites and

0935-1221/97/0009-1073 \$ 2.75

© 1997 E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, D-70176 Stuttgart

metagreywackes interlayered with dolomitic marbles (Colchen *et al.*, 1994). The fossiliferous Permian metasediments of the cover (Virdi *et al.*, 1978) are intercalated with metavolcanic rocks, classically attributed to the basaltic Panjal Traps (Spencer *et al.*, 1995). These basic rocks are interpreted as continental flood basalts, probably due to the Permian rifting in the southern continental margin of the Neo-Tethys (*ibid.*).

The investigated high-pressure assemblages, described in the following section, are mainly preserved in mafic lenses within the cover and within the basement (Table 1). They are located at a longitude of 78°24' and a latitude of 33°12', at around 4500–5000 m. The petrological study of the surrounding rocks is presented elsewhere (Guillot *et al.*, in press). Mineral abbreviations used in the following are from Kretz (1983).

Paragenetic analysis and mineral chemistry

The metabasalts are fine-grained rocks, characterized by the occurrence of garnet, clinopyroxene, amphibole, phengite, rutile, quartz, paragonite, zoisite and carbonates (Table 1 and Fig. 3). A metamorphic foliation is defined by the preferred orientation of recrystallized clinopyroxenes and by garnet layering. Later, the metabasites are fractured, and the fractures are filled with carbonate, green-amphibole and plagioclase.

Millimetric garnets contain numerous inclusions of amphibole, phengite, clinopyroxene, quartz and zoisite, which represent a first internal foliation locally deformed during the garnet crystallization. Garnet is a solid solution of almandine ($X_{Alm} = 0.41-0.67$), pyrope ($X_{Prp} = 0.12-0.38$), grossular ($X_{Grs} = 0.13-0.30$) and spessartine ($X_{Sps} = 0.00-0.03$) (Table 2). It displays a chemical zoning (Fig. 4), with Fe, Ca and Mn decreasing from core to rim, whereas the Mg content increases, it is therefore a typical growth zoning (Spear & Selverstone, 1983). Late fractures in garnets are filled with green amphiboles.

Clinopyroxene, slightly green in plane-polarized light, is included in garnets and is also abundant in the matrix. In both sites, it has the same composition, with a jadeite content (X_{Jd}) ranging between 0.41 and 0.50 (Table 2, Fig. 5). It is omphacite and constitutes a first generation of clinopyroxene. Between omphacite grains in the matrix, symplectitic intergrowths are observed (Fig. 5, 6), due to the transformation of omphacite interfaces into a second generation of more calcic

Table 1. Mineralogy in the matrix of the investigated samples (S = secondary minerals).

Samples	Minerals
Ts34	grt + phe + omp + gln + rt + zo + qtz + pg + ab(s) + prg(S) + ed(S) + carb(S) + bt(S) + cpx(S)
Ts51	grt + phe+ omp + gln + rt + zo + qtz + pg + ab(S) + prg(S) + cd(S) + carb(S) + bt(S) + cpx(S)
Ts45	grt + zo + pg + qtz + rt + hs + ilm + cal + ab

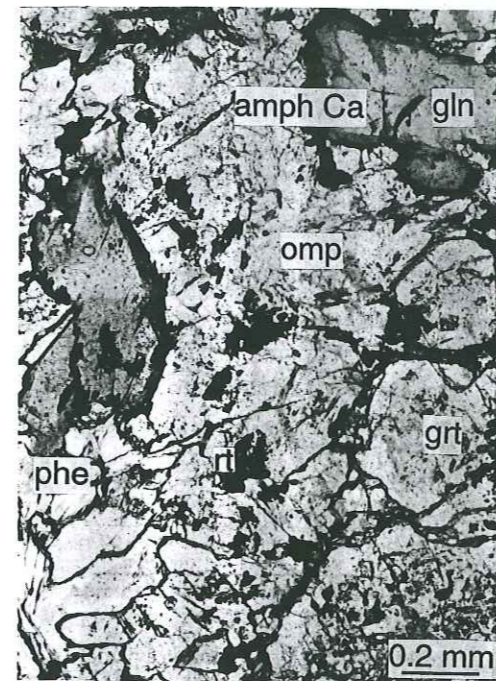


Fig. 3. Thin-section photomicrograph of metabasalt, in plane polarized light, showing the eclogitic assemblage, and the development of the amphibole, with a sodic core (gln) and a calcic rim (amph Ca). See text for discussion.

clinopyroxene ($0.13 \leq X_{Jd} \leq 0.18$, sodic augite) associated with plagioclase lamellae ($0.85 \leq X_{Ab} \leq 0.98$).

Several generations of *amphiboles* are also recognized (Table 1, 2). One of them occurs as inclusion in the garnets, and has a calcic composition. In the foliation numerous blue amphiboles (in plane-polarized light) are observed. They are associated with garnet, omphacite, phengite,

Table 2. Selection of microprobe analyses and structural formulae used for *Thermocalc* calculations.

	Garnet				Clinopyroxene			Amphibole				Phengite				Paragonite		Plagioclase	
	Ts34 core	Ts34 itm	Ts51 itm	Ts34 itm	Ts34 ind	Ts34 matrix	Ts51 sympl	Ts34 ind	Ts34 core	Ts51 matrix	Ts34 matrix	Ts34 ind	Ts34 core	Ts51 matrix	Ts34 matrix	Ts34 ind	Ts34 matrix	Ts51 sympl	Ts34 vein
SiO ₂	39.39	37.64	39.17	38.25	56.16	56.11	50.53	42.05	55.36	50.44	41.96	50.71	53.53	52.37	48.38	46.95	49.24	68.15	66.70
TiO ₂	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.09	0.34	0.06	0.21	0.17	0.33	0.19	0.46	0.15	0.25	0.10	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.23	21.31	22.08	21.97	9.86	9.98	8.74	15.17	11.05	12.13	15.37	26.97	23.61	25.77	29.40	38.07	41.57	19.65	20.37
FeO	24.27	30.73	22.34	26.74	5.87	4.87	6.43	20.35	10.72	6.82	18.62	2.79	1.42	1.52	3.20	1.37	0.79	0.10	0.20
MnO	0.25	0.41	0.34	0.55	0.02	0.05	0.08	0.32	0.07	0.01	0.26	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.06
MgO	6.79	4.39	7.09	5.75	8.32	8.82	12.45	6.20	10.86	15.15	7.42	3.78	5.40	4.86	2.72	0.45	0.08	0.01	0.02
CaO	8.32	6.28	9.81	7.27	12.93	13.56	19.61	8.13	2.82	7.84	9.27	0.04	0.02	0.01	0.04	0.16	0.22	0.49	1.24
Na ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.01	7.07	6.69	2.31	3.91	6.09	4.75	3.29	0.56	0.19	0.38	0.73	6.20	6.65	11.51	11.07
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.28	0.12	0.38	0.59	10.05	10.91	10.98	10.26	1.99	0.10	0.01	0.04
Sum	101.33	100.82	100.90	100.58	100.26	100.12	100.33	96.75	97.15	97.73	96.95	95.23	95.27	96.36	94.89	95.44	98.79	99.92	99.70
Basis	24 ox				6 ox			23 ox				22 ox				22 ox		8 ox	
Si	5.99	5.89	5.95	5.92	2.01	2.00	1.85	6.42	7.74	7.06	6.36	6.80	7.12	6.91	6.52	6.06	6.04	2.99	2.94
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Al	3.98	3.93	3.95	4.01	0.42	0.42	0.38	2.73	1.82	2.00	2.75	4.26	3.70	4.01	4.68	5.79	6.01	1.01	1.06
Fe	3.09	4.02	2.84	3.46	0.18	0.15	0.20	2.60	1.25	0.80	2.36	0.31	0.16	0.17	0.36	0.14	0.07	0.00	0.01
Mn	0.03	0.05	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.54	1.02	1.60	1.33	0.44	0.47	0.68	1.41	2.26	3.16	1.68	0.75	1.07	0.96	0.54	0.09	0.01	0.00	0.00
Ca	1.36	1.05	1.60	1.21	0.50	0.52	0.77	1.33	0.42	1.18	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.06
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.49	0.46	0.16	1.16	1.65	1.29	0.97	0.14	0.05	0.10	0.20	1.55	1.58	0.98	0.95
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.07	0.11	1.72	1.85	1.85	1.76	0.33	0.02	0.00	0.00
Σ cat.	16.00	15.98	16.00	16.00	4.04	4.02	4.04	15.78	15.18	15.58	15.79	14.01	13.97	14.05	14.08	14.00	13.74	5.00	5.02
X _{Alm}	0.51	0.65	0.47	0.57	X _{Jd} 0.41	0.42	0.18					Si ⁴⁺ 3.40	3.56	3.46	3.26	3.03	3.02	X _{Ab} 0.98	0.94
X _{Prp}	0.26	0.17	0.26	0.22	X _{Aeg} 0.07	0.04	0.00											X _{An} 0.02	0.06
X _{Grs}	0.23	0.17	0.26	0.20	X _{Aug} 0.52	0.54	0.82											X _{Or} 0.00	0.00
X _{Sps}	0.01	0.01	0.01	0.01															

* corresponds to the eclogitic assemblage in inclusion, * to the eclogitic assemblage in the matrix, ** to the intermediate assemblage, stage 2 and *** to the amphibolitic assemblage, stage 3. incl = inclusion; sympl = symplectite.

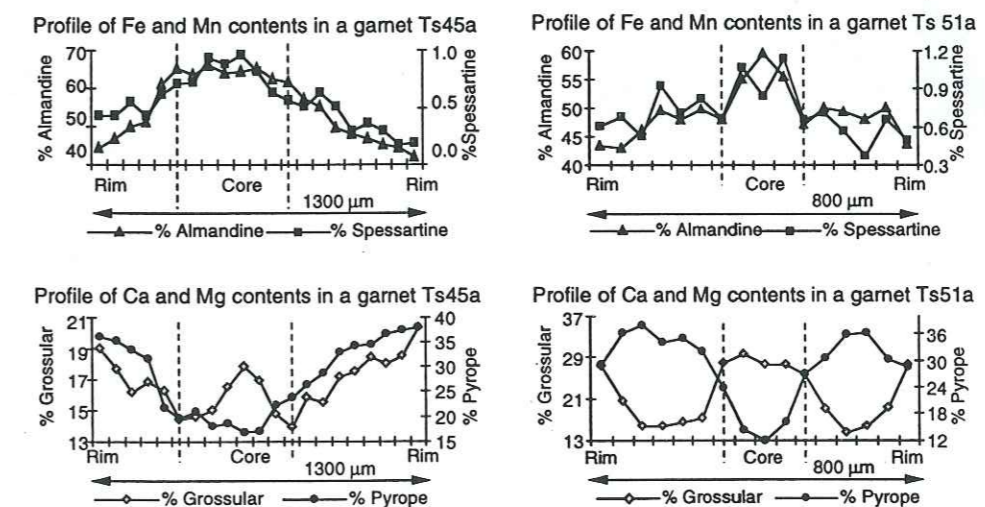


Fig. 4. Chemical zonation profiles of garnet in two eclogitic metabasalts. See text for the interpretation.

quartz, rutile and pyroxene-plagioclase symplectite. According to the IMA classification of Leake (1978), these amphiboles correspond to glaucophane or barroisite (Fig. 7a, b). Different poikilitic and zoned amphiboles, green in plane-polarized

light, can also be observed in the matrix (Fig. 3). Their chemical compositions evolve from a sodic or a sodicalcic core (glaucophane or barroisite, Fig. 7a, b), to a more calcic rim (ferroan pargasite, edenite or hastingsite, Fig. 7c). This latter gener-

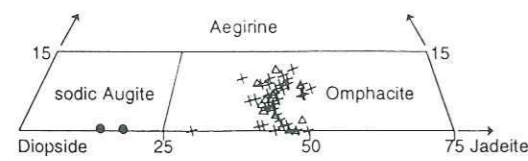


Fig. 5. Compositional evolution of clinopyroxene in the Tso Morari metabasites. (Δ) inclusion in garnet. (x) in the matrix. (●) in symplectites.

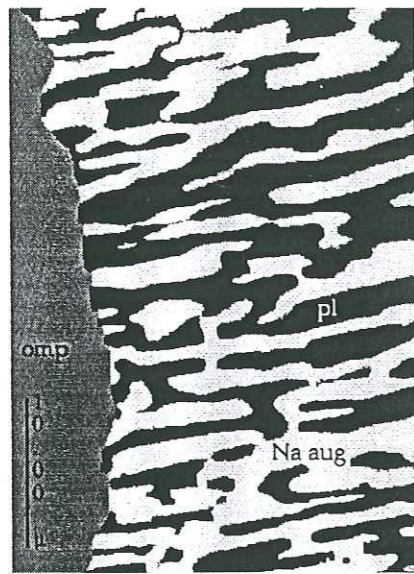


Fig. 6. Backscattered-electron image showing the development of clinopyroxene, sodic augite (Na aug), and plagioclase (pl) in a symplectitic association between omphacite grains (omp) (sample Ts51). This reaction corresponds to the beginning of the eclogite retrogression. The lamellar width has been measured only on well preserved symplectites, as closely as possible to the reaction front.

ation of calcic amphiboles also appears locally between garnet and omphacite, and in fractured garnet (Fig. 7c).

Phengites occur both within garnet (and have Si contents of about 3.40 atoms per 7 cations and 12 oxygens) and in the matrix (and have higher Si contents of 3.54). They coexist in the foliation with garnet, omphacite, glaucophane or barroisite. Locally their Si contents evolve to values of about 3.46–3.40, but they still coexist with glaucophane and barroisite. Phengites with lower Si contents (3.40–3.26) are in equilibrium in the matrix with

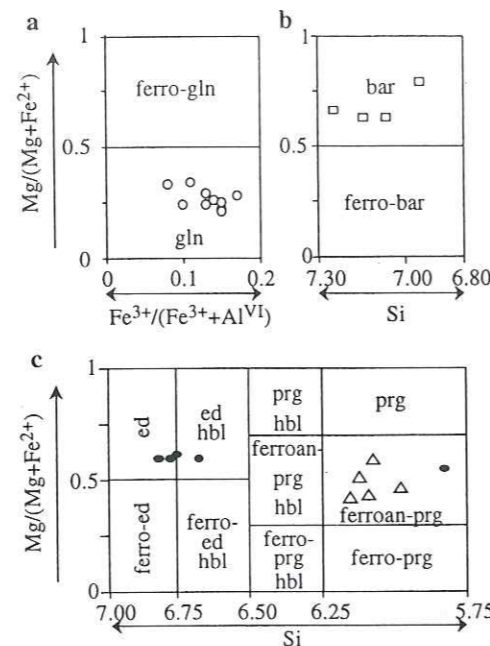


Fig. 7. Nomenclature of the different generations of amphiboles in the matrix, modified after Leake (1978). (a) Alkali amphiboles. Sodic amphiboles occur in the matrix and in the core of poikilitic crystals. (b) Sodic-calcic amphibole: barroisite (bar) is present in the matrix, and also in the core or in the intermediate part of the poikilitic crystals. (c) Calcic amphiboles occur as rims of poikilitic crystals (●), or as reaction products between garnet and omphacite (Δ).

the poikilitic calcic amphiboles, they represent a later generation. The largest phengites in the matrix, of centimetre size, are frequently zoned; their crystal cores record Si values as high as 3.56, probably related to the pressure peak, whereas their Si contents decrease towards the rims down to 3.26 (Table 2).

Rutile is also present in these rocks, associated with garnet, omphacite, glaucophane and phengite, and is frequently rimmed by ilmenite.

The association of quartz, paragonite and zoisite occurs both as inclusions in garnet and in the matrix. Several generations of late carbonates exist in the matrix and in the veins; earlier dolomite is progressively replaced by later calcite or aragonite.

According to the above petrological observations, three main assemblages can be distinguished (Table 3).

Table 3. Mineral parageneses in the matrix for the different stages of the metamorphic evolution of the Tso Morari metabasic rocks.

Stages	1 Eclogitic assemblage	2 Transitional assemblage	3 Amphibolitic assemblage
Minerals			
Garnet		---	---
Clinopyroxene	Omphacite	Cpx Ca	---
Quartz			
Oxide	Rutile	Ilmenite	---
Amphibole	Glaucophane	---	Pargasite
Phengite	Si ⁴⁺ = 3.56	---	Si ⁴⁺ = 3.26
Paragonite			
Zoisite			
Carbonate			
Plagioclase		Albite	Oligoclase

Stage 1: the association of garnet, omphacite, glaucophane and/or barroisite, phengite, rutile, quartz, zoisite and paragonite characterizes the first paragenesis in the matrix. In metabasic rocks, such an association is typical of high-pressure and relatively low-temperature metamorphism under eclogite-facies conditions (e.g. Carswell, 1990). The min-

erals included in garnets are roughly the same, except for the amphiboles which are more calcic in inclusion.

Stage 2: the symplectitic intergrowth of sodic augite and albite, associated with garnet, glaucophane and/or barroisite, phengite, quartz, zoisite and paragonite represents an assemblage characteristic of the transition from the eclogite-facies to the upper amphibolite-facies, through upper blueschist and epidote-amphibolite-facies conditions (Carswell, 1990).

Stage 3: the assemblage Fe-rich garnet, ferropargasite and/or hastingsite, phengite, quartz, carbonates, and late paragonite testifies to upper amphibolite-facies conditions. The end of the retrograde evolution under lower amphibolite-facies and greenschist-facies conditions has been described by Guillot *et al.* (1995).

Thermobarometric estimates

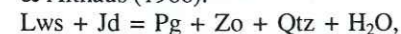
In order to assess the validity of our thermobarometric estimates, we used three complementary methods: (1) the experimentally derived stability fields of metamorphic mineral phases; (2) conventional thermometry (based upon the Fe-Mg ex-

Table 4. Comparison of the P-T estimates obtained for the Tso Morari eclogites by conventional thermobarometry methods and by *Thermocalc* calculations.

Stage	Classical thermobarometry		<i>Thermocalc</i> calculations	
	Pressure	Temperature	Pressure	Temperature
1 Eclogitic Stage	Jadeite contents → ≥ 14 kbar Si ⁴⁺ in phengite 1 → ≥ 15-16 kbar	Zoisite + Paragonite stability → ≥ 430 °C Glaucophane stability matrix → low temperature Cpx / grt geothermometer → 600 ± 50 °C Phe / grt geothermometer → 580 ± 50 °C	Inclusion : 25 ± 3 kbar fit = 0.6 Matrix : 21 ± 4 kbar fit = 0.6	Inclusion : 540 ± 50 °C fit = 0.2 Matrix : 580 ± 60 °C fit = 1.0
2 Blueschist-Amphibolitic Stage	Jadeite contents → ≥ 11 kbar Si ⁴⁺ in phengite 2 → ≥ 13 kbar	Glaucophane stability → low temperature Cpx lamellar spacing → 580 ± 50 °C Pl lamellar spacing → 580 ± 50 °C Phe / grt geothermometer → 580 ± 50 °C	10 ± 3 kbar fit = 0.2	570 ± 70 °C fit = 0.2
3 Amphibolitic Stage	Si ⁴⁺ in phengite 3 → 7 - 11 kbar	Pargasite development → ≥ 600 °C Amp / grt geothermometer → 620 ± 50 °C	8 ± 3 kbar fit = 1.6	590 ± 90 °C fit = 0.9

change between minerals) and geobarometry (Si content in phengite, Jd content in omphacite), and (3) the *Thermocalc* computer program, based on the internally consistent thermodynamic dataset of Powell & Holland (1985, 1988) with the enlarged dataset of Holland & Powell (1990). This program identifies all the possible reactions between given endmember phases and calculates pressure or temperature for the investigated sub-system. The uncertainties are calculated by propagating analytical uncertainties. The mineral analyses used for *Thermocalc* calculations for each stage are given in Table 2. Our pressure and temperature estimates are finally obtained by comparison of the results given by the three methods (Table 4).

For the eclogitic assemblage (Table 3), the occurrence of glaucophane in the matrix suggests relatively low-temperature conditions (Maresch, 1977) (Table 4). Nevertheless, the lack of lawsonite, even as inclusion in garnet, suggests that the eclogitic assemblage is located on the high-temperature side of the reaction studied by Heinrich & Althaus (1988):



recalculated by *Thermocalc* at 560°C for a pressure of 21 kbar, with $a_{\text{Jd}} = 0.4$, $a_{\text{Lws}} = 1.0$, $a_{\text{Pg}} = 0.8$, $a_{\text{Zo}} = a_{\text{Qtz}} = a_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$ (Fig. 8).

The results of Fe-Mg exchange thermometry obtained on the inclusion and matrix mineral pairs are similar. The temperature obtained on 22 garnet-clinopyroxene pairs, using the calibrations of Ellis & Green (1979), Pattison & Newton (1989), Powell (1985) and Krogh (1988) is about 600 ± 50°C. The garnet-phengite thermometer (Krogh & Råheim, 1978) gives a temperature of 580 ± 50°C (mean of 3 pairs). In addition, the *Thermocalc* program was used to calculate the physical conditions of the eclogitic mineral equilibria involving garnet, clinopyroxene, amphibole, phengite, quartz and paragonite (Table 2), both among inclusions in garnet and in the matrix. This method gives an average temperature of 540 ± 50°C for the inclusion assemblage and 580 ± 60°C for the matrix assemblage. For the eclogitic assemblage, all of the geothermometry methods converge around 580 ± 60°C.

For the pressure estimates of the first stage (Table 4), the occurrence of omphacite with a maximum X_{Jd} of 0.50 coexisting with quartz using the albite = jadeite + quartz barometer (Holland, 1980) indicates a minimum pressure of 14 ± 1 kbar at $T = 580^\circ\text{C}$. Taking into account the ex-

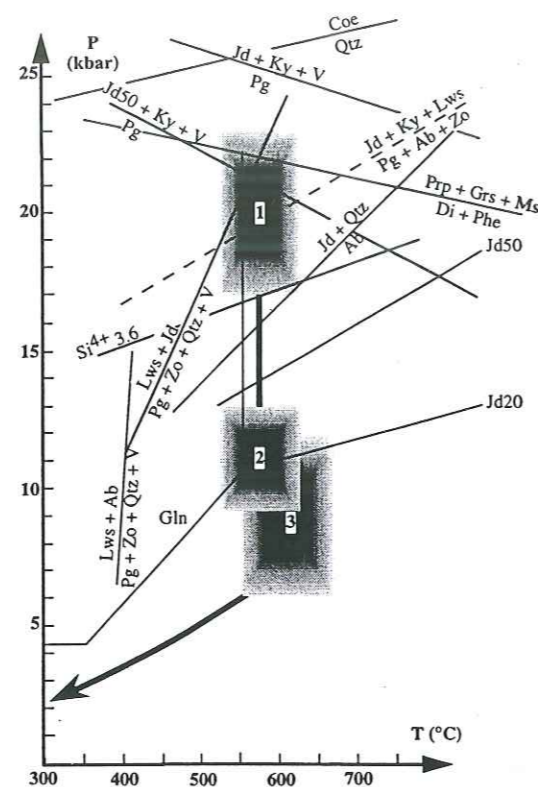
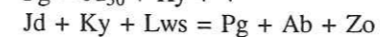
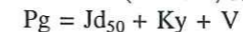


Fig. 8. P-T path of the Tso Morari eclogites. The boxes represent the P-T estimates obtained for the successive metamorphic stages; the darker zone of the P-T boxes is the preferred estimate. For each stage, the pressure and temperature were calculated using *Thermocalc* (Holland & Powell, 1990). In addition, for the eclogitic assemblage, stage 1, the minimum pressure conditions were obtained using the reaction $\text{Jd} + \text{Qtz} = \text{Ab}$ (Holland, 1980), the jadeite isopleths in clinopyroxene (Gasparik & Lindsley, 1980), the $\text{Si}^{4+} = 3.6$ isopleth in phengite (Massonne & Schreyer, 1987) and the reaction $\text{Coe} = \text{Qtz}$ (Bohlen & Boettcher, 1982). The P-sensitive equilibrium (Waters & Martin, 1993): $\text{Prp} + \text{Grs} + \text{Ms} = \text{Di} + \text{Phe}$ is also represented, using the high-Si-content phengite ($\text{Si}^{4+} = 3.56$). Temperature estimates for the first stage were obtained combining the stability field of glaucophane after Maresch (1977), the garnet-clinopyroxene geothermometers of Ellis & Green (1979), Pattison & Newton (1989), Powell (1985) and Krogh (1988), the garnet-phengite geothermometer of Krogh & Råheim (1978), and *Thermocalc*. For the decompression stages 2 and 3, the metamorphic conditions were estimated using the same geothermobarometers as for stage 1. The thermometer of Joanny *et al.* (1991) was also used for stage 2; for stage 3 the garnet-amphibole geothermometers of Graham & Powell (1984) and Perchuk *et al.* (1985) and the stability field of edenite and ferropargasite (Gilbert, 1966) were used. Dashed line is for a metastable reaction.

perimental work of Massonne & Schreyer (1987) on phengite barometry, the highest Si content in phengite ($\text{Si} = 3.56$) indicates a minimum formation pressure of 15–16 kbar at 580°C. The use of the *Thermocalc* program, on the matrix eclogitic association (Table 2), leads to a pressure of 21 ± 4 kbar for 580 ± 50°C, taking $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$. On the inclusion assemblage (Table 2), *Thermocalc* yields a pressure of 25 ± 3 kbar at 540 ± 50°C. However, the lack of coesite indicates that the pressure peak was below 25 kbar (Fig. 8) and, according to the reactions (Holland, 1979):



both recalculated by *Thermocalc* (Fig. 8), the occurrence of paragonite and the lack of kyanite implies pressure peak conditions below 20–21 kbar at 580°C. Consequently, the metamorphic conditions calculated with *Thermocalc* on the inclusion assemblage seem to be doubtful. They could be related to secondary chemical reequilibration during garnet fracturation or due to diffusional processes following entrapment in garnet (Spear, 1993).

Estimates of the P-T conditions for the eclogitic assemblage, using the above reactions and the comparison between the various thermobarometric methods, are about 20 ± 3 kbar and 580 ± 60°C (Fig. 8 and Table 4).

The second metamorphic stage corresponds to the transition between eclogitic and amphibolitic conditions (Table 3). The stability of glaucophane during the decompression indicates relatively low-temperature conditions (Maresch, 1977). With the garnet-phengite thermometer (Krogh & Råheim, 1978), a temperature of 580 ± 50°C is obtained on 5 mineral pairs. The occurrence of symplectites allows us to use the thermometer based on the spacing of the clinopyroxene and plagioclase lamellae in the symplectites (Joanny *et al.*, 1991). Indeed, in discontinuous precipitation, as the reaction omphacite → Na-Ca clinopyroxene (sodic augite) + plagioclase, the lamellar spacing is temperature dependent. In the observed symplectitic intergrowths (Fig. 6), the clinopyroxene lamellar width is around 1.5 ± 0.5 μm and yields a temperature of 580 ± 50°C. The plagioclase lamellar width (1 ± 0.5 μm) suggests the same temperature range. With the *Thermocalc* program a temperature of 570 ± 70°C is also obtained for the second mineral association composed of garnet, sodic augite, albite, glaucophane and phengite (Table 2).

Comparison between the three methods gives a temperature of 580 ± 50°C.

For this second stage, the pressure is evaluated at 11 ± 1 kbar at 580 ± 50°C by the maximum jadeite content ($X_{\text{Jd}} = 0.18$) of the clinopyroxene lamellae in the symplectite (Holland, 1980). The geobarometer based on Si content of secondary phengite ($\text{Si} = 3.45$) suggests a minimum pressure of 13 ± 1 kbar (Massonne & Schreyer, 1987). In contrast with the eclogitic pressure estimates by *Thermocalc* calculations, lower pressures are obtained for the second stage (Table 2), $P = 10 \pm 3$ kbar, at 570 ± 70°C for $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$, compared to the classical geobarometry.

The average pressure-temperature estimates for the second stage using the three complementary methods are $P = 11 \pm 2$ kbar and $T = 580 \pm 60^\circ\text{C}$ (Fig. 8 and Table 4).

For the third stage (Table 3, 4), the transformation of glaucophane into ferropargasite or edenite (Fig. 7) in the matrix suggests a temperature increase to at least 600°C (Gilbert, 1966). This chemical evolution of amphibole (Fig. 7) is in good agreement with the garnet zonation (Fig. 4) which also suggests a temperature increase during the decompression. Using the Graham & Powell (1984) and Perchuk *et al.* (1985) garnet-amphibole thermometers, a temperature of 620 ± 50°C is calculated on two mineral pairs. As the eclogitic assemblage is well preserved in the rocks, the late mineral assemblage, stage 3, is only locally equilibrated. It is therefore difficult to select mineral analyses representative of the amphibolitic stage. Consequently *Thermocalc* calculations on the amphibolitic assemblage (Table 2) give a poorly constrained temperature ($T = 590 \pm 90^\circ\text{C}$). The average temperature obtained using the three methods is 610 ± 70°C.

Minimum pressure estimates for the third generation of phengite ($\text{Si} = 3.26\text{--}3.40$), associated with the calcic amphiboles, range between 7 and 11 kbar according to Massonne & Schreyer (1987). Calculations with *Thermocalc* on the amphibolitic assemblage of garnet, edenite, phengite and plagioclase (Table 2) yield a pressure range of $P = 8 \pm 3$ kbar, for a temperature of $T = 590 \pm 90^\circ\text{C}$ and $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$.

The average P-T conditions for stage 3, obtained by the three methods, are $P = 9 \pm 3$ kbar and $T = 610 \pm 70^\circ\text{C}$ (Fig. 8 and Table 4). These results suggest a slight temperature increase during decompression in good agreement with the meta-

morphic conditions estimated for the upper-amphibolite stage on the Tso Morari retrogressed eclogites ($P = 6-8$ kbar, $T = 650-720^\circ\text{C}$, Guillot *et al.*, 1995).

Discussion

Although the eclogitic assemblage within the Tso Morari basic lenses is very well preserved, there is evidence of slight retrogression indicated by the formation of symplectitic assemblage and by the growth of calcic amphiboles in the matrix. These mineral transformations reflect a decompressional evolution, confirmed by the geobarometric results. Regarding the temperature evolution during decompression, we put forward a two-step evolution (Fig. 8), first an isothermal decompression at $580 \pm 60^\circ\text{C}$, from 20 ± 3 kbar (relatively low-temperature eclogite-facies) to 11 ± 2 kbar into the epidote-amphibolite-facies (Spear, 1993), followed by a temperature increase of about 30°C under amphibolite-facies conditions (glaucophane disappears, in favour of calcic amphibole), with slightly decreasing pressure (Fig. 8). The metamorphic peak conditions of the Tso Morari eclogites are consistent with the first stage of metamorphism described for the Kaghan eclogites in North-Pakistan (Pognante *et al.*, 1990). However, the temperature recorded in the Tso Morari eclogites is at least 70°C lower than in the Kaghan eclogites. The temperature difference between these two units is consistent with the absence of glaucophane in the Kaghan eclogites.

The high-pressure low-temperature (HP-LT) conditions recorded in the Tso Morari metabasalts imply a low thermal gradient during eclogitization (Fig. 9), which can only be achieved in a subduction context (*e.g.* Spear, 1993). This implies that the Tso Morari continental metamorphic unit was subducted to a minimum depth of 70 ± 10 km (Fig. 9). These eclogites are as yet the easternmost evidence of high-pressure metamorphism in the Himalayan belt. This new result and that of Pognante & Spencer (1991) on the eclogites of the Kaghan Nappe support the hypothesis of an early subduction of the whole NE part of the Indian continental margin during the India-Asia convergence.

Even if the age of the Tso Morari eclogitization has not been determined, a "Himalayan age" is assumed considering that the only tectonometamorphic event that could explain such a HP-LT metamorphism is the subduction of the Indian

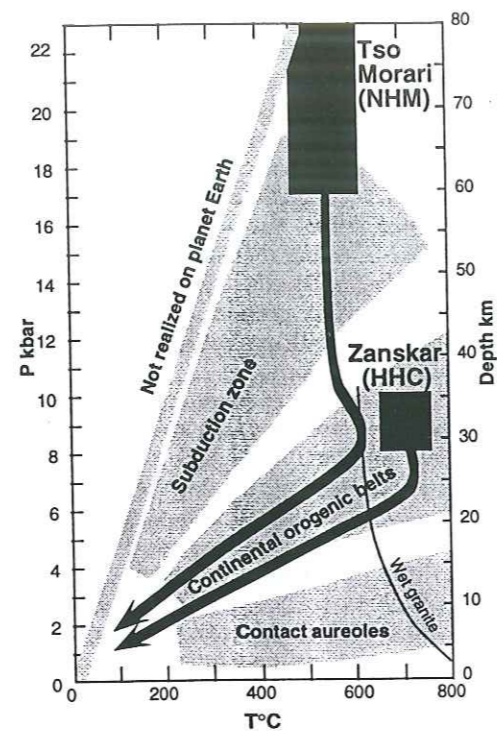


Fig. 9. Comparison of the metamorphic evolution of the Tso Morari eclogites and the Zanskar granulites (Pognante *et al.*, 1990), in a P-T diagram modified after Spear (1993). (NHM) = North Himalayan Massif, (HHC) = High Himalayan Crystalline slab. The contrasted metamorphic evolution of these two Himalayan zones reveals their different tectonic settings. The Tso Morari metamorphism is related to continental subduction, whereas the Zanskar evolution is related to intracontinental subduction.

continental margin during the Late-Paleocene (Patriat & Achache, 1984). Hence, the age of Tso Morari eclogitization is probably close to 49 ± 6 Ma as obtained on the North-Pakistan Kaghan eclogites (Tonarini *et al.*, 1993). Like the Tso Morari dome (Fig. 2), the Kaghan area belongs to the Higher Himalaya, which extends southwards from the Indus suture zone (MMT) to the Main Central Thrust (Fig. 1). In North-Pakistan, Spencer (1993) argues for a complete progression from the Kaghan eclogites found in the north to the amphibolite-granulite of the Higher Himalaya Crystalline in the south (a westward equivalent of the High Himalayan Crystalline slab).

The relationship between the Tso Morari dome and the High Himalayan Crystalline slab is more ambiguous, due to the contrasted metamorphic

evolution along the north-south Ladakh-Zanskar cross section (Fig. 1, 9). The High Himalayan Crystalline slab of Zanskar is characterized by peak metamorphic conditions of $T = 650-750^\circ\text{C}$ and $P = 8-10$ kbar (Pognante *et al.*, 1990) (Fig. 9), *i.e.* granulite-facies conditions, without eclogite relics, and its retrograde evolution is associated with migmatization. Such barrovian conditions are reached after the thermal relaxation of the thickened continental crust. The evolution of the High Himalayan Crystalline slab of Zanskar is then typical for the Oligo-Miocene intracontinental subduction (Pognante *et al.*, 1990) (Fig. 9), whereas the Tso Morari dome evolution is probably earlier and typical of the continental subduction. Even though the Tso Morari dome belongs to the Higher Himalaya, we propose that it represents a unit distinct from the High Himalayan Crystalline slab (Fig. 2). As first suggested by Thakur (1983), the Tso Morari dome could be considered as an internal crystalline massif of the Himalayan belt (North Himalayan Massif), which underwent high-pressure and low-temperature metamorphism during the subduction of the Indian continental margin. It was probably exhumed before the thickening and the thermal relaxation that occurred during the intracontinental subduction of the Indian crust, leading to the intermediate-pressure intermediate-temperature metamorphic evolution of the High Himalayan Crystalline slab.

Acknowledgements: We are grateful to M. Engi, Ch. Meyer and D. Spencer for constructive and detailed comments during the review of the manuscript. Many thanks to P. Dick, S. Sheppard, I. Daniel and V. Gardien for improving the English and constructive remarks. We also thank F. Bussy and J. Hernandez for the use of the electron microprobe at Lausanne University, N. Valignat for the microprobe analyses in Grenoble and S. Duchêne for stimulating discussions. Financial support came from the IDYL Himalaya (CNRS-INSU) and ERASMUS programmes.

References

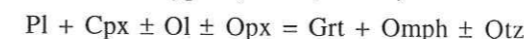
- Berthelsen, A. (1953): On the Geology of the Rupshu District, N.W. Himalaya. *Medd. fra Dansk Geol. Forening*, **12**, 350-415.
- Bohlen, S.R. & Boettcher, A.L. (1982): The quartz-coesite transformation: a precise determination and the effects of other components. *J. Geophys. Res.*, **87**, 7083-7078.
- Carswell, D.A. (1990): Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow and London. 396 p.
- Chemenda, A.L., Mattauer, M., Malavieille, J., Bokum, A.N. (1995): A mechanism for syncollisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **132**, 225-232.
- Colchen, M., Mascle, G., Delaygue, G. (1994): Lithostratigraphy and age of the formations in the Tso Morari dome. *J. Nepal. Geol. Soc.*, **10**, 23.
- Ellis, D.J. & Green, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 13-22.
- Gasparik, T. & Lindsley, D.H. (1980): Phase equilibria at high-pressure of pyroxene containing monovalent and trivalent ions. *Mineral. Soc. Am., Reviews Mineral.*, **7**, 309-339.
- Gilbert, M.C. (1966): Synthesis and stability relations of hornblende ferro-pargasite. *Am. J. Sci.*, **264**, 698-742.
- Graham, C.M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. metamorphic Geol.*, **2**, 13-21.
- Guillot, S., Lardeaux, J.M., Mascle, G., Colchen, M. (1995): Un nouveau témoin du métamorphisme de haute-pression dans la chaîne himalayenne (Dôme du Tso Morari, Est Ladakh). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, 931-936.
- Guillot, S., De Sigoyer, J., Lardeaux, J.M., Mascle, G. (in press): Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contrib. Mineral. Petrol.*
- Heinrich, W. & Althaus, E. (1988): Experimental determination of the reactions $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ albite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 2 \text{ quartz} + 6 \text{ H}_2\text{O}$ and $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ jadeite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 1 \text{ quartz} + 6 \text{ H}_2\text{O}$. *N. Jahrb. Mineral. Mh.*, **1988**, 516-528.
- Holland, T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction $\text{Paragonite} = \text{Jadeite} + \text{Kyanite} + \text{H}_2\text{O}$, and internally consistent thermodynamic data for part of the $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to Eclogites and Blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 293-301.
- (1980): The reaction $\text{albite} = \text{jadeite} + \text{quartz}$ determined experimentally in the range $600-1200^\circ\text{C}$. *Am. Mineral.*, **65**, 129-134.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{-Na}_2\text{-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-C-H}_2\text{O}$. *J. metamorphic Geol.*, **8**, 89-24.
- Joanny, V., Van Roermund, H., Lardeaux, J.M. (1991): The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. *Geol. Rundsch.*, **80**, 303-320.

- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, **68**, 277-279.
- Krogh, E.J. (1988): The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 44-48.
- Krogh, E.J. & Råheim, A. (1978): Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 75-80.
- Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineral.*, **16**, 501-520.
- Lemennicier, Y. (1996): Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan). - Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. Thèse, Grenoble I, 239 p.
- Maresch, W.V. (1977): Experimental study on glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, **43**, 109-125.
- Massonne, H.J. & Schreyer, W. (1987): Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Patriat, P. & Achache, J. (1984): India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, **311**, 614-621.
- Pattison, D. & Newton, R.C. (1989): Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 356-362.
- Pécher, A. (1989): The metamorphism in Central Himalaya. *J. metamorphic Geol.*, **7**, 31-41.
- Perchuk, L.L., Aranovich, L.Y., Podlesskii, K. K., Lavrant'eva, I.V., Gerasimov, V.Y., Fed'kin, V.V., Kit-sul, V.I., Karasakov, L.P., Berdnikov, N.V. (1985): Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *J. metamorphic Geol.*, **3**, 265-310.
- Pognante, U., Castelli, D., Benna, P., Genovese, G., Oberli, F., Meir, M., Tonarini, S. (1990): The crystalline units of High Himalayas in the Lahul-Zaskar region (northwest India): metamorphic-tectonic history and geochronology of the collided and imbricated Indian plate. *Geol. Mag.*, **127**, 101-116.
- Pognante, U. & Spencer, D.A. (1991): First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). *Eur. J. Mineral.*, **3**, 613-618.
- Powell, R. (1985): Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. metamorphic Geol.*, **3**, 231-243.
- (1988): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. metamorphic Geol.*, **6**, 173-204.
- Powell, R. & Holland, T.J.B. (1985): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and worked examples. *J. metamorphic Geol.*, **3**, 327-342.
- Spear, F.S. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineral. Soc. Am., 799 p.
- Spear, F.S. & Selverstone, J. (1983): Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 348-357.
- Spencer, D.A. (1993): Tectonics of the Higher- and Tethyan Himalaya, upper Kaghan Valley, NW Himalaya, Pakistan: Implications of an early, high-pressure (eclogite-facies) metamorphism to the Himalayan belt. PhD dissertation, Zürich, 1050 p.
- Spencer, D.A., Tonarini, S., Pognante, U. (1995): Geochemical and Sr-Nd isotopic characterisation of Higher Himalayan eclogites (and associated metabasites). *Eur. J. Mineral.*, **7**, 89-102.
- Stutz, E. (1988): Géologie de la chaîne du Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Indes) - évolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. Mémoire de Géologie, Lausanne, **3**, 149 p.
- Stutz, E. & Steck, A. (1986): La terminaison occidentale du Cristallin de Tso Morari (Haut-Himalaya: Ladakh méridional, Inde): Subdivision et tectonique de nappe. *Eclogae Geol. Helv.*, **79**, 253-269.
- Thakur, V.C. (1983): Deformation and metamorphism of the Tso Morari crystalline complex. Wadia Institute of Himalaya Geology, Dehra Dun, 1-8.
- Tonarini, S., Villa, I., Oberli, M., Meier, F., 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.
- Vannay, J.C. & Spring, L. (1992): Geochemistry of the continental basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti and SE Zaskar, northwestern India. *Himalayan Tectonics*, **74**, 237-249.
- Virdi, N.S., Thakur, V.C., Azmi, R.J. (1978): Discovery and significance of Permian microfossils in the Tso Morari crystallines of Ladakh, India. *Himal. Geol.*, **8**, 993-1000.
- Waters, D.J. & Martin, H.N. (1993): Geobarometry in phengite-bearing eclogites. *Terra nova, Abstracts*, **5**, 410-411.

Received 21 January 1996
Modified version received 19 June 1996
Accepted 18 March 1997

b- Nature du protolithe des roches basiques, données géochimiques

La formation des éclogites à partir d'un protolithe basique fait souvent intervenir des réactions du type (Rubie, 1990):



La composition minéralogique des éclogites basiques dépend de la chimie du protolithe, mais va également être sensible à d'éventuels épisodes métamorphiques ou de métamatismes, qui ont pu affecter le protolithe avant l'éclogitisation. La teneur en fluides dans la roche, ainsi que la taille des grains du protolithe, jouent aussi un rôle déterminant dans la formation des éclogites car elles peuvent augmenter la cinétique des réactions lors du métamorphisme.

L'abondance du pôle almandin dans les grenats, les omphacites riches en Fe³⁺ et les rutiles suggèrent un caractère ferro-titané pour le protolithe des éclogites du Tso Morari. Les paragenèses minéralogiques de ces éclogites sont comparables à celles d'autres éclogites des Alpes ou de Norvège, provenant de protolithes riches en Fe-Ti (Fig. II-15). D'après Carswell (1990), l'éclogitisation des roches basiques Fe-Ti débute dans des conditions P-T plus basses que pour des roches Mg-Al. C'est probablement une des raisons pour laquelle les éclogites du Tso Morari ne préservent jamais les stades métamorphiques progrades anté-éclogitisation.

Dans la marge continentale indienne, les roches basiques, associées à des sédiments du Cambrien au Permien ou à des orthogneiss, sont interprétées comme étant: soit des roches filoniennes du Carbonifère supérieur, intrusives dans les orthogneiss cambro-ordoviciens et dans des lithologies du Cambrien au Carbonifère inférieur; soit des basaltes appartenant aux Panjal Trapps du Permien inférieur (Vannay & Spring, 1993). Aucun autre événement magmatique n'a été mis en évidence à ce jour dans le nord-ouest Himalaya. Par analogie stratigraphique, les roches basiques du Tso Morari sont généralement attribuées aux Panjal Trapps. Honegger *et al.* (1989), Papritz & Rey (1989), Vannay (1993) et Vannay & Spring (1993) ont étudié

les roches basiques au Lahul et Zaskar. Afin de caractériser la nature et le contexte de mise en place des roches basiques du Tso Morari, de nouvelles analyses d'éléments majeurs, traces et terres rares ont été effectuées. Elles permettent de tester la corrélation faite avec les Panjal Trapps permien. Les roches analysées affleurent aussi bien dans les sédiments que dans les orthogneiss.

Honegger *et al.* (1989) décrivent les Panjals Trapps comme des basaltes non porphyriques, mis en place de manière sub-aérienne dans un contexte de marge passive, avec des apports terrigènes. Des coulées massives aphyriques au Kashmir (plus fines dans le Haut-Lahul et Zaskar) montrent une composition principalement tholéitique, parfois alcaline (Honegger *et al.*, 1982; Vannay, 1993). Quelques pillows lavas, contenant des clinopyroxènes, sont reconnus dans les Panjal Trapps: ils suggèrent un environnement littoral, au dessus et au dessous du niveau marin (Nakazawa & Kapoor, 1973). Dans le contexte du Tso Morari, ces roches basiques sont totalement métamorphisées, étirées et boudinées: il est donc impossible de reconnaître des pillows lavas. Cependant, une cer-

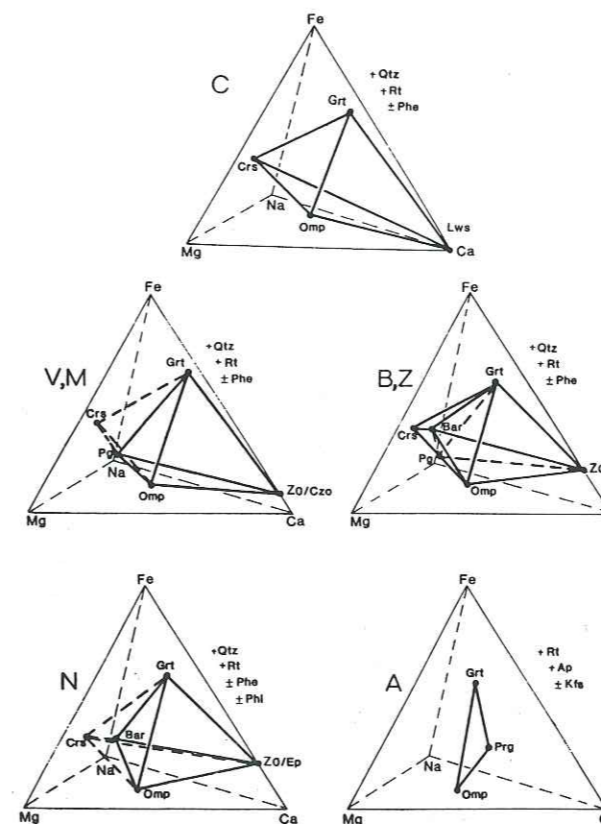


Fig. II-15 : Paragénèses minéralogiques typiques du faciès éclogitique pour des protolithes basaltiques Fe-Ti. (C) Corse; (V) groupe de Voltri; (M) Monviso; (B) Breuil St Jacques; (Z) Zermatt; (N) Naustdal et (A) Almklovdalen (Norvège). Les metabasites du Tso Morari présentent une paragénèse minérale éclogitique semblable aux roches basiques Fe-Ti.

taine continuité dans les affleurements suggère la présence de coulées. De plus, au nord-ouest du Tso Kar, Fuchs & Linner (1996) décrivent quelques pillows lavas.

Les dykes du Baralacha La, décrits dans le Haut Lahul, sont des filons basaltiques souvent injectés le long de failles normales, qui recoupent les unités stratigraphiques du Cambrien jusqu'à la formation de Lipak du Carbonifère supérieur (Vannay, 1993). Ces intrusions ont une épaisseur variant de 1 à 20 m. Associés aux intrusions, quelques niveaux basaltiques apparaissent concordants (ibid). Vannay & Spring (1993) montrent que ces filons ne sont pas comagmatiques des Panjals Trapps, et ne peuvent donc pas correspondre à des filons nourriciers.

Certaines de ces roches sont très bien préservées de la rétro-morphose (Ts34, Ts51, Ch171c, Ch266a), alors que d'autres sont complètement rétro-morphosées dans le faciès Amphibolite (Lk93-46, Lk93-51, Lk93-61, Ts45, Ch163, Ch165d, Ch171d).

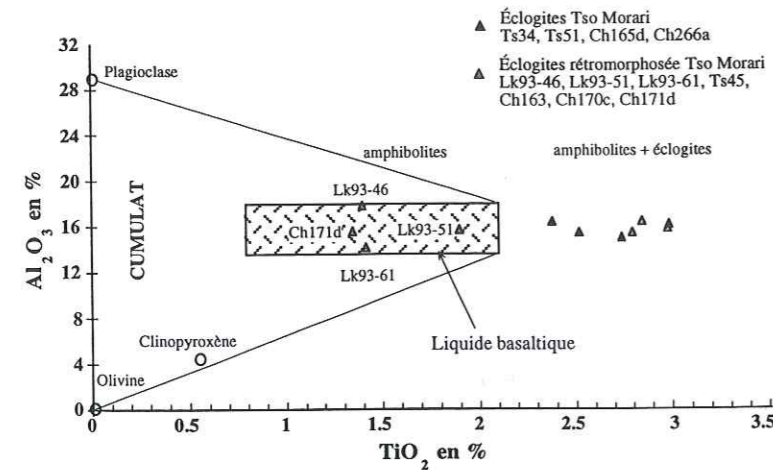


Fig. II-16 : Diagramme Al_2O_3 vs. TiO_2 , pour les éclogites et amphibolites basiques du Tso Morari, montrant que ces roches n'ont pas une origine cumulative, en revanche elles sont extrêmement riches en TiO_2 .

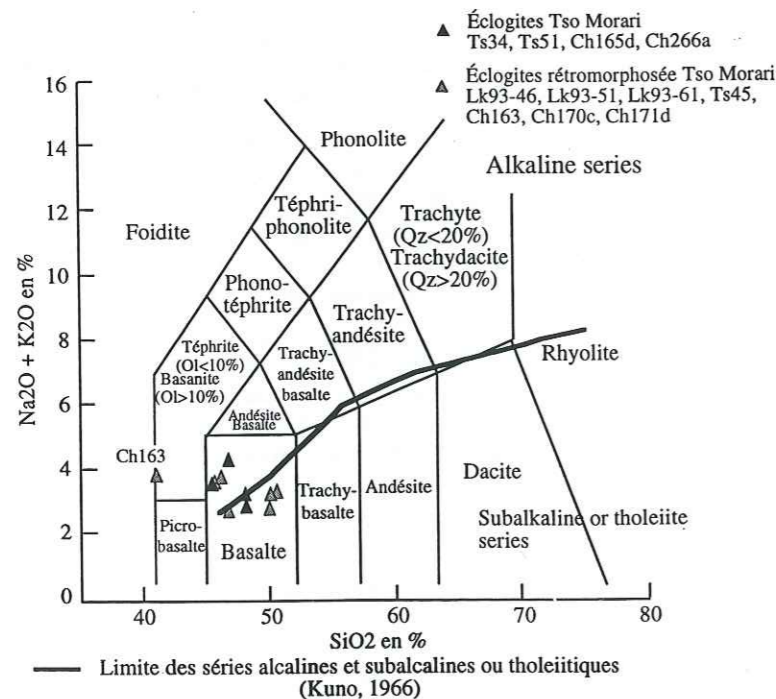


Fig. II-17 : Diagramme $(Na_2O + K_2O)$ vs. SiO_2 (Le Maître *et al.*, 1989), montrant que les éclogites et les amphibolites du Tso Morari sont roches basaltiques, sauf (Ch163).

Le diagramme Al_2O_3 vs. TiO_2 permet de distinguer les roches plutôt cumulatives des liquides basaltiques (Fig. II-16). Aucune des roches basiques du Tso Morari ne se trouve dans le champs des cumulats. Certaines se situent dans celui des liquides basaltiques mais la plupart ne sont dans aucun des deux champs à cause de leur forte teneur en TiO_2 . Cependant, toutes les analyses s'alignent dans la continuité du champs des liquides basaltiques. Les diagrammes de discrimination des basaltes peuvent donc être utilisés sur ces échantillons.

Dans le diagramme $(Na_2O + K_2O)$ vs. SiO_2 de Le Maître *et al.* (1989) (Fig. II-17), la grande majorité des échantillons du Tso Morari se trouve dans le champs des basaltes, sauf (Ch163) qui est dans le champs des téphrites ou basanites. Ces basaltes sont à cheval sur les séries tholeiitiques et alcalines, ce qui est compatible avec les observations faites sur les Panjal Trapps par Honegger *et al.* (1989, Fig. 3). La variation sensible des teneurs en $Na_2O + K_2O$ pour l'échantillon (Ch163) est peut-être due à des effets métamorphiques plus ou moins associés à la circulation de fluides pendant la rétro-morphose. En effet, cette éclogite est partiellement rétro-morphosée dans le faciès Amphibolite. Les diagrammes discriminants, basés sur des éléments immobiles tels que le Zr, Ti, Y, Nb, Hf, P, Ta et les terres rares

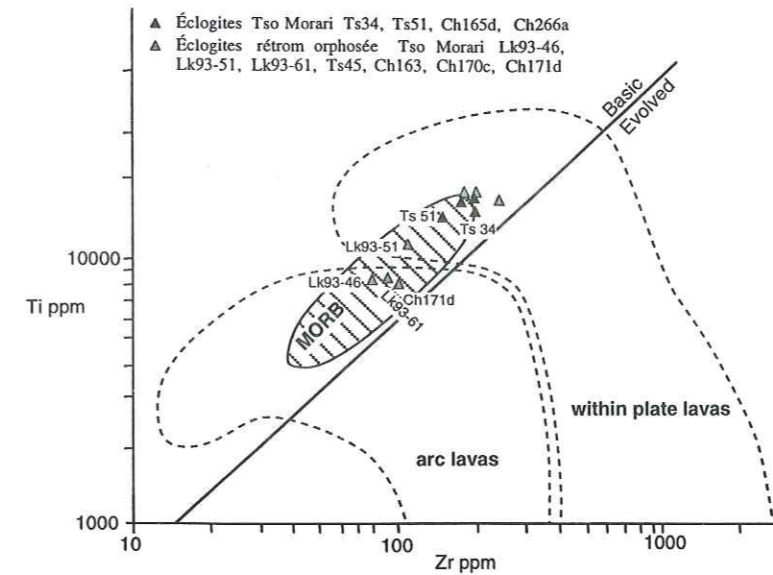


Fig. II-18 : Diagramme Ti vs. Zr des éclogites fraîches et rétro-morphosées du dôme du Tso Morari, montrant un caractère de MORB et de basaltes intraplaques ; d'après Pearce & Cann (1973).

En comparant l'étude des roches basiques du Tso Morari à celle faite par Vannay & Spring (1993) (Fig. II-19), nous constatons que ces roches ont globalement la signature des dykes du Baralacha La, plutôt que celle des Panjal Trapps analysés au Zanskar.

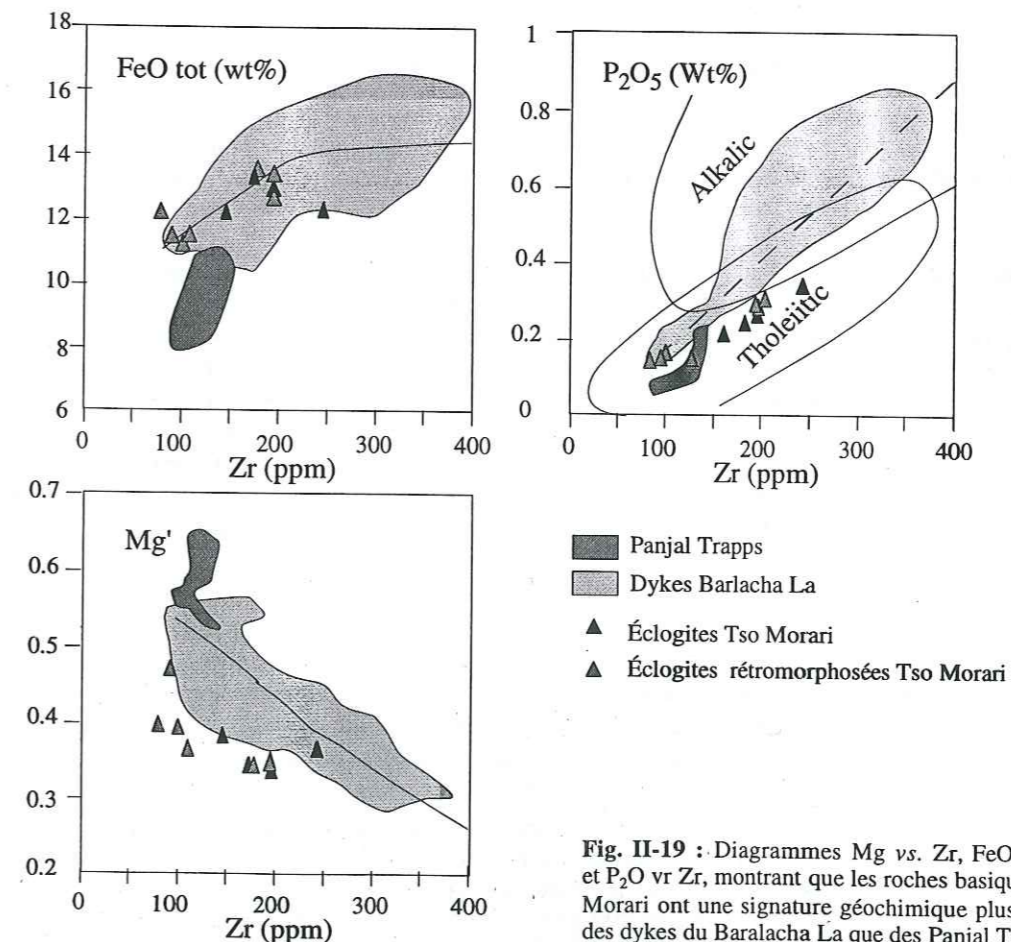


Fig. II-19 : Diagrammes Mg vs. Zr, FeO vs. Zr et P_2O_5 vs. Zr, montrant que les roches basiques du Tso Morari ont une signature géochimique plus proche des dykes du Baralacha La que des Panjal Trapps.

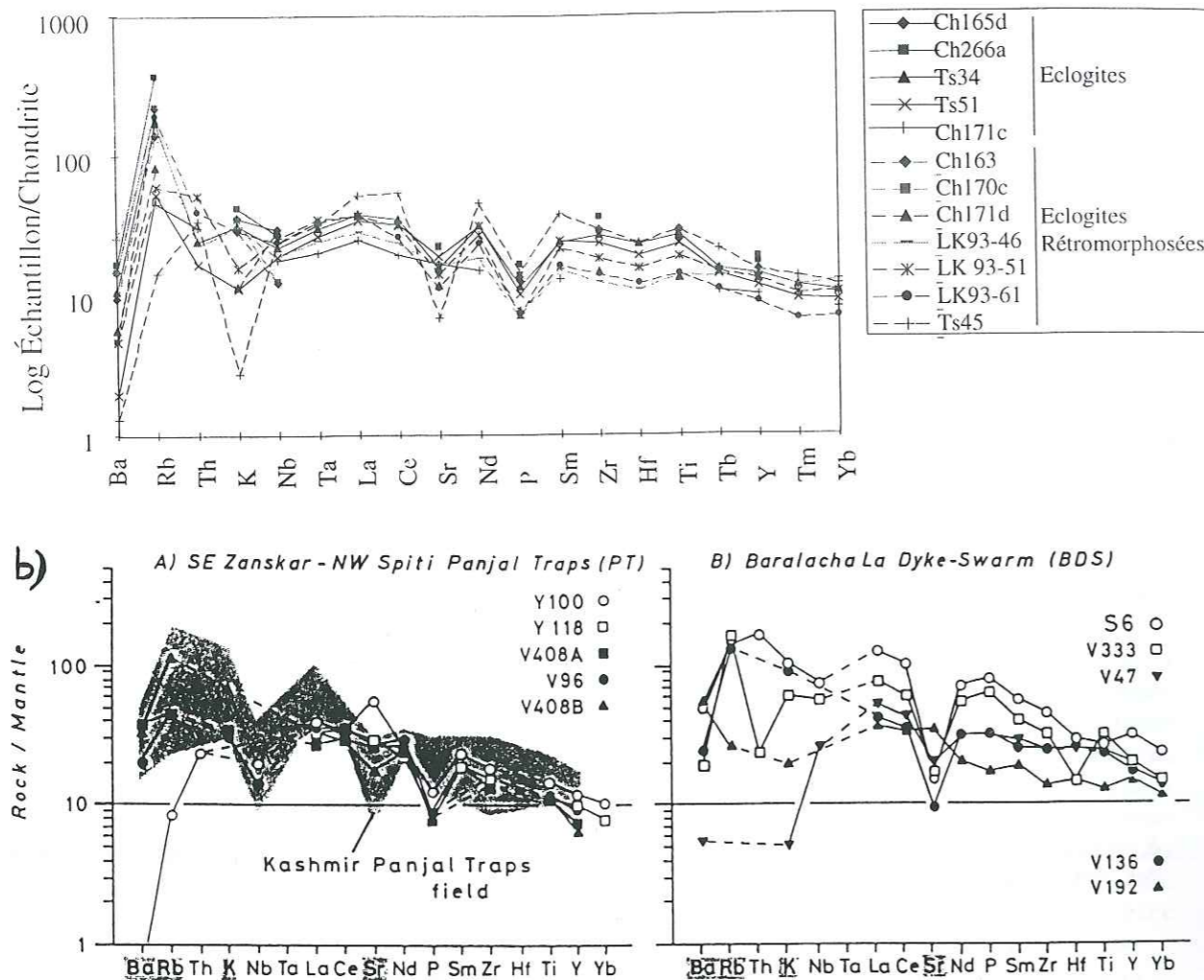


Fig. II-20 : a) Spectre des éléments traces normalisés à la chondrite, (spiderdiagram), des écolgites fraîches (trait plein) et des écolgites rétroformosées dans le faciès amphibolite (tirets) du Tso Morari (normalisation d'après Thompson (1982)). b) Spectres d'éléments traces normalisés au manteau appauvrit des Trapps du Panjal et des dykes du Baralacha La (Vannay & Spring, 1993).

Le spectre des éléments traces normalisés à la chondrite (spiderdiagram - Fig. II-20a) est relativement cohérent pour l'ensemble des échantillons, sauf pour Ts45 qui montre de grandes variations. Cet échantillon est rétroformosé dans le faciès Amphibolite, ce qui pourrait expliquer les variations observées. La tendance générale des spectres montrent un enrichissement en éléments incompatibles par rapport à la chondrite (éléments situés à gauche du diagramme), et notamment un fort enrichissement en Rb. En revanche, les éléments Ba, Sr, P et parfois K montrent des pics négatifs. La même forme de spectres et notamment les pics négatifs de Sr et P s'observent dans des Trapps (Continental Flood Basalt (CFB)) tels que les Trapps du Deccan (Wilson, 1989), ou les Panjal Trapps permien (Vannay & Spring, 1993) (Fig. II-20b).

En normalisant ces éléments aux MORB (Fig. II-21), les roches du Tso Morari se révèlent enrichies en éléments incompatibles (Th, Ta, Nb et Ce) par rapport aux MORB. Les éléments plus compatibles ont par contre des teneurs similaires ou inférieures à celles des MORB. Là encore, un très fort enrichissement en Rb, Th et Ce, ainsi que des pics négatifs en Ba, Sr, Nb et Yb, sont observés. Ce type de spectre semble caractéristique des CFB. En effet, il montre des points communs avec les spectres de E-MORB (MORB enrichi) ou d'OIT (Tholéiite d'Ile Océanique), suggérant l'influence d'un panache mantellique.

Le caractère tholéiitique des échantillons du Tso Morari est illustré dans le diagramme (Fe_{tot}+Ti)-Al-Mg (Rickwood, 1989, corrigé par Rollinson, 1993) et le diagramme Fe₂O₃-(Na₂O+K₂O)-MgO (Irvine & Baragar, 1971) (Fig. II-22a, b). L'évolution, depuis des tholéiites riches en Mg vers des tholéiites riches en Fe, peut traduire l'évolution par différenciation

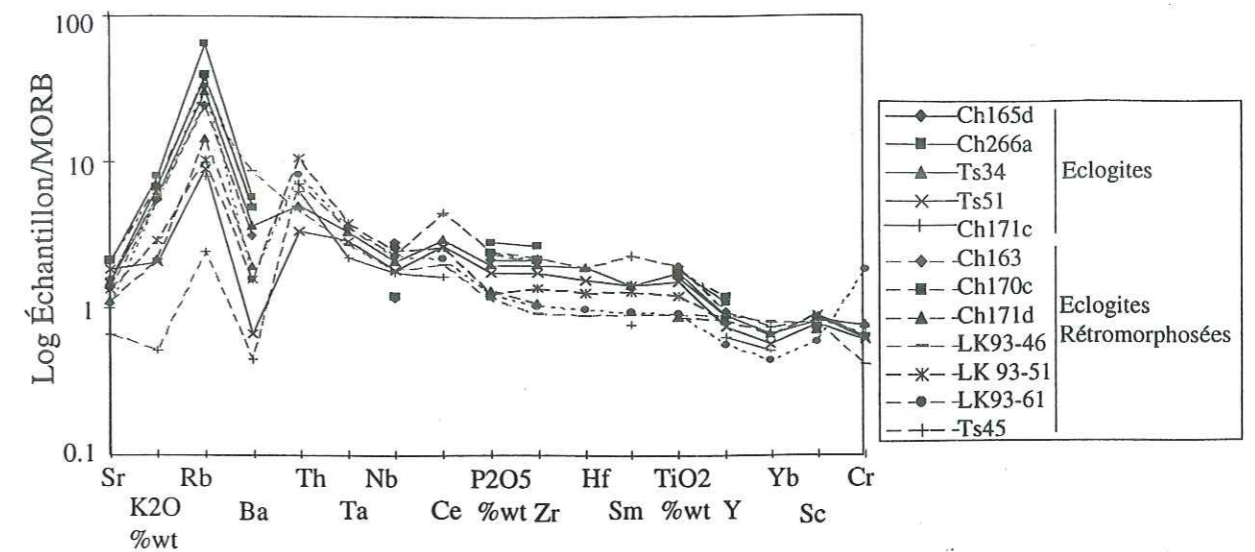


Fig. II-21 : Spectre des éléments traces normalisés au MORB des metabasalts du Tso Morari, normalisation d'après les données de Pearce (1983). Les écolgites sont en trait plein, les amphibolites en tirets.

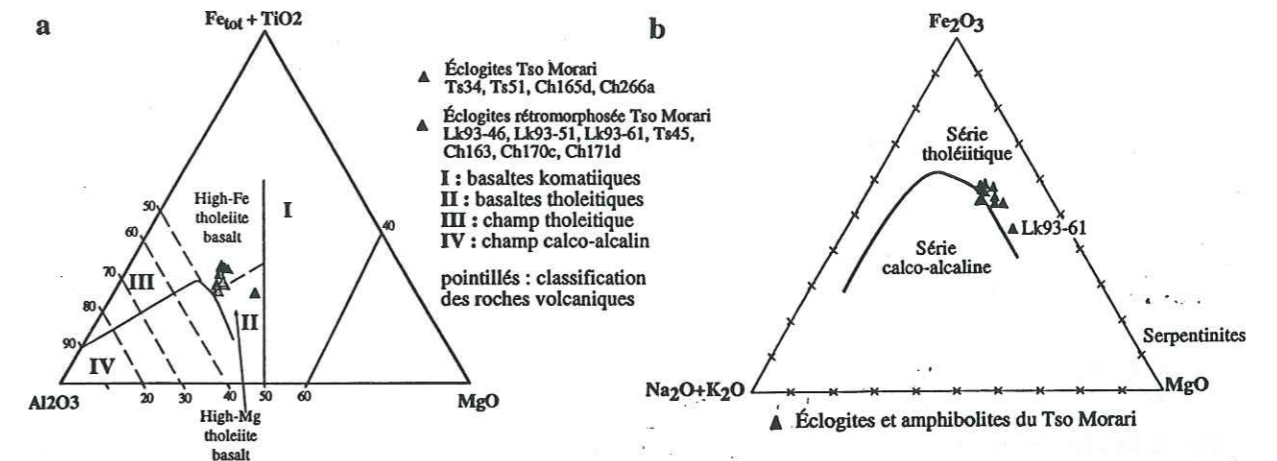


Fig. II-22 : a) Diagramme (Fe_{tot}+Ti)-Al-Mg (Rickwood, 1989, corrigé par Rollinson, 1993) des écolgites plus ou moins rétroformosées du dôme du Tso Morari. b) Diagramme Fe₂O₃-(Na₂O+K₂O)-MgO montrant que ces metabasalts (Irvine & Baragar, 1971) appartiennent à la suite tholéiitique.

d'une lignée tholéiitique. Cependant, la forte recrystallisation de nos roches et le fait que ce diagramme implique des éléments alcalins très mobiles pendant le métamorphisme, empêchent de discuter la lignée magmatique.

Les éléments immobiles Zr, Ti, Nb et Y permettent de construire deux diagrammes : (Ti/100)-Zr-(Y*3) (Fig. II-23a) et (2*Nb)-(Zr/4)-Y (Fig. II-23b). Ils montrent que les roches du Tso Morari font partie des basaltes intraplaques, comme les Panjal Trapps (Papritz & Rey, 1989) ou les dykes du Baralacha La (Vannay & Spring, 1993). Cependant, certains échantillons (Lk93-46, Lk93-51, Lk93-61, Ts45 et Ch171d) sont déplacés vers ou dans le champs des MORB (Fig. II-23a, b). Ce sont ces échantillons qui présentent également une signature de MORB dans le diagramme Ti vs. Zr (Fig. II-18). Or Vannay & Spring (1993) considère que cette signature est représentative des Panjal Trapps permien plutôt que des dykes carbonifères du Baralacha La. Cette évolution peut traduire un amincissement sensible de la lithosphère continentale au cours du rifting, depuis le Carbonifère jusqu'au Permien. Cependant, notons que toutes les roches, qui sont dans le champs des MORB dans les Figures II-23a, b, sont des écolgites très rétroformosées. De plus, Papritz & Rey (1989) observent la même évolution pour des roches du NE Pakistan, attribuées aux Panjals Trapps. La chimie du protolithe de ces roches facilite-t-elle la rétroformose ou c'est la rétroformose qui modifie leur signature chimique? Les différences de signatures isotopiques reflètent-elles une

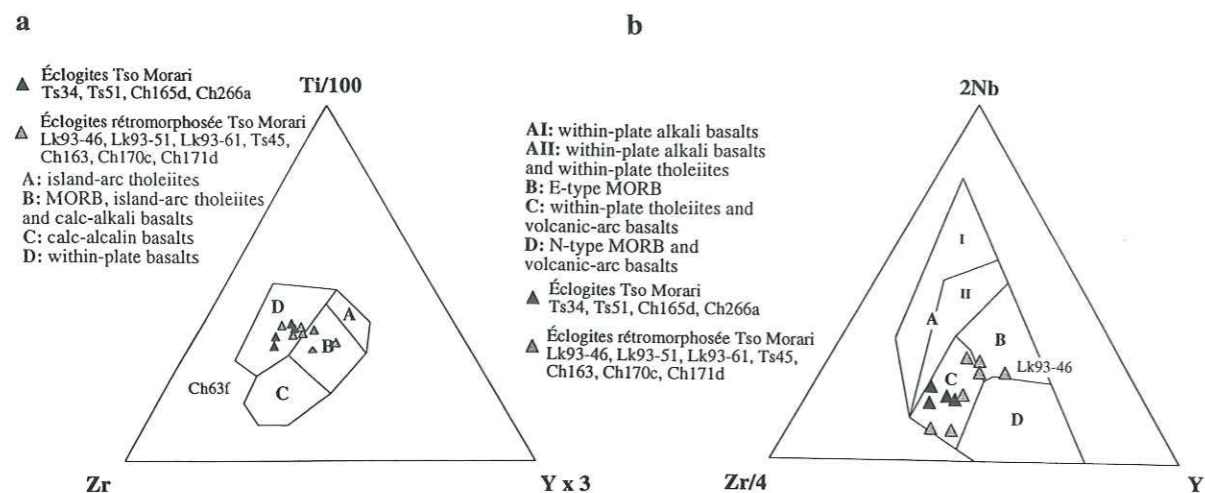


Fig. II-23 : a) Diagramme (Ti/100)-Zr-(Y*3) des éclogites plus ou moins rétrogressées du Tso Morari, d'après Pearce & Cann (1973). b) (2*Nb)-(Zr/4)-Y, d'après Meschede (1986), sur les mêmes échantillons.

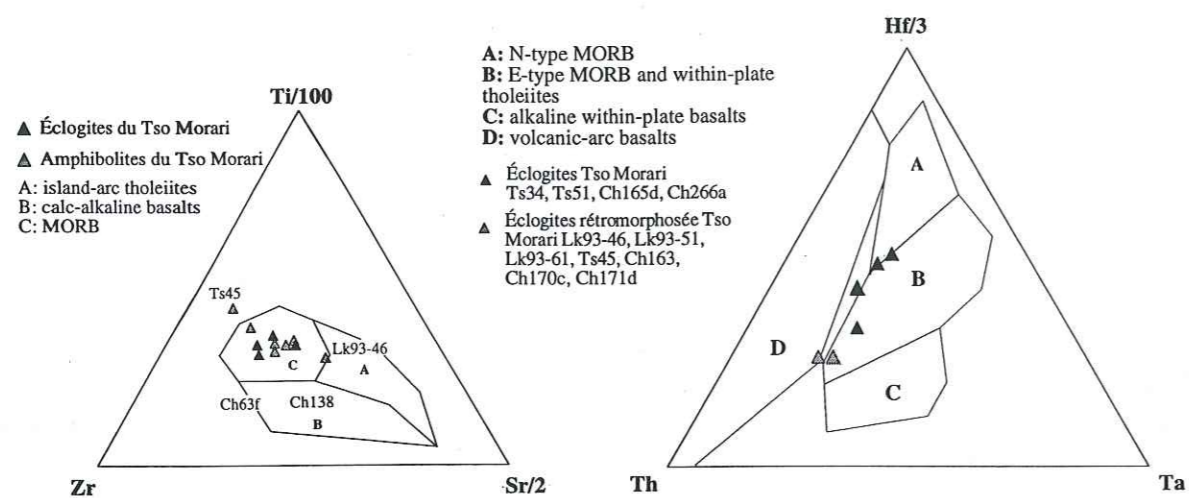


Fig. II-24 : Diagramme (Ti/100)-Zr-(Sr/2) des roches basiques du Tso Morari, d'après Pearce & Cann (1973). Les analyses les plus divergentes correspondent à des amphibolites

Fig. II-25 : Diagramme (Hf/3)-Th-Ta montrant une dispersion différente pour les éclogites fraîches et celles qui sont rétrogressées dans le faciès amphibolite, d'après Wood (1980).

réelle différence de protolithes (dykes et Panjal Trapps) ou une évolution rétrogressive contrastée?

Dans d'autres diagrammes, où les éléments sélectionnés ne permettent pas de préciser la nature intraplaque des magmas [comme le diagramme (Ti/100)-Zr-(Sr/2), Fig. II-24], nos analyses se trouvent toutes dans le champs des MORB, sauf Lk93-46 et Ts45, deux amphibolites qui se distinguent toujours des autres metabasites. Or ce type de diagramme est particulièrement sensible à l'altération des roches car le Sr est très mobile (Morrison, 1978; Smith & Smith, 1976). Pour ces deux échantillons au moins, la rétrogression semble donc modifier leur teneur en éléments mobiles. Dans ce diagramme, presque toutes les analyses se trouvent dans le champs des MORB plutôt que dans celui des basaltes de marge active ou d'île océanique (Pearce & Cann, 1973). Ceci est compatible avec une signature de tholéiites continentales (CFB) qui évoluent vers des basaltes de croûte océanique au cours de leur histoire, c'est à dire à des CFB lié au rifting. D'ailleurs, dans le diagramme (Hf/3)-Th-Ta (Fig. II-25), les basaltes du Tso Morari se trouvent en bordure du champs des E-MORB (MORB enrichis), qui ont des compositions proches de celles des CFB. Notons dans ce diagramme une discrimination nette entre les éclogites fraîches TS34 et Ts51 (se trouvant à la limite du champs des basaltes d'arc et des E-MORB) et des éclogites rétrogressées dans le faciès Amphibolite (qui ont évolué vers une signature de N-MORB). Là-encore, ce type de diagramme pose le problème de l'influence de la rétrogression sur la signature géochimique des roches.

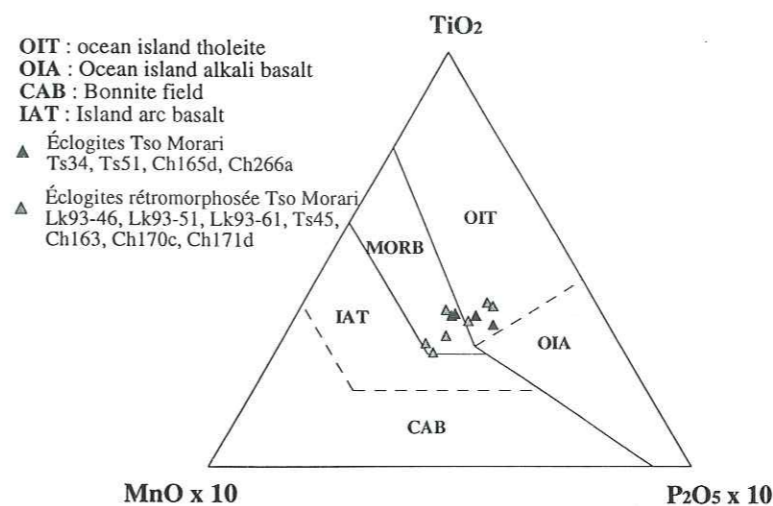


Fig. II-26 : Diagramme TiO_2 -(Mn*10)-(P₂O₅*10) des metabasalts du Tso Morari, d'après Mullen (1983).

pendant, certaines roches plus rétrogressées se rapprochent des Panjal Trapps donc de la croûte océanique. Ces variations sont probablement liées à la rétrogression. En effet, alors que l'éclogitisation (qui est un métamorphisme plutôt anhydre) n'entraîne probablement pas de modification majeure de la signature géochimique des roches basiques, la rétrogression des éclogites dans le faciès Amphibolite impliquent, elle, des réactions d'hydratation qui nécessitent des apports de fluides. Au cours de ce métamorphisme secondaire, des modifications majeures de la signature géochimique des roches sont à suspecter (Spencer, 1993).

Les roches étudiées affleurent aussi bien en intrusions dans l'orthogneiss cambro-ordovicien qu'en alternances avec les sédiments permien. Les coulées basaltiques permien ne peuvent pas être associées aux dykes carbonifères de Baralacha La, même si leurs signatures géochimiques sont très proches. Nous pensons que la signature de dyke, décrite par Vannay & Spring (1993), reflète plutôt des caractéristiques spécifiques à la région Ladakh-Zaskar du magmatisme intraplaque associé au rifting.

II-2. Pétrologie des roches pélitiques

Cette étude a fait l'objet d'une publication parue dans Contribution to Mineralogy and Petrology (1997), 128 : 197-212.

Titre en français : **Métasédiments éclogitiques de la région du Tso Morari (Ladakh, Himalaya) : évidence de la subduction continentale pendant la convergence Inde-Asie.**

Résumé en français : Les métasédiments de la zone du Tso Morari (Ladakh, Himalaya) fournissent de nouvelles informations sur le métamorphisme du Haut Himalaya dans la partie nord-ouest de la chaîne himalayenne. Des analyses de roches totales et des observations pétrologiques montrent que ces métasédiments correspondent à des métapélites riches en fer, des métapélites riches en magnésium, des métapélites intermédiaires et des métagreywackes de la marge continentale indienne. L'assemblage jadéite + chloritoïde + paragonite + grenat dans les métapélites riches en fer indique des pressions de 20 ± 2 kbar pour des températures de 550 ± 50 °C, données par thermobarométrie basée sur les échanges cationiques, par le champs de stabilité des minéraux et par les estimations P-T calculées à l'aide du programme *Thermocalc*. Ces résultats sont cohérents avec des estimations P-T faites sur d'autres métasédiments ainsi qu'avec la présence d'éclogites. La rétrogression commence à la transition des faciès éclogite-schistes bleus (entre 18 et 13 kbar à 540 ± 50 °C) et se poursuit par une augmentation de température jusqu'à 630 ± 30 °C dans les conditions du faciès amphibolite. Cette évolution métamorphique est due à la subduction de marge continentale indienne sous la marge sud asiatique au début de la collision Inde-Eurasie puis à son exhumation.

S. Guillot · J. de Sigoyer · J.M. Lardeaux · G. Mascle

Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence

Received: 17 April 1996 / Accepted: 19 February 1997

Abstract Metasediments in the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya) provide new insights into the Higher Himalayan metamorphism in the northwestern part of the Himalayan belt. Whole-rock analyses and petrologic observations show that the metasediments correspond to Fe-rich metapelites, Mg-rich metapelites, intermediate metapelites and metagreywackes of the Indian continental margin. Jadeite + chloritoid + paragonite + garnet in the Fe-rich metapelites indicate pressures of 20 ± 2 kbar at temperatures of 550 ± 50 °C according to major element partitioning thermobarometry, stability fields of minerals and Thermocalc *P-T* estimates. These results are consistent with *P-T* estimates on other metasediments and with the occurrence of eclogites. Subsequent retrogression at the eclogite-blueschist facies transition (from 18 to 13 kbar and 540 ± 50 °C) was followed by an increase in temperature to 630 ± 30 °C at amphibolite facies conditions. The metamorphic evolution is related to subduction of the Indian continental margin beneath the southern Asian margin at the onset of the Indian-Eurasian collision.

Introduction

The collision of India and Asia involves the largest scale of active continental deformation since the Eocene. Numerous models have been proposed to explain the formation of the Himalayan belt and the high elevation

and deep crustal structure of the Tibetan plateau. Argand (1924) realized that the India-Eurasia boundary was internally deformed and suggested that much of the convergence took place by underthrusting of Indian continental crust beneath the Tibetan plateau. This idea has been further developed by numerous authors (Barazangi and Ni 1982; Powell and Conaghan 1975; Lyon-Caen and Molnar 1983; Zhao and Morgan 1985; Mattauer 1986) who have proposed that the Himalaya formed by north-dipping thrusts of the upper and middle Precambrian Indian crust to form a crustal accretionary prism. It has also been suggested that the thickening of the Tibetan crust could have been the result of homogeneous shortening and buckling of the entire crust during convergence (Dewey and Burke 1973; England and Housemann, 1986; Burg et al. 1994). Tapponnier et al. (1986), in contrast, suggested that the 2000–2500 km of northward convergence was accommodated partly by crustal shortening of the Indian and Tibetan crust, and partly by eastward extrusion of the Tibetan plateau along active wrench faults. Although these different collisional models are supported to various extents by field, seismic and satellite imagery data (Le Fort 1975; Mattauer 1986; Tapponnier et al. 1986; Hodges et al. 1993; Zhao et al. 1993), none of them take into account the possible occurrence of high-pressure metamorphism in the Higher Himalaya. The discovery in different mountain belts of high-pressure (HP) assemblages in continental crust slices, constitutes one of the significant discoveries in geology over the past 30 years. The burial of continental material to depths of 60–100 km is either explained by the subduction of continental lithosphere or by crustal thickening during collision (Dal Piaz et al. 1972; Compagnoni et al. 1977; Lardeaux et al. 1982; Carswell 1990; Chopin et al. 1991; Reinecke 1991; Dewey et al. 1993). Thermal modelling suggests that the low-temperature (LT) regime ($\sim 10^\circ/\text{km}$) recorded by blueschist and low-*T* eclogite facies metamorphic rocks is consistent with subduction, followed by exhumation prior to thermal relaxation (England and Thompson 1984; Platt 1987; Peacock 1992).

As a consequence, the occurrence of eclogites in the internal zones of mountain belts provides information about the thermal and mechanical processes that occur during continental convergence.

Eclogites have recently been described in the Upper Kaghan valley (North Pakistan) of the Himalayan belt (Pognante and Spencer 1991); these rocks imply a minimum depth of burial of 60 km of the Indian plate as a result of Himalayan continent-continent collision (Tonarini et al. 1993; Spencer 1993). During the last two years, we reported on eclogite from the Tso Morari dome in Eastern Ladakh (Guillot et al. 1995a,b; de Sigoyer et al. in press) following the discovery of Berthelsen (1953) and Kumar (1982). Despite these recent discoveries of HP rocks in the Himalaya, the metamorphism of this mountain belt is still considered to be solely the result of collisional processes (Ratschbacher et al. 1994; Spencer et al. 1995; Chemenda et al. 1995).

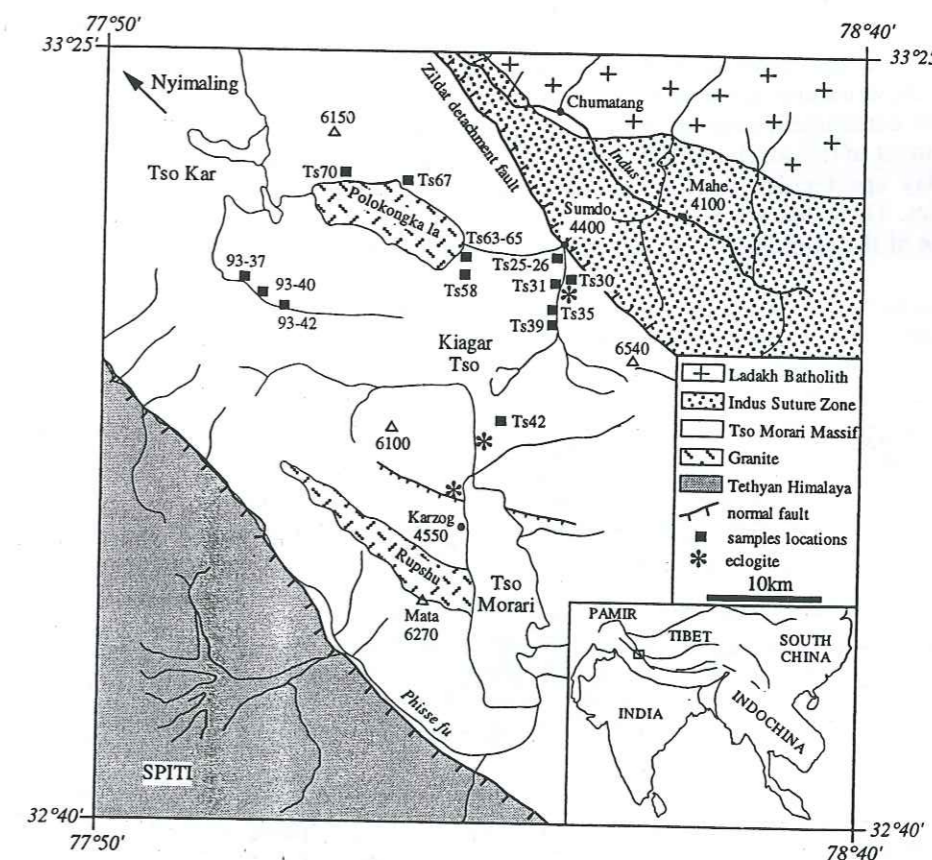
The petrologic investigation of metasediments associated with eclogites is generally a powerful technique to unravel the metamorphic evolution of high-pressure belts. Such metasediments could be described in the KFMASH (Vuichard and Ballevre 1988; Spear and Cheney 1989; Mottana et al. 1990) and/or the NFMASH multisystems (Kienast and Triboulet 1972; Guiraud et al. 1990; Theye and Seidel 1991). The purpose of this paper is to discuss the HP-LT metamorphic and microstructural evolution of the metasediments from the Tso Morari dome (eastern Ladakh, India) and

to explore the tectonic and geodynamic consequences they have on the evolution of the Himalayan belt.

Geologic background

With its location between the Indus Suture Zone to the north and the Zaskar Tethys Himalaya to the south, the Tso Morari dome in eastern Ladakh constitutes an important lithological and tectonic element that stretches fifty kilometres NE to SW and more than one hundred kilometres NW to SE. The Tso Morari dome is a northwest-southeast trending, doubly plunging anticline limited to the northeast by the Zildat detachment fault and to the south by the Phirse detachment fault (Fig. 1). The Tso Morari was first regarded as a northern extension of the High Himalayan Crystallines slab (Hayden 1904; Berthelsen 1953; Gansser 1964; Shankar et al. 1976), but the discovery of Palaeozoic to lower Mesozoic metasediments all along the dome (Thakur 1983; Colchen et al. 1994), confirmed by the occurrence of Upper Permian fossils in its upper northwestern limb (Virdi et al. 1978), indicates that the Tso Morari dome is not strictly equivalent to the Precambrian rocks of the High Himalayan Crystallines slab of Zaskar. It can be correlated with Gurla Mandhata and Kangmar crystalline domes in South Tibet (Gansser 1964; Thakur 1983; Burg et al. 1987). Recently, the Tso Morari stratigraphy was compared to the Nyimaling antiform situated

Fig. 1 Geologic map of the Tso Morari area (Rupshu district) from our field work, spot image interpretation and compilation of the maps of Hayden (1904), Berthelsen, (1953) and Thakur (1983). The stars correspond to the fresh basic eclogites described by Guillot et al. (1995) and de Sigoyer et al. (in press). The squares correspond to the location of the samples presented in the text



S. Guillot (✉) · J. de Sigoyer · J.M. Lardeaux
Laboratoire de pétrologie et Tectonique – CNRS
UMR 5570 – UCBL and ENSL, 27-43 bd du II Novembre,
F-69622 Villeurbanne, France

G. Mascle
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes
Alpines – CNRS UPR5129-UJF, 15 rue M. Gignoux,
F-38000 Grenoble, France

Editorial responsibility: K.V. Hodges

farther to the northwest (Stutz and Steck 1986; Colchen et al. 1994 and personal observations) and may be correlated with the stratigraphic succession first described by Greco et al. (1989) in the Kaghan valley. At the core of the dome, the metamorphic basement is augen gneisses of probable Cambro-Ordovician (Stutz 1988). These are covered by a metasedimentary series of Cambrian to Devonian quartzites, schists and conglomerates overlain by marine marbles, dolomitic marbles and metapelites of Lower Carboniferous to Triassic age. All are intercalated with metavolcanic rocks in the form of eclogitic lenses parallel to the main foliation plane (Berthelsen 1953; Kumar 1982; Guillot et al. 1995a). The sedimentologic correlations indicate that this domain belongs to the Indian continental margin thinned during the Permo-Triassic opening of the Neo-Tethys (Bassoulet et al. 1980; Honegger et al. 1982; Cannat and Mascle 1990; Steck et al. 1993; Spencer et al. 1995).

Microstructural analysis of the Tso Morari massif shows three phases of ductile deformation (Fig. 2). The D_1 structures are best developed in the metasedimentary cover. They are characterized by tight to isoclinal NW-SE subvertical folds with an associated axial-plane cleavage S_1 and an intersection lineation L_1 , parallel to the F_1 fold axes. The D_2 structures transposed the earlier structures, and predominate in the orthogneiss but are also present in the metasedimentary cover. They are characterized by recumbent open F_2 folds associated with a sub-horizontal axial-plane cleavage S_2 . The L_2 mineral lineation is defined by the preferred orientation of phengites and is oriented $N110^\circ 10'E$. At the regional scale, the fold trains indicate southwestward vergence. The D_3 structures are related to the development of the Zildat detachment fault in the north and the Phirse detachment in the south and the huge NW-SE dome. They display spectacular ductile to brittle S_3 - C_3 mylonitic fabrics. The orientation of this fabric follows the overall shape of the dome with a stretching lineation L_3 striking

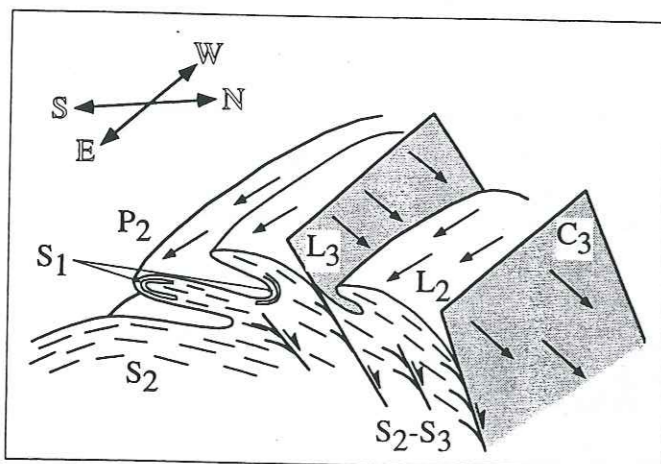


Fig. 2 Sketch of the D1-D2-D3 structure relationships in the Tso Morari massif

$N160^\circ 20'N$. The C-S relationship indicates a top-to-the-NNE extensional sense of shear in the northern limb and a top-to-the SSW in the southern limb of the dome (Fig. 2).

Petrography and geochemistry

The more than 50 samples of the Tso Morari metasediments that we studied include metapelites and metagraywackes. The metapelites contain one or more of the minerals garnet, glaucophane, chloritoid, white micas, kyanite, staurolite, jadeite or albite and quartz and the metagraywackes contain garnet, biotite, white micas, plagioclase and quartz (Table 1). The HP metapelites are observed chiefly in the northern part of the massif (Fig. 1) and could correspond to the metapelitic schists of the Triassic Lilang Formation (Colchen et al. 1994). The metagraywackes and associated quartzites folded with the metapelites could correspond to the lower Paleozoic Karsha and Thaple formations. The petrographic observations are confirmed by the whole-rock analyses: (1) glaucophane-chloritoid-jadeite-bearing samples are Fe-rich metapelites; (2) rocks rich in staurolite and kyanite and poor in plagioclase have an intermediate composition between the Fe-rich metapelites and the metagraywackes; (3) the garnet-free sample (TS58d) is a Mg-rich metapelite and the absence of garnet can be explained by the absence of FeO and MnO in the whole-rock composition (Table 2); (4) the quartz-rich and plagioclase-poor sample (TS35) has a typical metagreywacke composition with high SiO_2 and Na_2O and low K_2O , MgO and FeO contents (Table 2). Compared with the average composition of platform clay minerals (Ronov and Yaroshevskiy 1976), the Tso Morari metasediments have significantly lower CaO but higher Na_2O contents (Table 2).

Petrography and geochemistry of metagraywackes

Metagraywackes show the S_2 - S_3 transposed foliation defined by the preferred orientation of phengite, paragonite, chlorite, zoisite and tourmaline. They are generally cut by the C_3 extensional shear bands.

Garnet: garnet (alm65-80 pyr10-20 grs08-15 sps1-2) is generally small (<0.5 mm.) and contains inclusions of rutile (Table 3).

White micas: phengites are less abundant than paragonite; both define the S_2 - S_3 foliation and the C_3 shear bands. The celadonite substitution of the phengites varies with microstructural location. The highest Si contents [up to 3.57 p.f.u. (per formula unit)] are in phengites preserved in secondary albite (Table 3). The Si content in phengites in the foliation plane ranges between 3.53 and 3.40. Late phengites cutting the foliation plane show lower celadonitic substitution (Si < 3.15 p.f.u.).

Table 1 Mineral parageneses of the Tso Morari metasediments. The numbers 1, 2, 3 refer to the assemblages 1, 2, 3

Samples	Chemistry	Qtz	Phe	WM	Pa	Gt	Ctd	Gl	Chl	Bt	Jd	Ky	St	Pl	Zo	Rt	Ilm
TS25	Fe-rich	1-2-3	1-2		1-2	1-2-3	1-3	2	3	3				2-3		1-2	2-3
TS26	Fe-rich	1-2-3	1-2		1-2	1-2-3	1-3	2	3	3				2-3		1-2	2-3
TS30	Fe-rich	1-2-3	1-2		1-2	1-2-3	1-3	2	3	3	1			2-3	1	1-2	
TS31	Fe-rich	1-2-3	1-2		1-2	1-2-3	1-3	2	3					2-3		1-2	2-3
TS39	Fe-rich	1-2-3	1-2		1-2	1-2-3	1-3	2	3					2-3		1-2	2-3
TS58	Fe-rich	1-2		3		1-2-3		2	3	3						1-2	2-3
93-40	Intermediate	1-2-3	2						2-3	3		3	2				2
93-42	Intermediate	1-2-3	2						2-3	3		3	2				
TS58d	Mg-rich	1-2-3	1-2		2				2			1			2	1	
TS67	Greywacke	1-2-3		2-3		1-2		3	3	3				2-3	2-3	1	2-3
TS35	Greywacke	1-2-3	1		2	1-2			3	3				2-3	2-3	1	2-3
TS42	Greywacke	1-2-3		2-3		1-2			3	3						1	2-3
TS63a	Greywacke	1-2-3	1		2	1-2			3	3				2-3	2-3	1	2-3
TS65	Greywacke	1-2-3	1			1-2				3					2-3	1	2-3
TS70	Greywacke	1-2-3		2-3		1-2				3					2-3	1	2-3
93-37	Greywacke	1-2-3							3	3							

Table 2 Bulk rock compositions of representative metasediments from the Tso Morari massif. The average of clay minerals is from Ronov and Yaroshevskiy (1976). The bulk compositions of the metasediments were determined by X-ray fluorescence (XRF)

Wt%	TS30	TS39	93-40	93-42	TS35	TS58	TS58d	Average of platform clays
SiO_2	59.19	62.04	69.08	71.7	75.74	74.98	70.56	53.3
TiO_2	0.88	0.69	0.51	0.65	0.36	0.34	0.47	0.82
Al_2O_3	19.59	18.58	17.41	14.03	12.78	13.35	14.89	15.2
FeO	8.05	6.97	5.02	3.85	2.76	2.56	0.65	6.53
MnO	0.17	0.1	0.09	0.08	0.08	0.05	0.01	0.08
MgO	2.86	2.39	2.59	2.35	1.08	1.08	5.38	3.09
CaO	0.79	0.81	0.96	1.15	0.41	0.65	0.19	5.32
Na_2O	1.63	1.61	1.53	2.28	3.09	0.3	0.16	0.7
K_2O	3.81	3.87	1.72	2.45	1.73	4.42	3.98	3.48
P_2O_5	0.12	0.16	0.11	0.19	0.12	0.19	0.14	0.1
H_2O	3.22	2.7	1.15	1.78	1.52	2.14	3.58	4.56
Total	100.31	99.92	100.17	100.51	99.67	100.06	100.01	93.18

Chlorites: chlorite is generally developed around garnet and corresponds to typical low-grade chlorite with X_{Mg} equal to 0.4. Stoichiometrically, there appears to be no tetrahedral aluminium suggesting a lack of ferric iron in the octahedral sites.

Feldspars: feldspars are limited to secondary albite, suggesting the occurrence of primary jadeite or paragonite prior to the development of the main S_2 foliation plane.

Petrography and geochemistry of metapelites

Three types of metapelite can be identified according to their chemistry and mineralogy: (1) Fe-rich metapelites contain garnet + jadeite + chloritoid + paragonite + blue amphibole + white micas + zoisite + chlorite + chloritoid \pm biotite; (2) Mg-rich metapelites contain kyanite + Mg-chlorite; (3) intermediate metapelites contain staurolite + kyanite + biotite + chlorite. All metapelites also contain quartz, paragonite,

phengite and accessory minerals (rutile, ilmenite, zircon, apatite).

Garnet: the dominant helicitic garnet (I) is full of inclusions that form a first internal foliation that we relate to D_1 . The inclusions consist of phengite, paragonite, chloritoid, zoisite, quartz, rutile and jadeite, the latter partly altered to paragonite (Fig. 3a). A second generation of garnet (II) which contains only quartz inclusions, rims garnet I (Fig. 3a). Garnets I and II are a solid solution of almandine ($X_{alm} = 63-79\%$), pyrope ($X_{py} = 6-18\%$), grossular ($X_{grs} = 8-16\%$) and spessartine ($X_{sps} = 0-6\%$). Their compositions are very similar to those described by Chopin et al. (1991) for the "cold" eclogite unit of the Dora Maira massif and belong to the low-temperature eclogite field of Coleman et al. (1965) (Fig. 4). The garnets show compositional zoning (Fig. 5) with a distinct bellshape. From core to rim three evolutionary steps can be distinguished. Garnet I is characterized by a decrease in MnO and CaO and an increase in FeO, with MgO remaining constant. The intermediate step corresponding

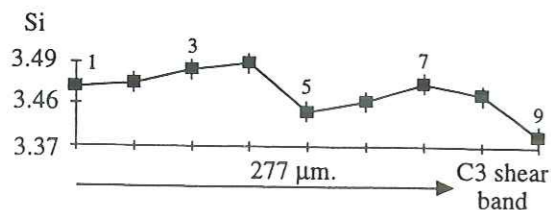


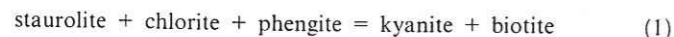
Fig. 7 Microprobe profile across phengites in a C₃ shear band. The analysis numbers refer to Fig. 3e. Notice the slight decrease of the Si⁴⁺ content in the phengite close to the C₃ shear bands. The vertical lines correspond to the uncertainty. Sample TS30

3.49 to 3.37 p.f.u.) from the external to the internal part of the shear bands (Fig. 3e and Fig. 7). Locally, phengite is rimmed by biotite. In the intermediate metapelites, paragonite and phengite are in textural equilibrium with kyanite + staurolite. The Si content of these phengites is always below 3.20 p.f.u.

Albite: like the metagreywackes, all the feldspars in the metapelites are albite (Table 3). The K₂O and CaO contents are close to the detection limit of the microprobe. They are generally associated with chlorite and chloritoid in the main S₂-S₃ foliation (Fig. 3a) or rim glaucophane (Fig. 3b). Albite was never observed as inclusions in garnet or other high-pressure minerals.

Kyanite: kyanite is observed in the Mg-rich and the intermediate metapelites. In the Mg-rich metapelites, it is in textural equilibrium with phengite and paragonite in the S₁ foliation (Fig. 3d). In the intermediate metapelites, kyanite with staurolite and chlorite inclusions is associated with biotite in the C₃ shear bands (Fig. 3f). The kyanite developed at the expense of staurolite and chlorite. This reactional kyanite is often rimmed or cut by secondary chlorite and white micas that continued to crystallize in the C₃ shear bands.

Staurolite: in the intermediate metapelites, staurolite includes rutile and is essentially ferrous staurolite with X_{Fe} ~ 0.85 (Table 3). In samples 93-40 and 93-42, staurolite is associated with chlorite and phengite in the S₂ foliation plane; all these minerals reacted to give kyanite and biotite, suggesting a temperature increase according to the KFMASH reaction (Harte and Hudson 1979):



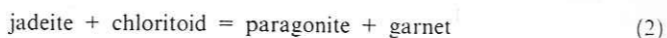
Accessory minerals: accessory minerals are rutile occurring as inclusions in garnet I and staurolite, in the matrix, where it is often rimmed by ilmenite. Zircon and apatite were also observed.

Phase relations in the Fe-rich metapelites

For the different whole-rock compositions, the observed phase relations can be used to demonstrate the compatibility of different mineral assemblages. It is stressed that the reactions given below relate to the observed paragenetic changes relative to variations of pressure and temperature. Metapelites can be described within the

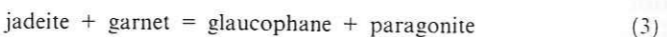
chemical system Na₂O-K₂O-CaO-FeO-MnO-MgO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-H₂O. However, some elements, such as SiO₂ and H₂O may be considered to be present in excess, and other elements such as MnO, CaO and TiO₂ are present in considerable amounts only in garnet, zoisite and rutile respectively. Eclogitic metapelites can therefore be described in the KFMASH system or in the NFMASH system. We describe the Tso Morari Fe-rich metapelitic rocks in the NFMASH system because: (1) K₂O is only present in phengite which is stable and present throughout the metamorphic evolution; (2) important reactions involve the sodic minerals jadeite, albite, paragonite and glaucophane. As suggested by Theye and Seidel (1991), the remaining components are grouped to construct an A-N-FM diagram with the coordinates A = AlO_{3/2} + FeO_{3/2}-NaO_{1/2}, N = NaO_{1/2} and FM = FeO + MgO. In this diagram, paragonite, chloritoid, glaucophane, jadeite, chlorite and albite and the whole-rock analyses of the most representative metapelites (TS30 and TS39) are represented (Fig. 8). Although the metapelites have strong foliation that partly obliterate the earlier metamorphic stages, thin section observations allow the successive tectonometamorphic steps to be distinguished.

The first mineral paragenesis jadeite + chloritoid + paragonite is included in garnet, with which it is in textural equilibrium. The projection of the whole-rock composition near the A-FM tie-line may explain the modal abundance of chloritoid and garnet rather than paragonite and jadeite in the first metamorphic stage. These four phases may not be stable together in the ANFM diagram. As previously pointed out, jadeite is partly destabilized to paragonite, suggesting the development of the reaction:



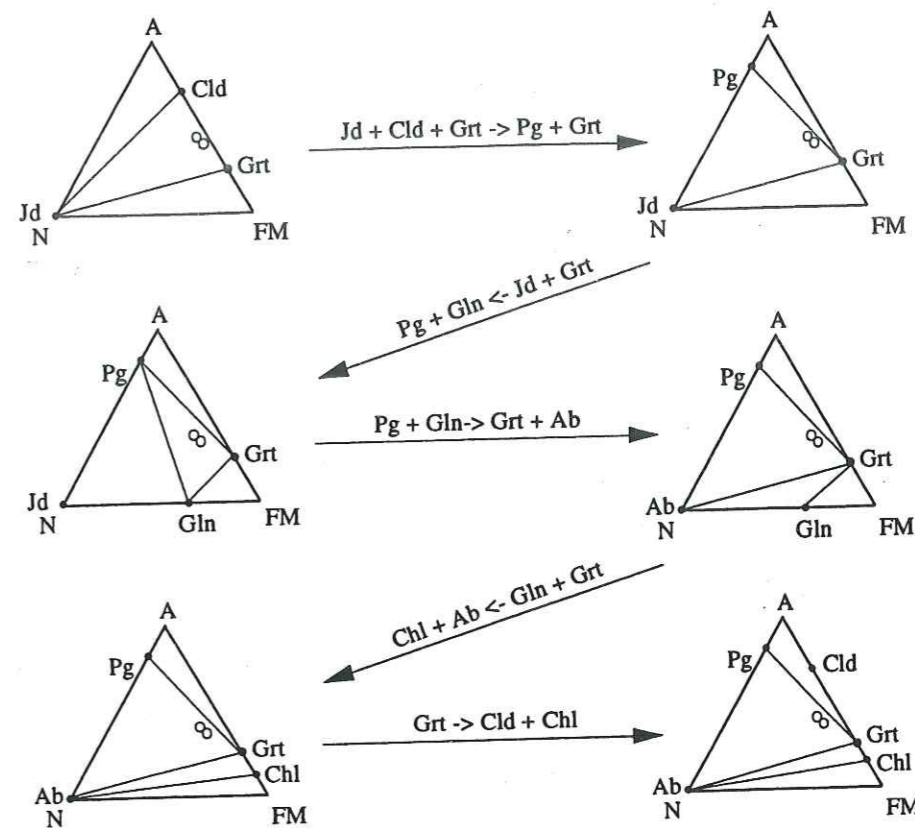
giving two successive parageneses: jadeite + chloritoid + garnet followed by jadeite + garnet + paragonite which are typical of eclogitic facies conditions in sodic metapelites (Guiraud et al. 1990).

The second mineral paragenesis is characterized by the development in the S₂ foliation of glaucophane coexisting with paragonite and garnet, similar to the metasediments of Western Crete (Theye and Seidel 1991). The linking reaction between the eclogitic assemblage paragonite + jadeite + garnet and the upper blueschist assemblage glaucophane + paragonite + garnet is:

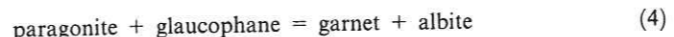


The S₃ foliation post-dates the glaucophane + paragonite association and comprises the assemblage chloritoid, chlorite, albite, paragonite and garnet. The typical association garnet + chloritoid + glaucophane described in many eclogitic metasediments (Kienast and Triboulet 1972; Lardeaux et al. 1982; Theye and Seidel 1991) was never observed in our samples. The development of secondary inclusion-free garnet II, rimmed by albite + chlorite (Fig. 3a), and the development of

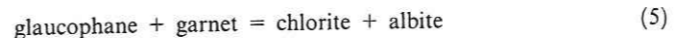
Fig. 8 A-N-FM diagrams of Theye and Seidel (1991) with mineral and whole rock of typical Tso Morari metapelites (Samples TS30 and TS39). Phengite, quartz and water are in excess



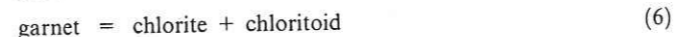
albite + chlorite around glaucophane (Fig. 3b) suggest the reactions:



and



compatible with a temperature increase during decompression (Guiraud et al. 1990). This conclusion is supported by the crystallization of biotite at the expense of white micas in the C₃ shear bands and the chemical zoning of the garnet (Fig. 5). Finally, the development in the S₃ foliation and locally in the C₃ shear bands of the association chlorite + chloritoid (Fig. 3c) suggests the reaction:



typical of greenschist facies conditions (Brothers and Yokohama 1982).

Pressure-temperature estimates

Calibrations of continuous and discontinuous reactions in the KMFASH and NMFASH systems provide the opportunity of evaluating the P-T conditions in the metagreywacke and metapelitic rocks. In order to assess the validity of our estimates, we have modified the NFMASH petrogenetic grid of Guiraud et al. (1990) by applying the dataset of Holland and Powell (1990) and the computer program Thermocalc of Powell and Hol-

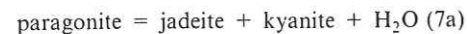
land (1988) to our specific metapelitic mineral compositions. The presence throughout the metamorphic evolution of numerous hydrated minerals in both the metapelites and the metagreywackes, suggests that the XH₂O was high. Moreover, we obtained the best fits for the P-T calculations when XH₂O was greater than 0.8. We therefore assume XH₂O conditions close to 1.0 during the metamorphic evolution. Pressure and temperature uncertainties are calculated by the error propagation of both experimental and analytical uncertainties using the Holland and Powell (1990) approach. We complete the thermobarometric estimates by using the thermometer garnet/phengite of Green and Hellman (1982) in the case of stoichiometrically low Fe³⁺/Fe³⁺ + Fe²⁺ ratio in the phengite (e.g. Carswell 1990), the garnet-biotite exchange thermometer based on the calibration of Indares and Martignole (1985) with the Hodges and Spear (1982) garnet and biotite solution models correct for Al^{IV} and Ti, and the barometer of Massone and Schreyer (1987) based on the Si content in the phengite. Massone and Schreyer (1987) caution that only phengite coexisting in a limiting assemblage with K feldspar + biotite + quartz can be used to evaluate equilibration P-T conditions, in other cases, occurrence of phengite with high Si content only indicates HP.

Metagreywacke P-T estimates

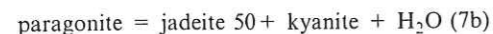
The occurrence of rutile and the high-silica contents (3.57 p.f.u.) in phengite suggest that these rocks under-

went high-pressure conditions (Massone and Schreyer 1987), in the jadeite stability field (> 16 kbar at 550 °C according to Holland, 1980). However, jadeite is absent in the metagreywacke suggesting that it was probably replaced by albite during retrogression.

The upper pressure limit for these rocks at around 20–25 kbar is given by the stability of paragonite according to the reaction (Chatterjee 1972; Holland 1979):



and the derived reaction:



The temperature of the eclogitic conditions is difficult to evaluate. However, the stability of zoisite + paragonite rather than lawsonite suggests a minimal temperature of around 430 °C (Heinrich and Althaus 1988). A temperature estimate at 550 ± 50 °C is given by the garnet-phengite thermometer of Green and Hellman (1982) on phengite in the S₂ foliation but at a lower pressure conditions (around 13 kbar using the Si content). The development of late biotite that rimmed the garnet in the S₃ foliation and the C₃ shear bands suggests a slight increase in temperature during retrogression, the garnet-biotite exchange thermometer based on the calibration of Indares and Martignole (1985) yields 600 ± 50 °C.

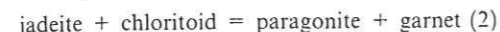
Metapelites P-T estimates

In the Mg-rich metapelites it is difficult to evaluate the P-T conditions because of the absence of critical assemblages. However, Chopin et al. (1991) suggest that in the Dora Maira massif, the kyanite + Mg-chlorite + phengite assemblage associated with the chloritoid + kyanite ± chlorite assemblage developed under HP conditions (~10–12 kbar, ~500 °C). The occurrence of phengite with high-silica content (up to 3.58 p.f.u.) in the Tso Morari Mg-rich metapelites, also suggests a minimum pressure of 15–16 kbar according to Massone and Schreyer (1987) calibration. An imprecise Thermocalc evaluation of the pressure, using the kyanite + phengite + Mg-chlorite assemblage suggests a minimum pressure of 15 ± 4 kbar, whereas temperature estimates remain impossible.

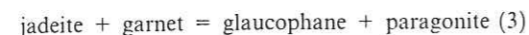
In contrast, the Fe-rich metapelite phase relations enable the P-T evolution of the Tso Morari metasediments to be evaluated. The occurrence of pure jadeite without albite included in the garnet defines a minimum pressure of 15–16 kbar at 600 °C (Newton and Smith 1967; Holland 1980). Moreover, the occurrence of high celadonic substitution (Si = 3.55 p.f.u.) in preserved phengites also suggests a minimum pressure of 15–16 kbar at 600 °C. As discussed previously, the pressure stability field of paragonite defined by reactions (7a) and (7b) implies an upper pressure limit of 20–25 kbar for the included assemblage (Fig. 9).

The pressure evaluation can be refined using the location of the NFMASH equilibrium curves described

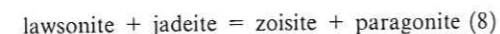
above in the P-T field. According to Guiraud et al. (1990), the equilibrium curves:



and



intersect at a "chlorite" invariant point. Using our specific mineral compositions with the Thermocalc computer program (Table 3), we calculate the position of this invariant point at 18–19 kbar and 520–530 °C and the dP/dT slopes of the univariant reactions (2) and (3) (Fig. 9). Because we did not observe glaucophane associated with chloritoid and jadeite, nor did we find lawsonite associated with jadeite, the reaction (Bea 1973; Holland 1979):



suggests that the stability of jadeite + chloritoid in the Tso Morari metapelites occurs to the right of the chlorite invariant point. Thus, according to reactions (2), (3) and (7b) and the temperature estimates between 500 and 550 °C using the garnet-phengite thermometer of Green

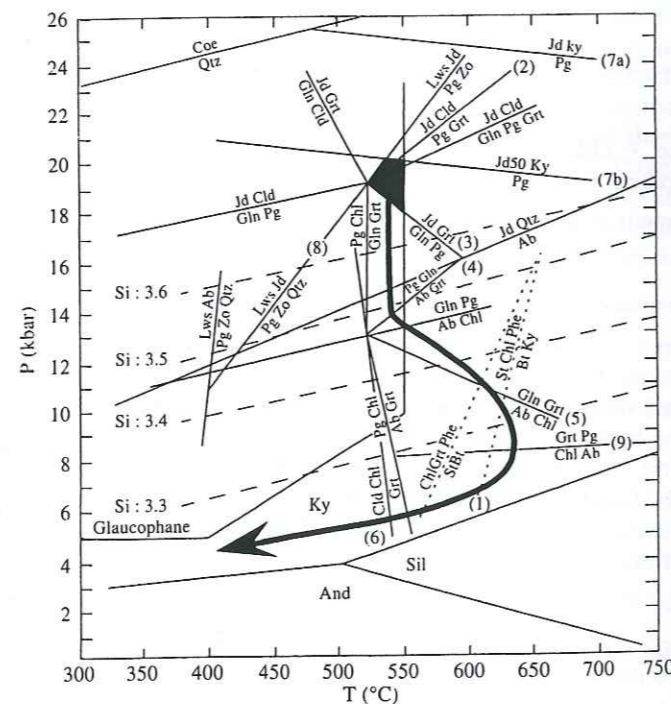
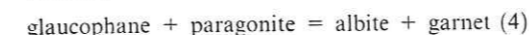
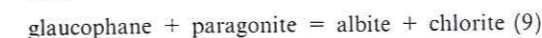


Fig. 9 P-T path of the Tso Morari metapelites in the petrogenetic grid for the NFMASH multisystem involving the phases jadeite, chloritoid, paragonite, garnet, glaucophane, quartz, albite, chlorite (after Guiraud et al. 1990). The reactions Jd + Ky = Pg and Jd50 + Ky = Pg are from Holland (1979). The reaction Jd + Qtz = Ab is from Holland (1980). The reaction Lws + Jd = Zo + Pg + Qtz is from Heinrich and Althaus (1988). Si content of phengite isopleths are from Massone and Schreyer (1987). The coesite/quartz transition is from Smyth and Hatton (1977). The dotted lines are reaction curves from the subsystem KFMASH after Mottana et al. (1990) and used for the P-T location of the samples 93-40 and 93-42. The aluminium-silicate triple point is from Holdaway (1971). Mineral abbreviations are from Kretz (1983). The numbers refer to the reactions described in the text

and Hellman (1982), the pressure of the jadeite-chloritoid-paragonite-garnet assemblage is estimated as between 18 and 22 kbar for a minimum temperature of 520–550 °C. According to reaction (4), the stability of the glaucophane + paragonite assemblage is limited to 530 °C by the chlorite invariant point and 550 °C by the upper thermal stability of glaucophane (Maresch 1977; Carman and Gilbert 1983). The garnet-phengite thermometer of Green and Hellman (1982) also gives a temperature of 550 ± 50 °C based on the composition of garnet and phengite in the matrix. For such a temperature interval, the upper pressure stability of glaucophane + paragonite is at around 18 kbar (Fig. 9). The lower pressure stability of this assemblage is given by the reactions:



and



at about 13 kbar according to Guiraud et al. (1990) and Theye and Seidel (1991).

The appearance of the garnet + chlorite + albite assemblage according to reactions (4) and (5) suggests a pressure drop with a probable temperature increase during retrogression (Guiraud et al. 1990). A temperature increase is also suggested by the local replacement of the white micas by the biotite in the C₃ shear bands. The garnet-phengite thermometer of Green and Hellman (1982) also suggests a temperature increase to 630 ± 50 °C for a pressure range between 10 and 7 kbar according to the Massone and Schreyer (1987) barometer. The evaluation of the stability conditions of garnet + chlorite + albite using the dataset of Holland and Powell (1990) gives a minimum pressure of 9 ± 2 kbar and a temperature of 620 ± 30 °C. The temperature increase up to 600–650 °C during retrogression is supported by the development in the southern part of the massif of kyanite + biotite assemblage at the expense of staurolite according to reaction (1) (Harte and Hudson 1979; Vuichard and Balleve 1988). Recalculation of reaction (1) using the Thermocalc program and the specific mineral compositions of samples 93-40 and 93-42 suggests that this reaction occurs at around 630 ± 30 °C and 9 ± 1 kbar. Finally, the development of chlorite associated with chloritoid according to reaction (6) in the late S₃ foliation plane and the development of secondary chlorite and muscovite around HP minerals, mark the end of the retrogression in the greenschist facies at around 5 kbar and 500 °C.

Discussion

The P-T evolution of the Tso Morari metasediments

The high-pressure eclogitic assemblage is only well preserved as inclusions in the Fe-rich metapelites. It corresponds to the highest pressure estimate evaluated in the

Himalayan belt so far at about 20 ± 2 kbar for temperature of 550 ± 50 °C. The metamorphic and deformational relationships suggest that the eclogitic peak could be contemporaneous with the D1 structures recognized in the field. The beginning of decompression under upper blueschist facies conditions occurred between 18 and 13 kbar at constant temperature. This secondary metamorphic stage is recorded by all the metasediments studied and is contemporaneous with the development of the F₂ symmetrical folds and the S₂ foliation plane. The transposition of the S₂ foliation plane by the S₃ and C₃ structures probably began below 13 kbar and continued to develop down to 9 ± 2 kbar. The onset of the development of extensional structures seems to be correlated with a temperature increase up to 630 ± 30 °C and continued during cooling to the upper greenschist facies conditions (~5 kbar and 500 °C). The metamorphic evolution of the Tso Morari metasediments is similar to the metamorphic evolution calculated in a different chemical system on the eclogites of the Tso Morari (Guillot et al. 1995b; de Sigoyer et al. in press). In both cases, we observed similar P-T paths: peak metamorphism at about 20 kbar and 550 °C and isothermal decompression down to 13–10 kbar followed heating to ~630 °C (Fig. 10).

The Tso Morari: a north Himalayan massif

On a south–north cross-section of the western Himalaya, from Zaskar-Lahul to the Tso Morari massif, the internal zones of the belt record different metamorphic evolutions. In the south, the High Himalayan Crystallines slab is characterized by typical Oligo–Miocene intermediate pressure-temperature collisional evolution

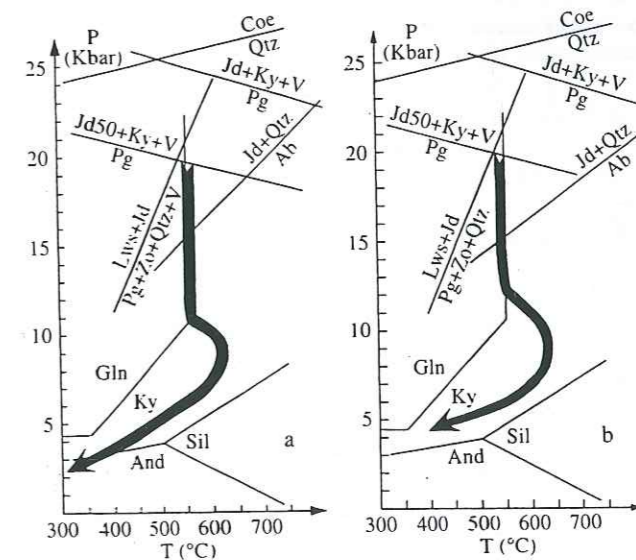


Fig. 10 Comparison of the P-T path evolution between the Tso Morari basic eclogites a (de Sigoyer et al. submitted) and the eclogitic metapelites b

with some leucogranite production (Pognante et al. 1990). In contrast, the Tso Morari massif recorded HP-LT evolution, followed by retrogression under blueschist facies conditions. As emphasized by Thakur (1983), the High Himalayan Crystallines slab corresponds essentially to Precambrian rocks whereas the Tso Morari massif contains Phanerozoic metasediments and meta-granites belonging to the Indian Tethyan margin. Furthermore, the striking resemblance of the pressure-temperature path obtained from the Tso Morari eclogitic metasediments with the pressure-temperature paths of the eclogitic metasediments from the internal Alpine zone (Lardeaux et al. 1982; Vuichard and Ballèvre 1988; Chopin et al. 1991) suggests an analogy between the internal zone of the Alpine belt and the Tso Morari. Even though the Tso Morari belongs to the Higher Himalaya, the contrasted metamorphic evolutions and the stratigraphic differences imply that the Tso Morari is not equivalent to the High Himalayan Crystallines slab of Zaskar but should rather be considered as a north Himalayan Massif. This distinction between these two different units implies that we have to reconsider the typical intracollisional model for the formation of the Himalaya (Le Fort 1975; Pêcher 1978; Lyon-Caen and Molnar 1983; Mattauer 1986; Chemenda et al. 1995). These models explain the intermediate pressure-temperature tectonometamorphic evolution of the High Himalayan Crystallines slab and the present-day crustal-stacking wedge geometry of the range (e.g. Mattauer 1986; Zhao et al. 1993), but fail to account for the HP-LT evolution.

The Indian continental subduction

The main implication brought about by this study is that parts of the upper Indian continental margin were buried to depths exceeding 70–80 km. The low dT/dP gradients recorded by the Tso Morari massif ($< 10^\circ/\text{km}$) is consistent only with subduction (Peacock 1992). The absence of geochronological data means that the age of the high-pressure metamorphism in Ladakh is poorly constrained. We assume an Himalayan age, because since Permian or Triassic times (the youngest age of the eclogitized metasediments), the only tectonometamorphic event which could explain this HP-LT metamorphic evolution is subduction of the Neo-Tethys under the Ladakh-Kohistan arc during the Cretaceous, followed by the subduction of the Indian continental margin during the early Eocene (Bassoullet et al. 1980; Patriat and Achache 1984; Mascle 1985). The metamorphic evolution of the Tso Morari unit is very similar to that described by Pognante and Spencer (1991) and Spencer (1993) for the Kaghan eclogites (North Pakistan) suggesting that it reflects the earliest evolution of the Indian continental crust involved in the Himalayan formation. The 49 ± 6 Ma and the 44 ± 1 Ma ages (Tonarini et al. 1993; Spencer and Gebauer 1996) of the Kaghan eclogites is close to the onset of the Indian-

Eurasian encounter at about 65–55 Ma (Patriat and Achache 1984; Klootwijk et al. 1992; Beck et al. 1995). The occurrence of eclogitized Himalayan continental crust could be explained by thrusting of the Indian continental margin beneath the Ladakh-Kohistan arc in a "cold" thermal regime (e.g. Peacock 1992) after the termination of the Neo-Tethys consumption. Such evolution necessarily occurred before 35–40 Ma, which is the age of the onset of the thermal equilibration of the thickened Indian continental crust recorded by the tectonometamorphic evolution of the High Himalayan Crystallines slab in the northwestern part of the Himalayan belt (Treloar et al. 1989; Sorkhabi et al. 1993).

The occurrences of eclogites in the Himalayan belt

Himalayan eclogite facies and high-pressure granulites are found only in the northwestern part of the belt (Pognante and Spencer 1991; Pognante et al. 1993; Yamamoto 1993; Guillot et al. 1995b; de Sigoyer et al. in press) whereas in the internal northeastern part of the belt, only upper amphibolite facies rocks have been described (Burg et al. 1987; Chen et al. 1990). England and Houseman (1986) have shown that in a model of homogeneous thickening of the Himalayan-Tibet boundary, the eastern and western syntaxis should record the maximum crustal thickness up to 70 km. According to the thermal considerations the occurrence of eclogites in the Himalaya could not be explained by an homogeneous thickening of the crust but by continental subduction. The occurrence of high-pressure rocks solely in the northwestern part of the Himalayan belt (both in Pakistan and in Ladakh) could tentatively be explained by a steeper dip of the paleo-subduction plane in the western part of the belt (Guillot et al. in press). Such a hypothesis is consistent with the present-day geometry of the Himalayan belt. In the eastern part of the belt, the depth of the upper part of the Indian continental crust subducted below the Himalaya does not exceed 40 km (Zhao et al. 1993). This is consistent with a superficial seismicity (Ten Ji Wen 1981) and the gravity geometry of the southernmost Tibetan plateau suggesting that the underthrusting of the Indian upper mantle extends about 200 km North of the suture zone (Molnar 1988). By contrast, in the western part of the belt, seismic data suggest that the continental subduction plane is steeper with a continental subduction of at least 150 km below the Pamir-Hindu Kush (Chatelain et al. 1980; Roecker 1982). This hypothesis is based on the available metamorphic data along the Himalayan belt and is likely to evolve as more data become available, particularly for the numerous unstudied internal gneiss domes.

The heating during retrogression

In recent years, syn- to post-orogenic magmatism associated with high-temperature metamorphic evolution

has been explained by invoking a perturbation of the thickened lithosphere, such as lithospheric delamination which promotes upwelling of convective asthenosphere and enhances heat flow into the base of the crust (Bird 1979), thermal re-equilibration (England and Thompson 1984), convective removal of a thickened thermal boundary layer (Houseman et al. 1981), or heat advection by crustal magmatism and underplating (De Yoreo et al. 1989; Hill and Baldwin 1993). The temperature increase observed during the retrogression of the Tso Morari seems difficult to explain by these models for the following reasons: heat advection controlled late granite emplacement post-dating the high-pressure metamorphism can only produce a local thermal effect and this is not the case for the Tso Morari massif. Concerning the underplating processes or lithosphere delamination, they can be excluded because such processes occur in a post-orogenic context whereas in the case of the Himalaya, the intracontinental subduction continues. Von Blanckenburg and Davies (1995) proposed an alternative model, slab breakoff, to explain the syn-collisional magmatism and the increase in temperature that occurred during the exhumation of alpine eclogites. The slab breakoff hypothesis might explain the occurrence of late magmatism and the retrogression evolution of the Tso Morari eclogites. However, in the absence of geochronological data on the age of this event and on the chemistry of the late granites, the slab breakoff hypothesis is at the present day, rather difficult to assess.

Concluding remarks

Eclogitized continental metasediments belonging to the Indian continental margin have been found in the Himalaya. Independent methods of pressure-temperature estimates indicate a HP-LT evolution typical of subduction with peak metamorphic conditions of about 20 ± 2 kbar and 550 ± 50 °C, a subsequent stage of eclogite-blueschist facies retrogression (from 18 to 13 kbar and 550 ± 50 °C), followed by heating to 630 ± 30 °C at amphibolite facies. The final retrogression occurred in the greenschist facies (~ 5 kbar and 500 °C).

This tectonometamorphic evolution is related to the subduction of the Indian continental margin beneath the Kohistan-Ladakh arc at the onset of the Indian-Eurasian encounter. The heating recorded during the retrogression could be related to the detachment of the subducted Neo-Tethys lithosphere after the subduction of the Indian continental margin.

The contrasting metamorphic evolution recorded within the Higher Himalaya suggests that the Tso Morari massif could be considered as a north Himalayan Massif, distinct to the High Himalayan Crystallines slab and similar to the internal Alpine Crystalline massif. Finally, discoveries of high-pressure rocks only in the northwestern part of the Himalayan belt can tentatively be attributed to a westward steeper dip of the paleo-subduction plane.

Acknowledgments This research has been supported by the CNRS-INSU program IDYL-HIMALAYA. S. Guillot would like to thank Fabienne Giraud and Pierrick Chasseriau for support in the field and Véronique Gardien, Hugo Bucher, Christian Chopin, Olivier Monnier and Patrick Le Fort for useful discussions and suggestions during the manuscript writing. The authors are deeply indebted to Janne Blichert-Toft for the helpful English corrections and to Bradley Hacker, David Spencer and Kip Hodges for their constructive reviews. We also wish to thank Nicole Valignat, and Paul Capiez for analytical support.

References

- Argand E (1924) La tectonique de l'Asie. In: C R 13ème Congr Géol Int 1922, pp 171–372
- Barazangi M, Ni J (1982) Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: possible evidence for underthrusting continental lithosphere beneath Tibet. *Geology* 10: 179–185
- Bassoullet JP, Colchen M, Juteau T, Marcoux J, Mascle G (1980) L'édifice des nappes du Zaskar (Ladakh, Himalaya). *C R Acad Sci Paris* 290: 961–964
- Bearth P (1973) Chloritoid und paragonit aus der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 53: 299–334
- Beck RA, Burbank DW, Sercombe WJ, Riley GW, Barndt JK, Berry JR, Afzal J, Khan AM, Jurgen H, Metje J, Cheema A, Shafique NA, Lawrence RD, Khan MA (1995) Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature* 373: 55–58
- Berthelsen A (1953) On the geology of the Rupshu District, N.W. Himalaya. *Medd Dan Geol Forening* 12: 350–415
- Bird P (1979) Continental delamination and the Colorado plateau. *J Geophys Res* 84: 7561–7571
- Blanckenburg von F, Davies HJ (1995) Slab breakoff: a model for syn-collisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14: 120–131
- Brothers, Yokohama (1982) Comparison of the high-pressure schist belts of New Caledonia and Sangabawa. *Contrib Mineral Petrol* 79: 219–229
- Burg JP, Leyreloup A, Girardeau J, Chen GM (1987) Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust: the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet). *Philos Trans R Soc London* 321: 67–86
- Burg JP, Davy P, Martinod J (1994) Shortening of analogue models of the continental lithosphere: new hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics* 13: 475–483
- Cannat M, Mascle G (1990) Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Himalaya du Ladakh. *Bull Soc Geol Fr* 4: 553–582
- Carman JH, Gilbert MC (1983) Experimental studies on glaucophane stability. *Am J Sci* 283A: 414–437
- Carswell DA (1990) Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow and London
- Chatelain JL, Roecker SW, Hatzfeld D, Molnar P (1980) Micro-earthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu-Kush region and their tectonic implications. *J Geophys Res* 85: 1365–1387
- Chatterjee ND (1972) The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. *Contrib Mineral Petrol* 34: 288–303
- Chemenda AI, Mattauer M, Malavieille J, Bokun AN (1995) A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling. *Earth Planet Sci Lett* 132: 225–232
- Chen Z, Liu Y, Hodges KV, Burchfiel BC, Royden LH, Deng C (1990) The Kangmar Dome: a metamorphic core complex in southern Xizang (Tibet). *Science* 250: 1552–1556
- 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

- Colchen M, Mascle G, Delaygue G (1994) Lithostratigraphy and age of the formations in the Tso Morari dome (abstract). In: 9th Himalayan-Karakoram-Tibet workshop, Kathmandu, Abstr vol, J Geol Soc Nepal, pp 23
- Coleman RG, Lee DE, Betty LB, Brannock WW (1965) Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull Geol Soc Am* 76: 483-508
- Compagnoni R, Dal Piaz GV, Hunziker JC, Gosso G, Lombardo B, Williams P (1977) The Sesia-Lanzo zone: a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *Rend Soc Ital Mineral Petrol* 33: 281-334
- Dal Piaz GV, Hunziker J, Martinotti G (1972) La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem Soc Geol Ital* 11: 433-462
- Dewey JF, Burke KCA (1973) Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of a continental collision. *J Geol* 81: 683-692
- Dewey JF, Ryan PD, Andersen TB (1993) Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabric and metamorphic phase changes: the role of eclogites. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW, Neary CR (eds) Magmatic processes and plate tectonics. *Geol Soc Spec Publ* 76: pp 325-343
- England PC, Houseman GA (1986) Finite strain calculations of continental deformation. II. Applications to the India-Asia plate collision. *J Geophys Res* 91: 3664-3676
- England PC, Thompson AB (1984) Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J Petrol* 25: 894-928
- Gansser A (1964) *Geology of the Himalayas*. Wiley-Interscience, London
- Greco A, Martinotti G, Papritz K, Ramsay JG, Rey R (1989) The crystalline rocks of the Kaghan Valley (NE-Pakistan). *Eclogae Geol Helv* 82/2: 629-653
- Green TH, Hellman PL (1982) Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite barometer. *Lithos* 15: 253-266
- Guillot S, Lardeaux JM, Mascle G, Colchen M (1995a) Un nouveau témoin du métamorphisme de haute-pression dans la chaîne himalayenne (Dôme du Tso Morari, Est Ladakh). *C R Acad Sci Paris* 320: 931-936
- Guillot S, Mascle G, Lardeaux JM, Colchen M, Sigoyer de J (1995b) A new discovery of eclogites from the Himalaya, Tso Morari dome unit (Northwestern India). *Mitt Geol Inst ETH Zürich Univ Zürich Neue Folge* 298: 84-87
- Guillot S, Cosca M, Allemand P, Le Fort P (1997) Contrasting metamorphic and geochronological evolution along the Himalayan belt. *Geol Soc of Am* (in press)
- Guiraud M, Holland TJB, Powell R (1990) Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: methods, results and geological applications. *Contrib Mineral Petrol* 104: 58-98
- Harte B, Hudson NFC (1979) Pelite facies series and pressures of Dalradian metamorphism in E-Scotland. In: the Caledonides of the British Isles - London. *Geol Soc Spec Publ* 8, pp 323-337
- Hayden HH (1904) The geology of Spiti with parts of Bashar and Rupshu. *Mem Geol Surv India* 36: 1-129
- Heinrich H, Althaus E (1988) Experimental determination of the reactions $4 \text{lawsonite} + 1 \text{albite} = 1 \text{paragonite} + 2 \text{zoisite} + 2 \text{quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$ and $4 \text{lawsonite} + 1 \text{jadeite} = 1 \text{paragonite} + 2 \text{zoisite} + 1 \text{quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$. *Neues Jahrb Mineral Monatsh* 11: 516-528
- Hill EJ, Baldwin SL (1993) Exhumation of high-pressure metamorphic rocks during crustal extension in the D'Entrecasteaux region, Papua New Guinea. *J Metamorphic Geol* 11: 261-277
- Hodges KV, Spear FS (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am Mineral* 67: 1118-1134
- Hodges KV, Burchfiel BC, Royden LH, Liu Y (1993) The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the central Himalayan orogen: data from the Nyalam transect, southern Tibet. *J Metamorphic Geol* 11: 721-737
- Holdaway MJ (1971) Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am J Sci* 271: 97-131
- Holland TJB (1979) Experimental determination of the reaction paragonite: jadeite + kyanite + H_2O and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ with applications to eclogites and blueschists. *Contrib Mineral Petrol* 68: 293-301
- Holland TJB (1980) The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. *Am Mineral* 65: 129-134
- Holland TJB, Powell R (1990) An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$. *J Metamorphic Geol* 8: 89-124
- Honegger K, Dietrich V, Frank W, Gansser A, Thöni M, Trommsdorff V (1982) Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet Sci Lett* 60: 253-292
- Houseman GA, McKenzie DP, Molnar P (1981) Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J Geophys Res* 86: 6115-6132
- Indares A, Martignole J (1985) Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am Mineral* 70: 272-278
- Kienast JR, Triboulet C (1972) Le chlorito dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite. *Bull Soc Fr Mineral Cristallogr* 95: 566-573
- Klootwijk CT, Gee JS, Peirce JW, Smith GM, McFadden PL (1992) An early India-Asia contact: paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg I21. *Geology* 20: 395-398
- Kretz (1983) Symbols for rock-forming minerals. *Am Mineral* 68: 277-279
- Kumar S (1982) Tectonics and the mineral alteration in the orogenic belt - Ladakh. *Ofoliti* 2/3: 337-338
- Lardeaux JM, Gosso G, Kienast JR, Lombardo B (1982) Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'écolitisation de la croûte continentale. *Bull Soc Geol Fr* 7: 783-800
- Leake BE (1978) Nomenclature of amphiboles. *Can Mineral* 16: 501-520
- Le Fort P (1975) Himalaya: the collided range: present knowledge of the continental arc. *Am J Sci* 275A: 1-44
- Lyon-Caen H, Molnar P (1983) Constraints 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
- Maresch WV (1977) Experimental study on glaucophane an analysis on present knowledge. *Tectonophysics* 43: 109-125
- Mascle G (1985) L'Himalaya résulte-t-il du télescopage de trois chaînes? *Bull Soc Geol Fr* 1: 289-304
- Massone HJ, 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 MP, Ries AC (eds) *Collisions tectonics*. *Geol Soc Spec Publ* 19, pp 37-50
- Molnar P (1988) A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications. *Philos Trans R Soc London A326*: 33-38
- Mottana A, Carswell DA, Chopin C, Oberhänsli R (1990) Eclogite facies mineral parageneses. In: Carswell DA (ed) *Eclogite facies rocks*, Blackie, Glasgow and London pp 14-52
- Newton RC, Smith JV (1967) Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the Earth. *J Geol* 75: 268-286
- Patriat P, Achache J (1984) India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature* 311: 615-621

- Peacock SM (1992) Blueschist-facies metamorphism, shear heating and P-T-t paths in subduction shear zones. *J Geophys Res* 97: 17693-17707
- Pécher A (1978) Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement: exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurna et du Manaslu, Népal. Thesis, Grenoble
- Platt JP (1987) The uplift of high-pressure low temperature metamorphic rocks. *Philos Trans R Soc London A321*: 87-103
- Pognante U, Spencer DA (1991) First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). *Eur J Mineral* 3: 613-618
- Pognante U, Castelli D, Benna P, Genovese G, Oberli F, Meir M, Tonarini S (1990) The crystalline units of High Himalayas in the Lahul-Zaskar region (northwest India): metamorphic-tectonic history and geochronology of the collided and imbricated Indian plate. *Geol Mag* 127: 101-116
- Pognante U, Benna P, Le Fort P (1993) High-pressure metamorphism in the High Himalayan Crystallines of the Stak valley, northeastern Nanga-Parbat-Haramosh syntaxis, Pakistan Himalaya. *Treolar PJ, Searle MP (eds) Himalayan Tectonics*. *Geol Soc Spec Publ* 74, pp 161-172
- Powell CM, Conaghan PJ (1975) Tectonic models of the Tibetan plateau. *Geology* 3: 727-732
- Powell R, Holland TJB (1988) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J Metamorphic Geol* 6: 173-204
- Raheim A, Green DH (1975) Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib Mineral Petrol* 48: 179-203
- Ratschbacher L, Frisch W, Liu G (1994) Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision. *J Geophys Res* 99: 19917-19945
- Reinecke T (1991) Very high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *Eur J Mineral* 3: 7-17
- Roecker SW (1982) Velocity structure of the Pamir-Indu Kush region: possible evidence of subducted crust. *J Geophys Res* 87: 945-959
- Ronov AB, Yaroshevskiy AA (1976) A new model for the chemical structure of the Earth's crust. *Geochem Int* 13: 89-121
- Shankar R, Pandhi N, Prakash G, Thussu JL, Wangdus C (1976) Recent geological studies in upper Indus valley and the plate tectonics. *Misc Publ Geol Surv India* 34: 41-56
- Sigoyer de J, Guillot S, Lardeaux JM, Mascle G (1997) Occurrences of glaucophane bearing eclogites in the Tso Morari dome (East-Ladakh, Internal Himalayan belt). *Eur J Mineral* (in press)
- Smyth JR, Hatton CJ (1977) A coesite-sanidine grosspyrite from the Roberts Victor kimberlite. *Earth Planet Sci Lett* 34: 284-290
- Sorkhabi RB, Jain AK, Itaya T, Nishimura S, Manickavasagam R, Lal N (1993) K/Ar cooling ages from Zaskar Himalaya: implications for the tectonics and exhumation of Higher Himalayan metamorphic complex. *Curr Sci* 65: 687-693
- Spear FS (1988) Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib Mineral Petrol* 98: 507-517
- Spear FS, Cheney JT (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$. *Contrib Mineral Petrol* 101: 149-164
- Spencer DA (1993) Tectonics of the higher- and Tethyan Himalaya, Upper Kaghan Valley, NW Himalaya, Pakistan: implications of an early, high pressure (eclogite facies) metamorphism to the Himalayan belt. PhD thesis, Zürich
- Spencer DA, Gebauer D (1996) SHRIMP evidence for a Permian protolith age and a 44 Ma age for the Himalayan eclogites (Upper Kaghan, Pakistan): implications for the subduction of Tethys and the subdivision terminology of the NW Himalaya (abstract). In: 11th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Abstr Vol, Flagstaff, Arizona, USA, pp 147-150
- Spencer DA, Tonarini S, Pognante U (1995) Geochemical and Sr-Nd isotopic characterisation of Higher Himalayan eclogites (and associated metabasites). *Eur J Mineral* 7: 89-102
- Steck A, Spring L, Vannay JC, Masson H, Stutz E, Bücher H, Marchant R, Tièche JC (1993) Geological transect across the Northwestern Himalaya in eastern Ladakh and Lahul (a model for the continental collision of India and Asia). *Eclogae Geol Helv* 86: 219-263
- Stutz E (1988) Géologie de la chaîne du Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Indes) - évolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. *Mem Geol Lausanne* 3
- Stutz E, Steck A (1986) La terminaison occidentale du Cristallin de Tso Morari (Haut-Himalaya: Ladakh méridional, Inde): Subdivision et tectonique de nappe. *Eclogae Geol Helv* 79: 253-269
- Tapponnier P, Peltz G, Armijo R (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. *Coward MC, Riess AC (eds) Collision tectonics*. *Geol Soc Spec Publ* 19 pp 115-157
- Ten Ji Wen (1981) Characteristics of geophysical fields and plate tectonics of the Quinghai-Xigang plateau and its neighbouring regions. In: *Proc Symp Tibet Plateau*. *Sci Press, Beijing* pp 633-649
- Thakur VC (1983) Deformation and metamorphism of the Tso Morari crystalline complex. *Wadia Inst Himalayan Geol* pp. 1-8
- Theye T, Seidel E (1991) Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese): a case study with attention to sodic minerals. *Eur J Mineral* 3: 343-366
- Tonarini S, Villa I, Oberli M, Meier F, Spencer DA, Pognante U, Ramsay JG (1993) Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: implications for India-Eurasia collision. *Terra Nova* 5: 13-20
- Treolar PJ, Rex DC, Guise PG, Coward MP, Searle MP, Windley BF, Peterson MG, Jan MQ, Luff IW (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: 881-909
- Virdi NS, Thakur VC, Azmi RJ (1978) Discovery and significance of Permian microfossils in the Tso Morari crystallines of Ladakh, India. *Himalayan Geol* 8: 993-1000
- Vuichard JP, Ballèvre M (1988) Garnet-chloritoïde equilibria in eclogite pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *J Metamorphic Geol* 6: 135-157
- Yamamoto H (1993) Contrasting metamorphic P-T-time of the Kohistan granulites and tectonics of the western Himalayas. *J Geol Soc London* 150: 843-856
- Yoreo de J, Lux DR, Guidotti CV (1989) The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: Daly JS, Cliff R, Yardley BWD (eds) *Evolution of metamorphic belts*. *Geol Soc Spec Publ* 43 pp 187-202
- Zhao WL, Morgan WJ (1985) Uplift of Tibetan plateau. *Tectonics* 4: 359-369
- Zhao W, Nelson KD, Team PI (1993) Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature* 366: 557-559

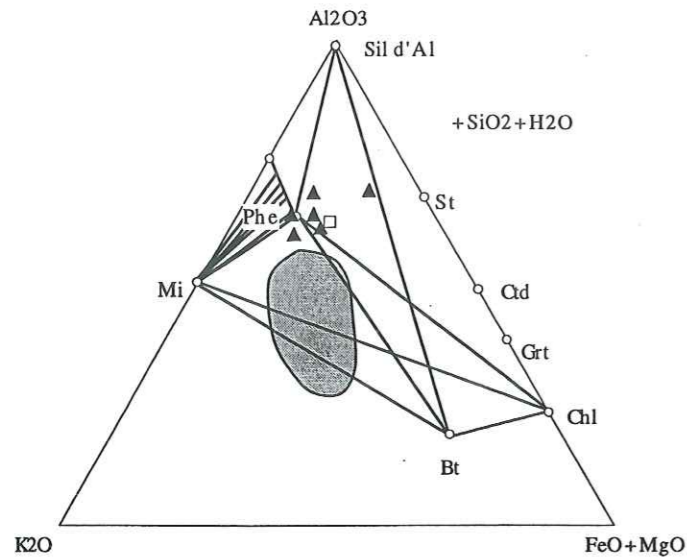


Fig. II-27 : Projection dans le diagramme AKF des phases phengite, microcline, biotite, chlorite, grenat, cordiérite, chloritoïde, staurotide, silicate d'alumine ; H₂O et le quartz sont en excès. Le champ en grisé représente, à titre indicatif, la position des roches granitiques et granodioritiques alpines (Le Goff, 1989). (▲) représente les orthogneiss du Tso Morari, (□) est le granite de Mata.

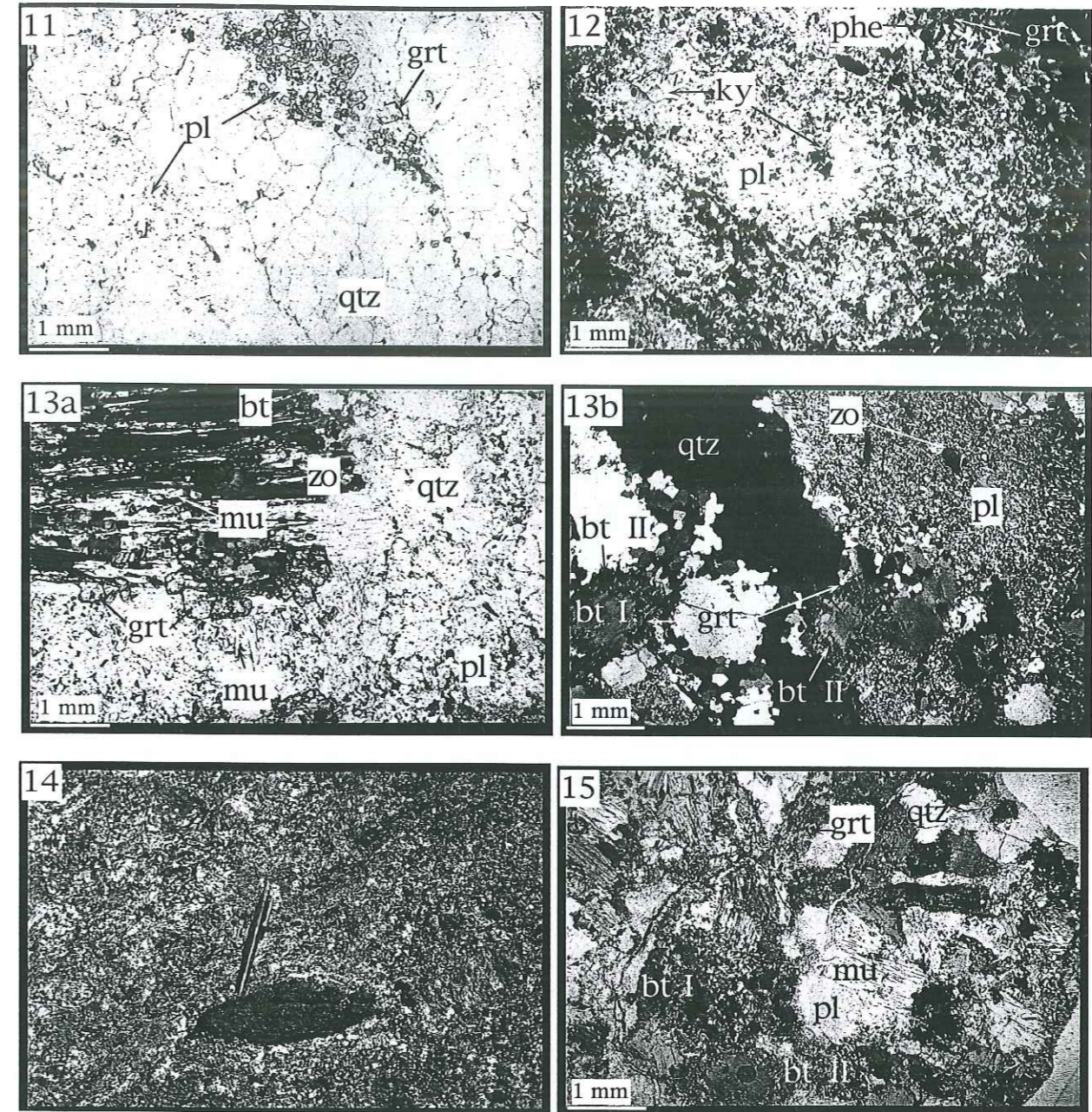
II-3. Pétrologie des granitoïdes

Jusqu'à présent, étaient distingués dans le massif du Tso Morari : des orthogneiss à feldspaths potassiques intrusifs dans des sédiments cambriens, constituant le "socle" du massif, et des granites, peu ou pas déformés, observés près du col de Polokongka La (Thakur, 1983) (Fig. II-1). Ce dernier propose que les granites porphyriques peu déformés se soient mis en place au cours du Mésozoïque, dans les sédiments de la marge indienne. Étant donné qu'aucune auréole de métamorphisme n'est clairement observée autour de ces granites et que tous les intermédiaires entre des granites complètement foliés sont présents dans le dôme, nous proposons, comme Fuchs & Linner (1996), que le granite du Polokongka La et le socle cristallin cambro-ordovicien du Tso Morari représentent en fait un seul et unique massif métagranitique plus ou moins

déformé. Les métagranites les moins déformés sont plutôt localisés au coeur du dôme du Tso Morari ; alors qu'en bordure, ces métagranites ont généralement subi une déformation cisailante beaucoup plus importante, montrant des mouvements normaux vers le nord dans la bordure nord et vers le sud dans la bordure sud (Ts 52) (Ph. II-11). Sur les bordures du dôme, les granites sont souvent "digités" et se présentent sous forme de laccolites associés aux métasédiments. Pognante & Lombardo (1989) proposent que ces orthogneiss cambro-ordoviens soient issus d'un métamorphisme anté-himalayen dans le faciès des granulites de HP. Les orthogneiss cambro-ordoviens de la ceinture nord himalayenne, comme ceux du Tso Morari, sont très riches en Al₂O₃ (Debon *et al.*, 1986) (Fig. II-27).

L'étude pétrologique des orthogneiss du Tso Morari montre qu'il est moins évident de caractériser le métamorphisme affectant des granitoïdes que celui qui affecte des métapélites ou des metabasites. Ceci est dû au fait que les assemblages minéralogiques des granitoïdes présentent une forte variance, contrairement aux métapélites (Le Goff, 1989). Ainsi, la topologie des assemblages dans les roches granitiques dépend peu des conditions P-T. Ces paragenèses minérales enregistrent les variations de conditions P-T par l'intermédiaire de réactions continues, modifiant simplement la composition des phases minérales impliquées (*ibid.*). Cependant, de multiples travaux montrent qu'il est tout de même possible de caractériser le faciès éclogitique à partir de l'étude pétrologique des orthogneiss (Compagnoni & Mafeo, 1973 ; Lardeaux *et al.*, 1982 ; Hy, 1984 ; Koons *et al.*, 1987 ; Le Goff, 1989).

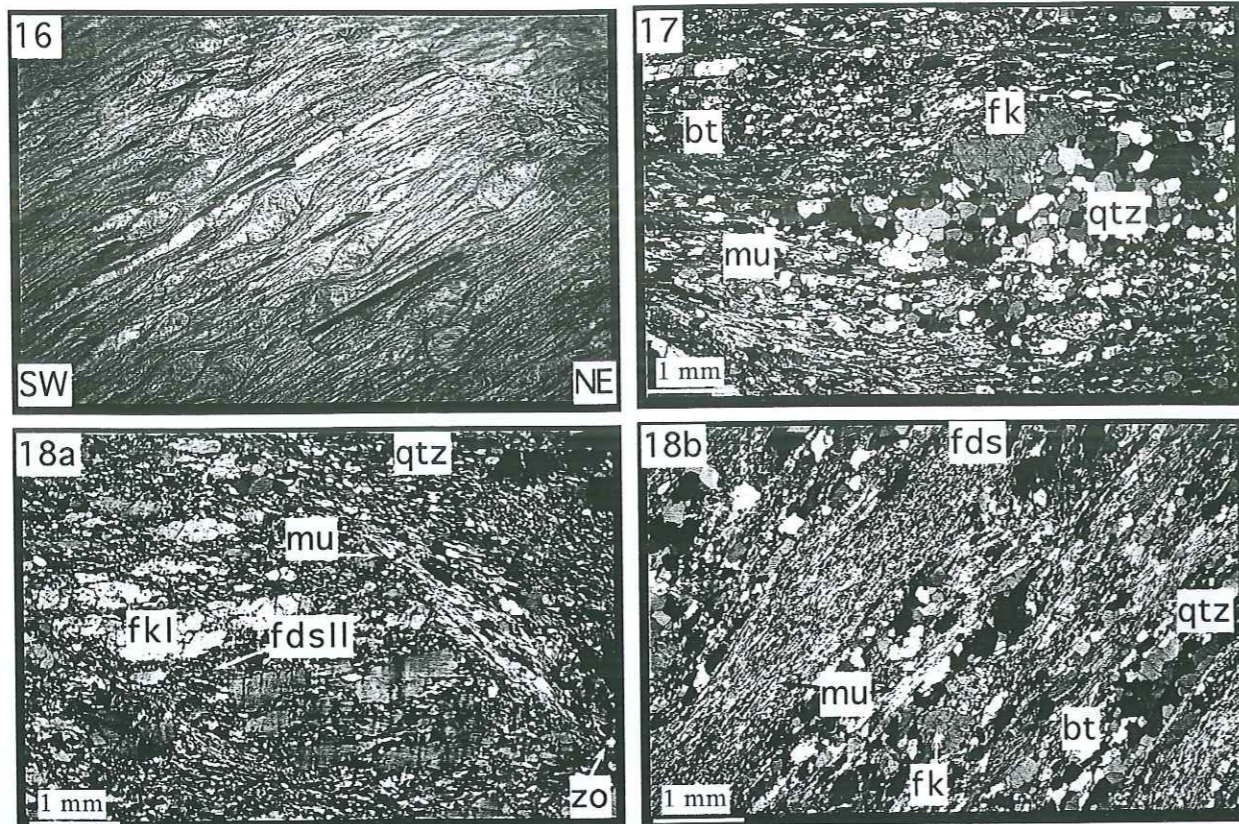
Dans les métagranites les moins déformés de l'unité du Tso Morari, les textures et les minéraux magmatiques sont toujours dominants. Ainsi, on observe des granites à textures grenues et hétérogranulaires, avec des minéraux quartzo-feldspathiques plus gros que les ferromagnésiens. Les minéraux quartzo-feldspathiques sont des quartz en grandes plages, des orthoses, des microclines, des perthites peu ou pas altérées, ainsi que des plagioclases qui sont actuellement des oligoclases (Annexe II-4), totalement damouritisés et partiellement transformés en albite. Ces minéraux magmatiques présentent fréquemment des extinctions roulantes en lumière polarisée analysée. Les minéraux magmatiques ferromagnésiens sont essentiellement des biotites I avec des inclusions de zircons, des tourmalines I plus ou moins zonées, parfois des muscovites I avec peut-être quelques petits grenats I automorphes et quelques disthènes I (Ph. II-12). Les minéraux accessoires des orthogneiss sont nombreux



Ph. II-11 : Photographie (MO-LN), d'un métagranite peu déformé du Tso Morari Ch216e. Les grenats sont associés à la déstabilisation des plagioclases. Certains de ces grenats peuvent être anté-métamorphiques, et ont poursuivi leur cristallisation pendant le métamorphisme HP.
 Ph. II-12 : Photographie (MO-LN) de métagranite à ky + grt (Ch 180c). La cristallisation de ces minéraux peut être pour partie anté-métamorphique. Cependant leur cristallisation se poursuit pendant le métamorphisme à la faveur de la déstabilisation du plagioclase.
 Ph. II-13 : a) Photographie (MO-LPA) d'un orthogneiss peu déformé (Ch216c). Des grenats (II) ont cristallisés en couronne à l'interface entre des biotites magmatiques (I) et des plagioclases. Les plagioclases se déstabilisent en zoïsite, et la biotite recrystallise en bordure de grain (bt II). b) Photographie (MO-LN) de (Ch216c). Les biotites magmatiques (I) montrent des intercroissances de muscovite-phengite-biotite ainsi que des recrystallisations de biotites II en bordure des biotites I. Les biotites réagissent également avec les plagioclases pour donner des grenats.
 Ph. II-14 : Enclave basique dans le granite du Polokongka La.
 Ph. II-15 : Photographie (MO-LN) d'une enclave, lamprophyre (Ch224b), à quartz, biotite I, et plagioclases. Les grenats sont métamorphiques, ils ont crû en couronne entre les biotites I et les plagioclases. La muscovite est partiellement métamorphique elle croît au dépens de la biotite.

avec notamment des apatites parfois centimétriques, des zircons, des sphènes et des oxydes (Ch180c).

L'étude pétrologique montre que dans tous les orthogneiss, même les moins déformés, des minéraux métamorphiques apparaissent. Les plagioclases sont toujours déstabilisés en micas blancs, associés à de très nombreux petits cristaux de zoïsite, à de l'albite, ainsi qu'à des gre-



Ph. II-16 : Photographie macroscopique d'un orthogneiss déformé, dans le flanc du Tso Morari.

Il montre des cisaillements chevauchants vers le NE et de l'extension vers le sud-ouest.

Ph. II-17 : Photographie (MO-LPA) Métagranite déformé (Ch221a), montrant une recrystallisation des feldspaths potassiques. Les plans de cisaillements se développent sur les phénocristaux.

Ph. II-18 : Photographie (MO-LPA) d'un orthogneiss déformé (Ts54), a) montrant une recrystallisation des feldspaths potassiques et du quartz en petits cristaux. Les plans de cisaillements se développent sur les phénocristaux, ils sont soulignés par la muscovite. b) Foliation marquée par une alternance de lits ferromagnésiens (muscovite-biotite) avec des lits quartzofeldspathiques.

nats II, extrêmement riches en Ca (Gros₅₂) (Ph. II-13). Dans ces grenats II, des inclusions d'albite sont observées, ainsi que des inclusions de quartz, biotites, muscovites et rutiles (Ch180, Ch216c et Ch216e). Souvent, de petits grenats II (<0.2 mm) se développent à l'interface, en couronne, entre les fantômes de plagioclases et les biotites I; ils sont fréquemment associés à des micas blancs qui sont, soit des muscovites, soit des phengites ($Si^{4+} = 3.34$) (Ch216e) (Ph. II-13, Annexe II-4). La composition des grenats dans ces roches varie (Alm_{72.45}-Gross_{20.52}). Les plus riches en almandin représentent principalement les bordures de grain (Fig. II-28a). Ces grenats sont d'autant plus riches en fer qu'ils sont en contact avec des biotites ou des muscovites. À la biotite magmatique I se surimpose de la biotite métamorphique II qui cristallise sans orientation préférentielle autour des cristaux magmatiques (Ph. II-13b); la composition de ces deux générations de biotite est très similaire (Annexe II-4). Des intercroissances biotite-muscovite et biotite-phengite sont parfois observées. Les taux de substitution en silice dans ces phengites peuvent atteindre 3.36 (Annexe II-4); la composition des muscovites et phengites se reflète dans le diagramme Si^{4+} vs. Al (Fig. II-29 a). Les zoïsites cristallisent également autour des sphènes I magmatiques. Des sphènes II métamorphiques apparaissent autour des biotites. Quelques rutiles ont également été observés. Dans les échantillons faiblement déformés, le disthène semble être souvent issu de la déstabilisation des plagioclases et de la biotite (Ch180c, Ch216c) (Ph. II-12). La déstabilisation des plagioclases, la recrystallisation des biotites, muscovites et les minéraux néoformés (phengite ± grenat ± disthène ± rutile ± zoïsite) sont typiques d'un métamorphisme de HP. Le caractère occasionnel du grenat et du disthène est probablement fonction de la chimie du protolithe granitique. Enfin, quelques myrmékiques à plagioclases calciques et quartz se sont également développées tardivement dans ces roches, en bordure des feldspaths.

Associées à ces métagranites peu déformés, des enclaves dioritiques et plus basiques sont parfois observées (Ph. II-14). Les enclaves dioritiques (Ch170b) sont constituées de grenat,

de tourmaline, de quartz, de micas, de plagioclase et de chlorite, quasiment incolore en lumière naturelle et gris pâle en lumière polarisée et qui semble être de la chlorite magnésienne.

Les enclaves un peu plus basiques (Ch224a,b,c) ont des textures grenues et contiennent de grandes plages de quartz, plus ou moins globuleuses, ainsi que des minéraux totalement damouritisés, probablement des andésines magmatiques qui ont recristallisé en albite (Annexe II-4, Ph. II-15). Des biotites brunes (I), et des muscovites (I) sont des reliques magmatiques, ainsi que des zircons dans la matrice et en inclusion. Des biotites secondaires cristallisent en bordure des biotites I; leur composition minéralogique est quasiment identique (Annexe II-4). Des muscovites et des phengites ($Si^{4+} = 3.2$) tardives apparaissent au dépend des biotites magmatiques (Fig. II-29b). Des petits grenats cristallisent en couronne à l'interface entre le plagioclase et la biotite magmatique qui sont déstabilisés. Ces grenats ont une composition de (Alm_{62.75}-Gross_{21.31}-Pyr_{3.7}-Sps_{0.6-11}) (Fig. II-28 b; Annexe II-4). Au contact avec les plagioclases, de la calcite secondaire est également observée. La biotite II, la muscovite II, le grenat et probablement la calcite sont des minéraux métamorphiques. Les quartz globuleux ont recristallisé en bordure de grain.

Dans les métagranites plus déformés (Ph. II-16), la taille des grains est beaucoup plus réduite et les plagioclases magmatiques ont totalement disparu. Le quartz a recristallisé en petits grains, avec des joints de grains triples à 120° (Ph. II-17). Quelques rares porphyroblastes de quartz subsistent mais ils présentent des extinctions roulantes en lumière polarisée analysée et parfois des recrystallisations (Ch102a, Ch165c, Ch176, Ch211). Ces quartz sont souvent craquelés (Ch221b-Ch253). Les porphyroblastes de feldspaths potassiques forment des yeux, plus ou moins recrystallisés (Ph. II-18a et b). Les phengites et les biotites recrystallisées soulignent la foliation et la linéation d'étirement. Les phengites montrent parfois des taux de substitutions en Si^{4+} élevés, allant jusqu'à 3.47 (Ts54, $Si^{4+} = 3.41$ Ts52b) (Annexe II-4). Dans la matrice, les zoïsites et les micas blancs substituent les plagioclases déstabilisés. Ces orthogneiss présentent parfois des grenats. Entourés de micas blancs et par-

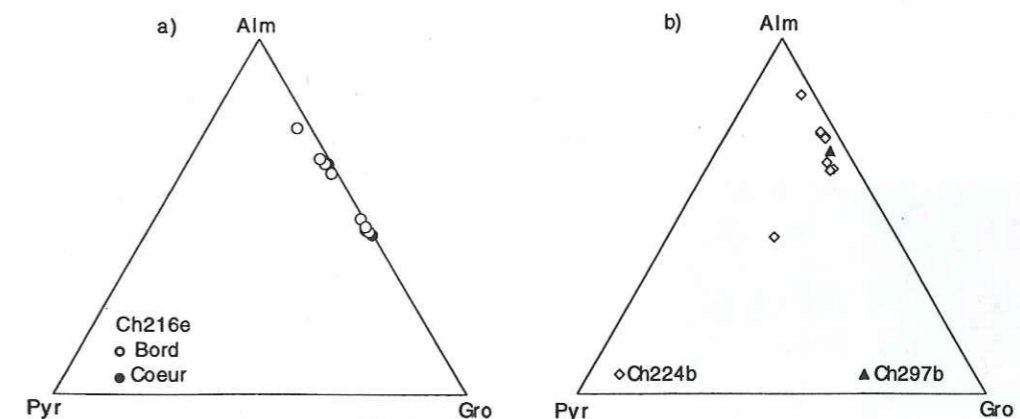


Fig. II-28 : a) Triangle reflétant la composition chimique de grenats néoformés par déstabilisation du plagioclase et de la biotite lors du métamorphisme HP, dans un orthogneiss non déformé du Tso Morari (Ch216e), b) dans une enclave basique (Ch224b) et dans un métasédiment de l'unité de Mata (Ch297b) (non éclogitisé).

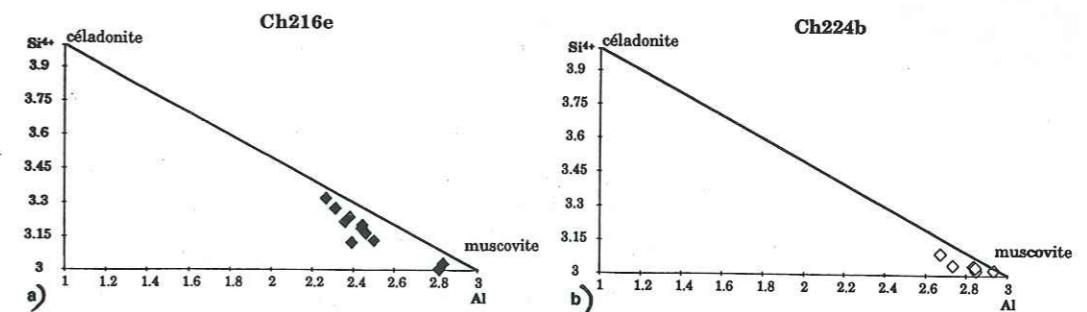


Fig. II-29 : Diagramme Si^{4+} vs. Al reflétant la teneur en cédalonite dans les phengites : a) de l'orthogneiss métagranite du Polokongka La (Ch216e) non déformée ; b) de l'enclave (Ch224b) dans le métagranite du Polokongka La. Ce diagramme montre une évolution entre des muscovites précoces et des phengites métamorphiques.

fois de chlorites, ces grenats contiennent quelques inclusions de micas blancs. Quand les grenats sont fracturés, les fractures sont remplies de chlorite. Les disthènes sont également destabilisés en micas blancs (Ch221a). Les tourmalines, les grenats et les disthènes, lorsqu'ils sont présents, ont tourné pendant la déformation, ce qui suggère qu'ils étaient déjà présents avant le dernier épisode de déformation ductile D3.

Des cisaillements tardifs (C3) se développent sur les bords des porphyroblastes de feldspaths potassiques (Ph. II-17, II-18), ce sont de bons critères cinématiques. Ils indiquent des mouvements normaux vers le nord, pour les orthogneiss échantillonnés dans le flanc nord du dôme, et des mouvements vers le sud, pour les méta-granites du sud. Dans les plans C3 se trouve parfois de la chlorite, avec plus ou moins de biotites et d'albite secondaire. L'ensemble des minéraux, des réactions et des destabilisations observées suggèrent que la déformation cisailante ductile s'est effectuée à la transition amphibolite-schistes verts.

Les observations et les analyses microsonde effectuées dans les orthogneiss du Tso Morari montrent une paragenèse métamorphique à $FK + Bt + Mus/Phe + Zo \pm Grt \pm Ky \pm Tour \pm Ru$ pour tous les échantillons. Le disthène mis à part, cette paragenèse est couramment observée dans les orthogneiss (Le Goff & Ballèvre, 1990), et notamment dans les orthogneiss du Grand Paradis (Ballèvre, 1986) et dans le Mont Rose (Frey *et al.*, 1976 ; Dal Piaz & Lombardo, 1986), qui appartiennent aux massifs cristallins internes alpins et qui ont enregistré le métamorphisme HP. La paragenèse minérale $FK + Bt + Mus/Phe + Grt + Zo \pm Ru$, la plus couramment observée, témoigne effectivement d'un événement métamorphique mais elle est équivoque et peut aussi bien refléter un métamorphisme dans les faciès schistes bleus supérieur, amphibolite, ou un métamorphisme écolitique (Le Goff, 1989) (Fig. II-30). Cette ambiguïté est particulièrement marquée dans les orthogneiss non déformés du Tso Morari, où les transformations métamorphiques sont incomplètes et où des minéraux magmatiques, tels que la biotite (I), le feldspath potassique et peut-être quelques grenats et disthènes reliques, persistent de façon métastable.

L'étude de Le Goff (1989) sur les orthogneiss indique que, même si les assemblages minéralogiques sont les mêmes pour des faciès différents, la composition des minéraux informe sur les conditions métamorphiques. Ainsi, de fortes teneurs en grossulaire dans les grenats,

telles que nous en avons observées, typiques des méta-granites écolitiques (*ibid.*). Bien que la jadéite soit un minéral univoque pour déterminer le métamorphisme écolitique, son absence n'est pas forcément synonyme de basse pression. Cette absence peut s'expliquer de trois façons : (i) soit la chimie très alumineuse et peu sodique des orthogneiss du Tso Morari ne permet pas la cristallisation de la jadéite (ii) soit les conditions métamorphiques n'ont jamais dépassé la courbe d'équilibre $Ab = Jd + Qtz$ (Dal Piaz & Lombardo, 1986) (Fig. II-27 et II-30) (cette hypothèse est d'autant plus raisonnable si l'on considère que le plagioclase magmatique n'était pas une albite pure mais probablement un oligoclase ou un plagioclase encore plus riche en Ca, ce qui déplace la courbe $Pl = Jd + Qtz$ vers des pressions plus hautes), (iii) soit les conditions P-T ont été très légèrement supérieures à celles

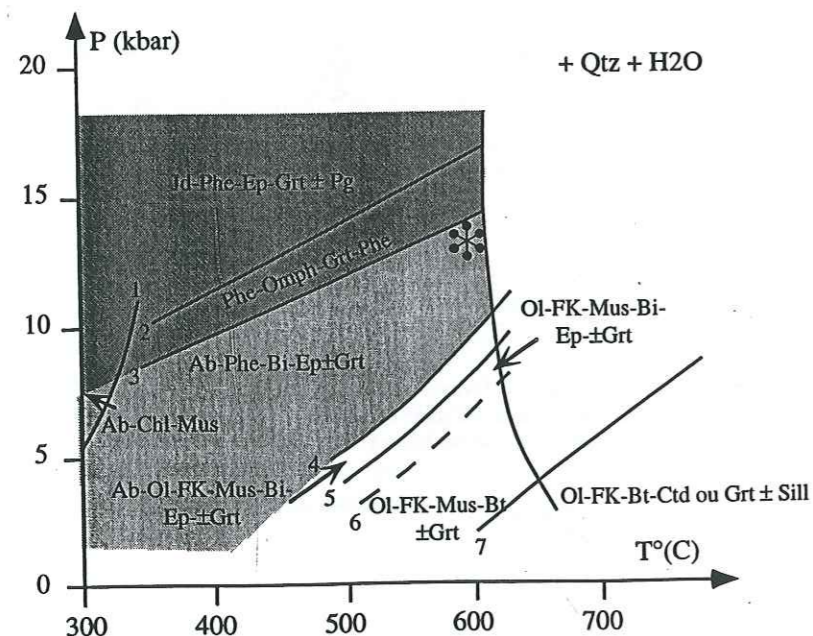


Fig. II-30 : Grille P-T montrant les réactions les plus classiques séparant les principaux faciès métamorphiques dans les orthogneiss, d'après Le Goff (1989). (1) limite du faciès pumpéllite et schiste vert dans les metabasites (Liou *et al.*, 1987), (2) $Ab = Jd + Qtz$ (Powell & Holland, 1985), (3) $Ab = Jd_{50} + Qtz$ (*ibid.*), (4) apparition de l'oligoclase dans les metabasites (Maruyama *et al.*, 1983), (5) limite du faciès albite-épidote et amphibolite (*ibid.*), (6) limite probable de la stabilité de l'épidote dans les méta-granite, (7) $Mus + Qtz = Sill + FK + H_2O$ (Powell & Holland, 1980), (8) solidus de l'association $(Qtz-Or-Ab-H_2O)$ (Johannes, 1984).

nécessaires pour dépasser cette courbe, ou ont duré pendant peu de temps, si bien que la transformation $Ab = Jd + Qtz$ n'a pas pu se produire pour des raisons cinétiques. La présence de plagioclases en inclusion dans les grenats, exclue une éventuelle cristallisation de la jadéite pendant le métamorphisme HP, qui aurait complètement disparu pendant la rétro-morphose, et ce d'autant plus que, de toutes façons, la jadéite se destabilise en omphacite et non pas en albite dans ce type de roches (Le Goff, 1989).

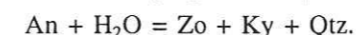
Les couronnes réactionnelles de grenats entre les biotites et les plagioclases magmatiques ne sont observées que dans les méta-granites non déformés, ce qui est couramment le cas dans les autres orthogneiss écolitiques (Korzinski, 1959 ; Loomis, 1983 ; Le Goff, 1989) et qui traduit la présence d'équilibres locaux. C'est la réaction la plus spectaculaire qui affecte les méta-granites lors du métamorphisme de HP, mais on peut également l'observer dans des méta-granites métamorphisés dans les faciès schistes bleus ou amphibolite. Soulignons cependant que ces couronnes réactionnelles se développent plus facilement pour une température de métamorphisme supérieure à 550°C (Hy, 1984 ; Koons *et al.*, 1987) et en l'absence de fluide, ce qui est cohérent avec les conditions de métamorphisme déduites des autres lithologies. L'association grenat-phengite, telle que nous la décrivons, est fréquemment observée dans les méta-granites de HP ; ces minéraux cristallisent au détriment de la biotite I, selon la réaction (Le Goff, 1989) :



Nous avons également mentionné la destabilisation du plagioclase calcique pour donner de la zoïsite et de l'albite, par la réaction :



La cristallisation du disthène métamorphique peut également s'expliquer par la destabilisation du plagioclase, s'il est relativement calcique. D'ailleurs, les disthènes sont souvent observés au sein de feldspaths destabilisés. Les réactions proposées par Ramberg (1943, 1949) expliquent la destabilisation du plagioclase calcique par la formation d'une phase calcique, la zoïsite, d'un plagioclase plus albitique et du disthène (Fig. 29, Le Goff, 1989) :

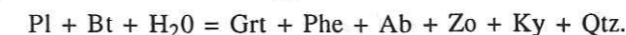


Goldsmith (1982) a étudié expérimentalement les courbes de destabilisation du plagioclase calciques en plagioclases moins calcique + zoïsite + quartz ± disthène à 9 ± 1 kbar. Pour un plagioclase de composition An_{24} , la réaction intervient à 530 ± 30 °C. Pour des pressions plus élevées, la réaction nécessite des températures autour de 580-600°C. Cependant, cette réaction ne peut être utilisée comme thermomètre car la position de la courbe dépend de PH_2O et de la composition de la zoïsite. Elle se déplace vers les hautes températures lorsque la zoïsite est enrichie en Fe_2O_3 .

Des phengites ont cristallisé au contact de biotites et de feldspaths potassiques, elles sont produites par la réaction :



En fait l'ensemble des minéraux métamorphiques décrits dans ces méta-granites non déformés sont caractéristiques de la destabilisation à relativement haute pression du plagioclase et de la biotite magmatique. On est passé d'une paragenèse magmatique à $Qtz + Pl + FK + Bt \pm Mus \pm Grt \pm Ky$ à une paragenèse métamorphique à $Qtz + Phe + Grt + Bt + Zo + Ab + Ru \pm Ky$, par une réaction de type :



La substitution en céladonite dans les phengites de ces orthogneiss se fait en présence de FK de Qtz et de Bt, ce qui permet une bonne utilisation du baromètre de Massonne & Schreyer (1987). Pour les phengites ($Si^{4+} = 3.36$) mesurées dans le méta-granite (Ch216e), des pressions de l'ordre de 10 kbar sont déduites pour une température de 550 °C. Comme les courbes isoplethes proposées par Massonne & Schreyer (1987) sont calculées à partir d'un système purement magnésien, elles ne sont pas directement applicables aux roches granitiques. En revanche en utilisant la calibration de Bucher-Nurminen (1987) qui prend en compte le partitionnement Fe/Mg entre la biotite et la phengite, une pression de l'ordre de 13.5-15 kbar est obtenue pour ce même échantillon (Ch216e).

Le développement des couronnes réactionnelles de grenats autour de biotites et plagioclases, qui suggère des températures dépassant 550°C.

L'étant donné les très fortes teneurs en grossulaire (Ca) dans les grenats, l'utilisation de thermomètres grenat-phengite, basés sur de simples échanges Fe-Mg donnent des résultats très imprécis et dispersés.

La coexistence de minéraux magmatiques et métamorphiques, montre que l'équilibre n'a pas été atteint dans ces roches. Il est donc impossible d'utiliser des programmes de thermobarométrie, basés sur des équilibres minéralogiques pour estimer les conditions P-T.

Dans les méta-granites déformés, les reliques magmatiques ont disparu; seuls subsistent quelques feldspaths potassiques plus ou moins recristallisés. Les autres minéraux ont recristallisé. Ainsi, le taux de substitution en Si^{4+} le plus élevé, analysé dans les phengites de ces méta-granites, est de $Si^{4+} = 3.47$, ce qui reflète des pressions de 14 kbar pour 600°C (Massone & Schreyer, 1987), et de 17 kbar si on utilise la calibration de Bucher-Numinen, (1987). La pression déduite des orthogneiss déformés est donc plus élevée que dans les orthogneiss non déformés.

Ainsi, un métamorphisme de relativement HP 13-17 kbar pour des températures de l'ordre de 550-600 °C est proposé pour ces méta-granites, montrant qu'ils ont aussi subi le métamorphisme éclogitique. Ces conditions sont inférieures à celles déduites de l'étude des autres lithologies. Cette différence est également observée dans d'autres massifs cristallins éclogitiques, comme celui du Grand Paradis (13-15 kbar, 500-550°C) pour le méta-granite (Ballèvre, 1986) et (21 ± 3 kbar, 450-500°C) sur des enclaves basiques (Rolland *et al.*, en prep). Cette différence est due à une moins bonne équilibration des paragenèses minéralogiques dans les orthogneiss par rapport aux métapélites et metabasites. Ceci est lié au taux de déformation de ces roches, à leur teneur en fluide et à leur chimie assez calcique.

Pour la rétro-morphose, la présence de myrmékites entre les blastes de plagioclases et de feldspaths potassiques reflètent probablement l'apparition d'oligoclase secondaire dans ces roches, et traduit un réchauffement (Le Goff, 1989).

Dans les enclaves basiques, lors du métamorphisme, les mêmes réactions que dans les méta-granites ont été mises en jeu (observation de couronnes de grenats entre les biotites I et les plagioclases, déstabilisation des plagioclases, recristallisation de biotites et muscovites...). Cependant, les grenats sont moins riches en grossulaire que dans les orthogneiss, alors que le plagioclase magmatique est probablement plus riche en calcium (andésine) (Annexe II-4). D'après Le Goff (1989), la teneur en calcium est fonction de la pression et de la température ce qui, dans ce cas, suggère des températures de métamorphisme plus élevées que dans les orthogneiss. Les résultats thermométriques basés sur les échanges cationiques entre les phases grenat-micas, sur trois couples grenat-phengite et quatre couples grenat-biotite (II), sont beaucoup plus homogènes que dans les orthogneiss. Ils varient entre 510-560°C pour le couple grenat-phengite à 10 kbar en utilisant le thermomètre de Green & Hellmann (1982). Pour les couples grenat-biotite, en utilisant la calibration de Ganguly & Saxena (1984) et en considérant un paramètre d'interaction du Mn entre le Mg et le Fe de $\Delta W_{Mn} = 2500$ (= $W_{MgMn} - W_{FeMn}$), les températures calculées vont de 555 à 585 °C pour une pression de 10 kbar. En l'absence de feldspath potassique, une pression minimale peut être estimée à 6-8 kbar, pour 550-600°C en considérant la substitution maximale en Si^{4+} (= 3.2) dans phengites (Massone & Schreyer, 1985). Les calculs de P-T à partir du programme *Thermocalc* (Powell & Holland, 1985) sur l'enclave (Ch224b) donnent une $P = 10 \pm 2$ kbar (fit 0.9) et une température = 597 ± 105 °C (fit 0.9), cohérentes avec les résultats obtenus à partir de la thermométrie classique et sur une métapélite rétro-morphosée située à proximité de cet échantillon (Ch223d).

Dans les méta-granites non déformés, la rétro-morphose dans les conditions du faciès amphibolite se caractérise par le développement de myrmékites, traduisant une élévation de la température sous des conditions P-T du faciès amphibolite (Simpson, 1985; Le Goff, 1989). Dans les méta-granites déformés la rétro-morphose est beaucoup plus marquée, car elle a été associée à la déformation D3. Nous avons notamment décrit la recristallisation des porphyroblastes de FK. Cette recristallisation ne peut se faire qu'avec une hausse de la température au cours de la rétro-morphose (Fig. II-30) (Le Goff, 1989). Tardivement, le développement de chlorites autour des grenats signe le passage dans le faciès des schistes verts.

Il ressort de cette étude que les méta-granites ont enregistré le métamorphisme éclogitique qui affecte l'ensemble des lithologies du dôme du Tso Morari. Dans les orthogneiss, contrairement aux métapélites, aux métagreywackes et aux metabasites, la déformation éclogitique n'a pas toujours transposée les textures magmatiques. De même, les assemblages minéralogiques magmatiques restent très souvent préservés à l'exception des plagioclases qui sont toujours damouritisés. Les méta-granites les plus déformés, présentent des évidences de rétro-morphose dans le faciès amphibolite, puis schistes verts.

II-4. Les bordures du dôme du Tso Morari

Les limites du dôme du Tso Morari sont toutes affectées par une déformation D3 importante. Cependant un contraste de conditions métamorphiques entre les bordures nord-est du dôme, en contact avec la zone de suture, et les bordures sud et ouest qui séparent le Tso Morari du reste de la marge indienne est observé.

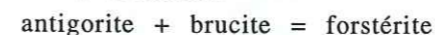
a- La bordure nord-est

Dans la bordure nord-est du dôme, tout au long de la faille de Zildat, la déformation D3 en cisaillements normaux s'accompagne d'une recristallisation dans le faciès schistes verts qui se superpose à la paragenèse éclogitique et schistes bleus (Ph. II-19). Dans cette partie du dôme, le réchauffement dans le faciès amphibolite semble avoir été moins important qu'ailleurs dans le dôme.

b- Les serpentinites de la faille de Zildat

À l'interface entre la zone de suture et le dôme du Tso Morari au sud (Fig. II-1), le long de la faille de Zildat-Ribil, se trouvent de nombreuses lentilles de serpentinites (Ph. II-20). L'étude pétrologique et géochimique de ces roches (majeurs, traces et platinoïdes) et l'observation des spinelles chromifères (Guillot *et al.*, 1998) montrent que ces serpentinites sont différentes de celles de l'ophiolite de Nidar, qui sont des cumulats de base de croûte, et des ultrabasites de l'unité de Drakkarmo, qui ont une signature d'OIB (Fig. II-31) (voir chapitre précédent).

Les serpentinites de la faille de Zildat contiennent de l'antigorite, de la brucite et de la forstérite Fo_{96} . La forte teneur en forstérite des olivines suggère qu'elles n'ont pas une origine magmatique mais métamorphique selon la réaction :



qui se fait au delà de 400-500 °C, au cours de la serpentinitisation (Fig. II-32). Cette réaction montre que la serpentinitisation de ces roches ne s'est pas effectuée en subsurface mais à relativement grande profondeur.

D'autre part, les analyses de platinoïdes sur roches totales, effectuées par Keiko Hattori (Ottawa, Canada), sont reportées dans un diagramme Pt/Ir vs. Pd/Ir et le spectre des platinoïdes normalisés au manteau, montrent que ces serpentinites ont une origine mantellique (Fig. II-33). Le diagramme Al_2O_3 vs. CaO montre que ces serpentinites proviennent d'un manteau appauvri par l'extraction de 20 à 30 % de magma (Fig. II-34). Or, Honegger *et al.* (1989) affirment que des quantités considérables de magma du batholite transhimalayen proviennent d'une fusion partielle substantielle du coin mantellique situé au dessus de la zone de subduction ou de la plaque océanique subduite. Enfin, le diagramme Cr vs. Mg (Fig. II-35) confirme que la serpentinitisation de ces roches mantelliennes s'est effectuée dans le coin mantellique situé au dessus de la zone de subduction.

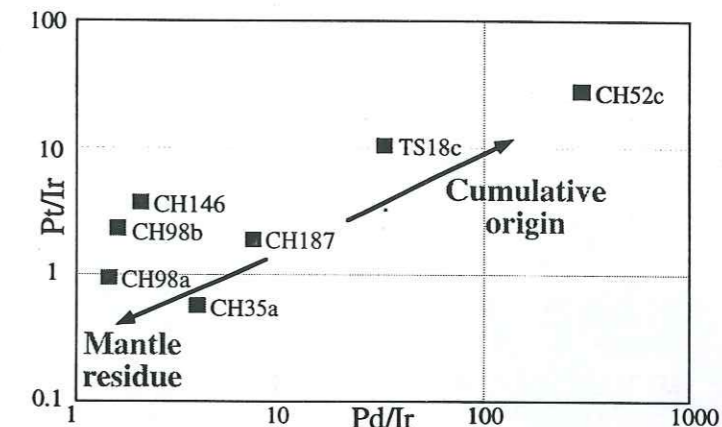


Fig. II-31 : Diagramme montrant que les serpentinites de la faille de la Zildat n'ont pas une signature de cumulat, comme les serpentinites des unités de Nidar de Drakkarmo ou de Ribil, mais une signature véritablement mantellique.

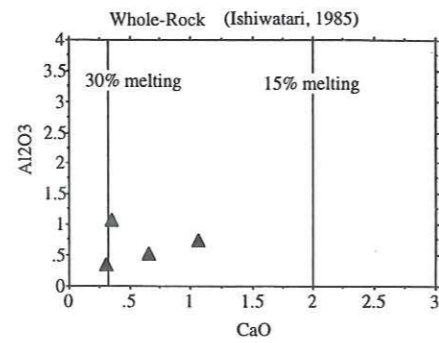
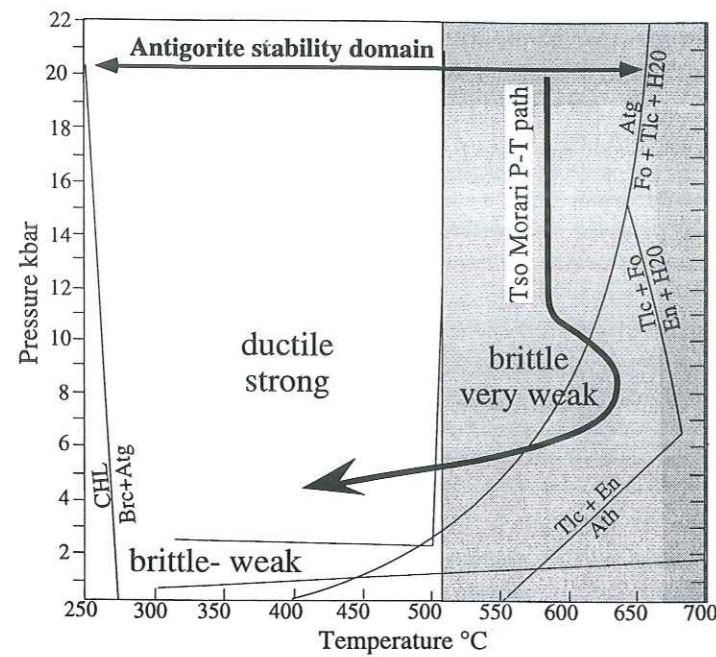


Fig. II-34 : Diagramme Al_2O_3 vs. CaO des serpentinites de la faille de Zildat.

Fig. II-32 : Réaction antigorite + brucite = forstérite dans un diagramme P-T, montrant que la serpentinisation de ces roches s'est faite à relativement HT (400-500 °C), donc probablement à relativement grande profondeur, à l'aplomb de la zone de subduction.

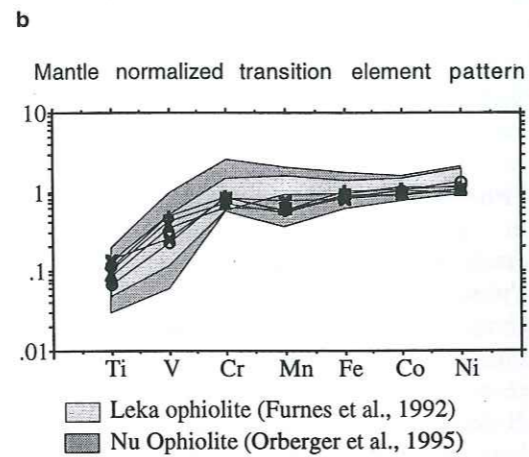
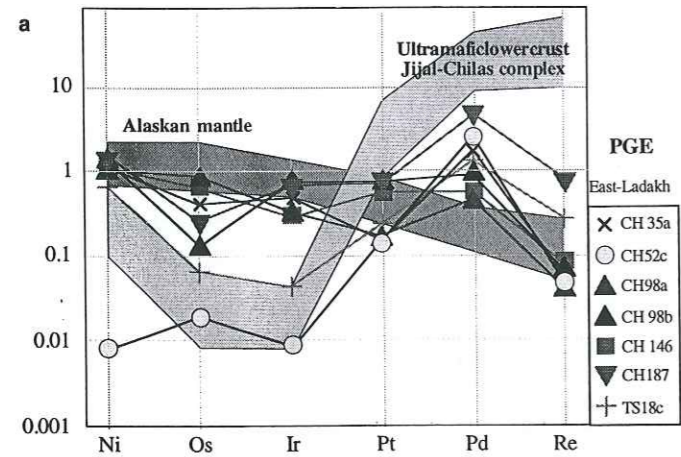


Fig. II-33 : a) Comparaison du spectre des platinoïdes, normalisé au manteau primitif, avec les roches de la croûte inférieure de Jijal-Chilas et du manteau d'Alaska. Les serpentinites du Tso Morari ont une signature de manteau. b) Comparaison avec les ophiolites de Leka (Furnes *et al.*, 1992) et de Nu (Orberger *et al.*, 1995).

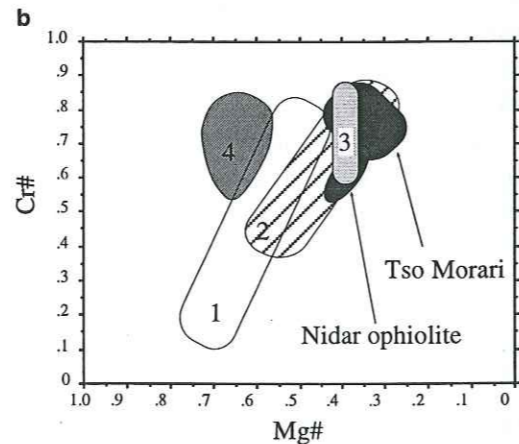
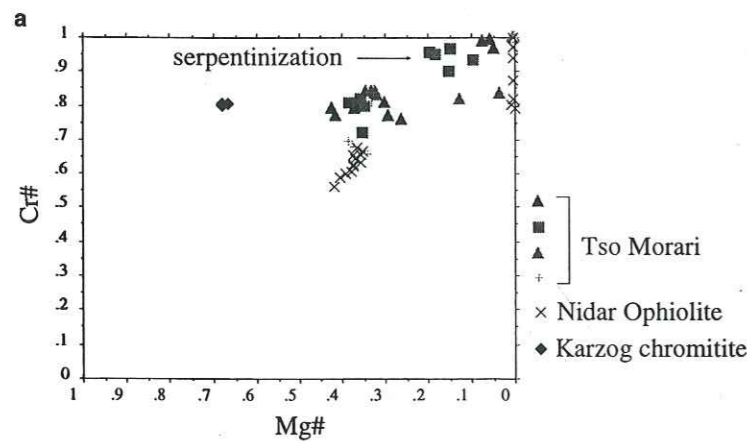
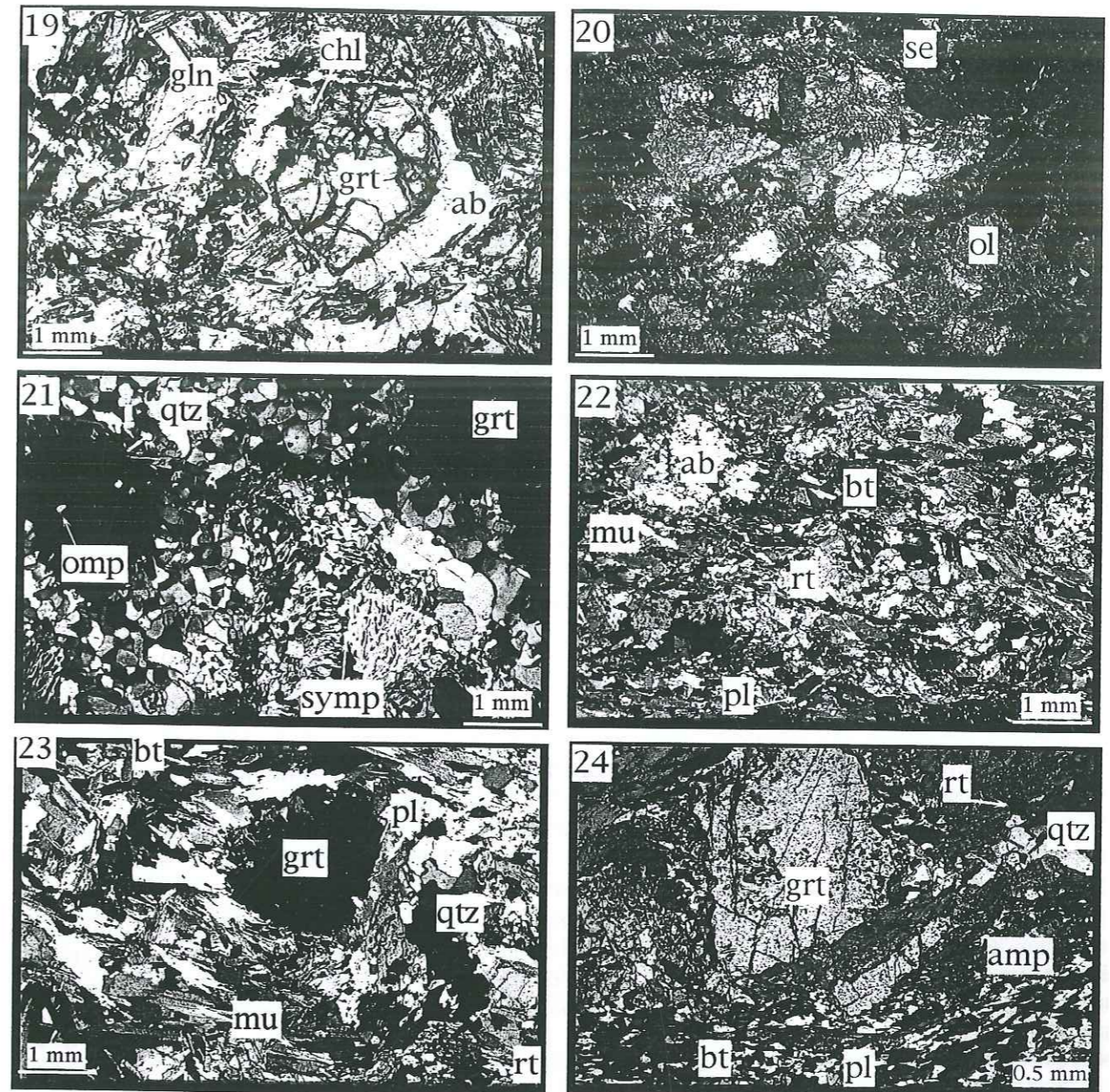


Fig. II-35 : a) Diagramme Cr vs. Mg, basé sur des analyses microsondes des chromites contenues dans les serpentinites de la faille de Zildat. b) Comparaison de ces serpentinites avec d'autres roches ultrabasiqes montrant que les serpentinites du Tso Morari proviennent du coin mantellique tout comme l'ophiolite de Nidar.



Ph. II-19 : Photographie (MO-LN), d'une métapélite du Tso Morari (Ch96). Grenat et glaucophane = paragenèse éclogitique et schistes bleus. Déformation tardive dans le faciès schiste vert, avec cristallisation de chlorite dans les zones déformées, et l'association albite-chlorite autour du grenat.
 Ph. II-20 : Photographie (MO-LPA), d'une dunite affleurant dans la faille normale de Zildat. Notons la présence d'olivine (Fo94) d'antigorite, de brucite, et de chromite.
 Ph. II-21 : Photographie (MO-LPA), d'une éclogite rétrotransformée échantillonnée dans la partie ouest du dôme, présentant les symplectites à clinopyroxènes et plagioclases à l'interface entre les anciennes omphacites. Ces omphacites ont évolué vers des symplectites plus globuleuses à amphiboles et plagioclases au cours de l'augmentation de la température, pendant la rétrotransforme.
 Ph. II-22 : Photographie (MO-LPA), d'une amphibolite (Ch277b) présentant des reliques de HP, grenat, rutile, phengite, zoïsite, les symplectites à plagioclase + amphibole. ces minéraux sont typiques de la rétrotransforme des éclogites associée à un réchauffement. Cette roche provient de la bordure sud du dôme du Tso Morari.
 Ph. II-23 : Photographie (MO-LPA), d'une métapélite amphibolitisée (Ch278a). Quelques reliques de minéraux éclogitiques subsistent dans cette roche, échantillonnée dans la bordure sud du dôme (des rutiles et des phengites ($Si_4 = 3.47$)).
 Ph. II-24 : Photographie (MO, LN) d'une éclogite du Tso Morari rétrotransformée (Ch266b) dans des conditions amphibolitiques. Cet échantillon correspond à une bordure de boudin, échantillonné sur la retombée sud du dôme.

De telles serpentinites associées à des guyots métamorphisés à HP-BT sont décrites dans la zone de subduction de la fosse des Mariannes (Ishii *et al.*, 1992 ; O'Hanley, 1996). Ces serpentinites ont probablement été échantillonnées lors de l'exhumation précoce des massifs éclogi-

tiques dans le manteau. Connaissant leur faible viscosité, elles pourraient avoir un rôle dans l'exhumation du massif du Tso Morari.

c- Les bordures sud et ouest

Dans les parties ouest et sud du dôme du Tso Morari, les écloïtes sont très largement rétro-morphosées dans le faciès amphibolite (Ph. II-21). Ces roches sont associées à une forte déformation normale et ductile, qui montre des mouvements vers le sud dans la partie sud et vers l'ouest dans la bordure ouest. Les roches basiques de la bordure ouest sont décrites dans Guillot *et al.* (1995) (Ph. II-21) et les métapélites (Lk93-40, Lk93-42) le sont dans Guillot *et al.* (1997). De ces observations pétrologiques, Guillot *et al.* (1995, 1997) déduisent des conditions de métamorphisme de 10 ± 2 kbar, 630 ± 50 °C. Dans la partie sud du dôme, des roches basiques tout à fait similaires contenant des amphiboles plutôt calciques (Annexe II-5), des plagioclases, du quartz, des oxydes ferro-titané qui entourent parfois des reliques de rutilés, biotites, phengites, chlorites, épidotes, sphènes, zoïsites (Ph. II-22). Dans certains échantillons subsistent quelques reliques de grenats ainsi que de nombreuses symplectites; plus rarement, des reliques de clinopyroxènes sont observées.

Ces associations minéralogiques sont typiques d'une rétro-morphose d'écloïtes basiques dans le faciès amphibolite.

Dans les roches pélitiques, les phengites sont fréquentes (Ch278a) (Ph. II-23). Le cœur des cristaux est beaucoup plus substitué en Si^{4+} (= 3.56) que leurs bordures (3.42-3.39). Ceci implique que les micas ont commencé à cristalliser à haute pression. Le baromètre de Massone & Schreyer (1985, 1987) suggère une pression minimale (en l'absence de FK) de 16 kbar. Puis leur cristallisation s'est poursuivie au cours de la rétro-morphose autour de (10-12kbar).

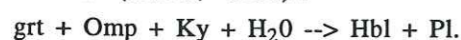
II-5. Bilan

A partir de l'étude pétrologique d'une centaine d'échantillons, nous montrons que l'ensemble des lithologies du dôme du Tso Morari a subi la même histoire métamorphique. Le premier épisode écloïtique (20 ± 3 kbar; 580 ± 50 °C), implique la subduction de cette unité à plus de 70 km de profondeur. La rétro-morphose est quasiment isotherme dans le faciès écloïtique et schistes bleus, jusqu'à 12 kbar, puis la température augmente jusqu'à 630 ± 30 °C, vers 10 kbar. La fin de l'exhumation se fait dans le faciès des schistes verts.

Cette étude montre également que les paragéneses de HP-BT les mieux préservés se trouvent au cœur du dôme du Tso Morari. La bordure nord du dôme présente une zone de déformation importante qui affecte toutes les lithologies, et en particulier les métapélites et les métagranites. Cette déformation est associée à un métamorphisme schistes verts qui tend à effacer les paragéneses écloïtiques et schistes bleus. A la limite nord du dôme, nous avons observé des serpentinites, provenant vraisemblablement du coin mantellique situé au dessus de la zone de subduction et échantillonnées pendant la remontée du massif écloïtique. Les bordures ouest et sud sont également soulignées par une zone de déformation normale majeure et tardive, mais les roches écloïtiques sont rétro-morphosées dans des conditions de plus hautes températures, dans le faciès amphibolite puis schistes verts.

On remarque également que la rétro-morphose se développe préférentiellement dans les zones où la couverture est dominante, c'est-à-dire sur les bords du dôme. Ceci peut s'expliquer par la cinétique des réactions rétrogrades: les écloïtes basiques principalement constituées de grenats et d'omphacite se réhydratent au cours de la rétro-morphose dans le faciès amphibolite.

En effet, une des réactions classiques de la transition des écloïtes dans les faciès amphibolite est (Rubie, 1990):



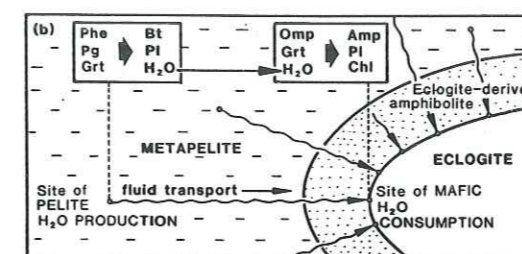
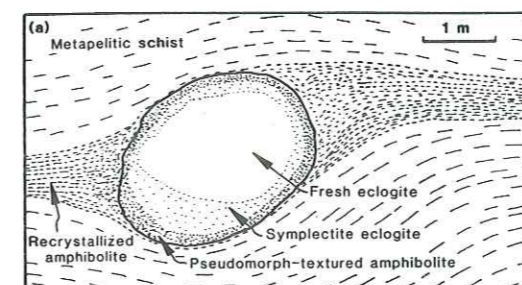
Or, nous avons observé qu'à proximité des fractures (remplies de carbonates), les réactions se sont effectuées beaucoup plus vite et les assemblages écloïtiques sont totalement rétro-morphosés, ainsi que dans les bordures des lentilles basiques (Ph. II-24). Parallèlement, dans les métapélites qui contiennent les écloïtes basiques, la transition entre faciès écloïtique et amphibolitique se fait par une réaction de déshydratation à température croissante:



Heinrich (1982) propose que les fluides ainsi libérés par les sédiments soient une source suffisante pour permettre l'amphibolitisation des roches basiques (Fig. II-36). Ainsi les bordures des boudins de metabasalts seront affectées préférentiellement avant le cœur par l'amphibolitisation (Ballèvre, 1986).

Rubie (1986) estime qu'en présence de fluides provenant des pélites l'amphibolitisation des roches basiques se fait en moins de 1 Ma.

Fig. II-36 : Transformation des écloïtes basiques en amphibolites d'après Heinrich (1982). (a) Relations de terrain entre les lentilles mafiques et les métapélites. Alors que le cœur des boudins est préservé de la rétro-morphose (fresh eclogite), les omphacites sont transformées en symplectites à Pl-Di, dans la partie intermédiaire, et les bordures sont rétro-morphosées dans le faciès amphibolite. Les symplectites sont à Pl-Amph. (b) Les lentilles de roches basiques ont été hydratées et amphibolitisées grâce à la libération de fluides provenant de l'amphibolitisation (réaction de déshydratation) des métapélites.



Chapitre III- Pétrologie du domaine sud (Karzog et Mata)

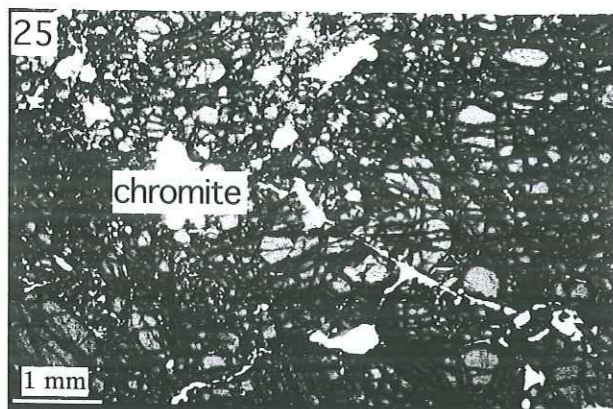
Berthelsen (1953) a proposé une étude pétrologique assez complète des roches de l'unité de Mata, située au sud du Tso Morari. Nos observations dans cette unité corroborent les siennes mais nos interprétations sont différentes. Notre étude est essentiellement axée sur les aspects métamorphiques, afin de pouvoir comparer cette unité à l'unité écloïtique voisine du Tso Morari.

La transition entre le dôme du Tso Morari et l'unité de Mata est marquée, comme nous l'avons vu, par une zone de déformation majeure sur la bordure sud du dôme, qui se prolonge dans toute l'unité de Mata. À la limite entre l'unité de Mata au sud et l'unité du Tso Morari, se trouvent des roches ultrabasiques, mais, contrairement aux serpentines mantelliques de la faille de Zildat, ces roches présentent des amas chromifères caractéristiques d'une semelle ophiolitique. D'un point de vue lithologique, l'unité de Mata (constituée de granites, d'une couverture sédimentaire importante et de roches basiques filoniennes intrusives dans le granite et dans les sédiments) présente des similitudes avec l'unité des Nymaling, située dans la prolongation nord ouest de Mata (Stutz, 1988). Les séries présentent également des ressemblances lithologiques avec le dôme du Tso Morari, par leur appartenance commune à la marge indienne, contrairement aux unités de la suture située au nord-est du dôme écloïtique.

III-1. L'ophiolite de Karzog

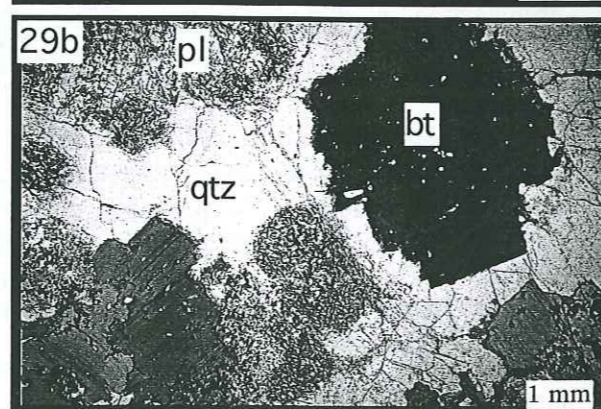
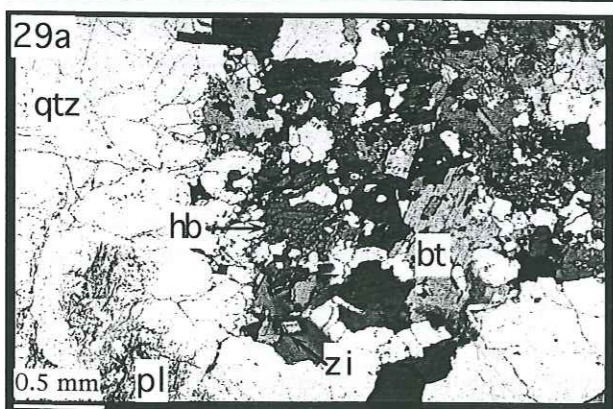
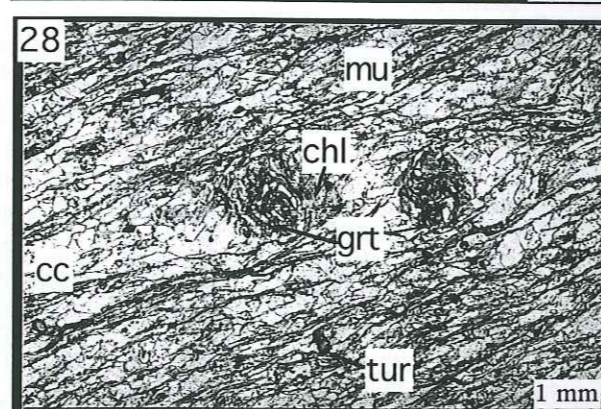
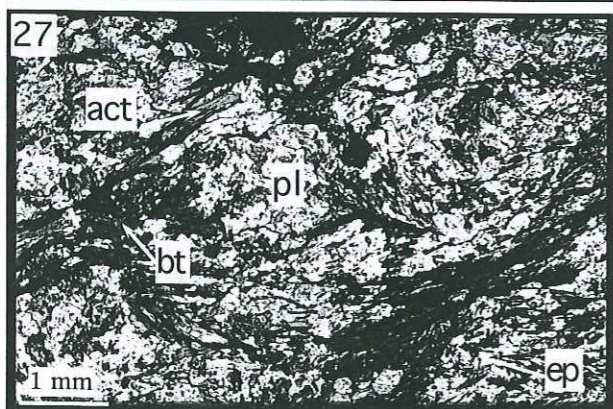
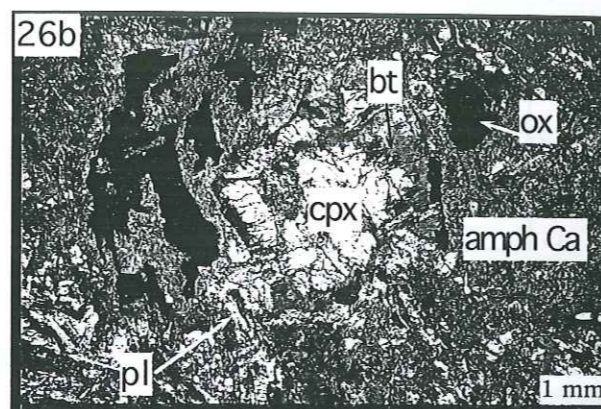
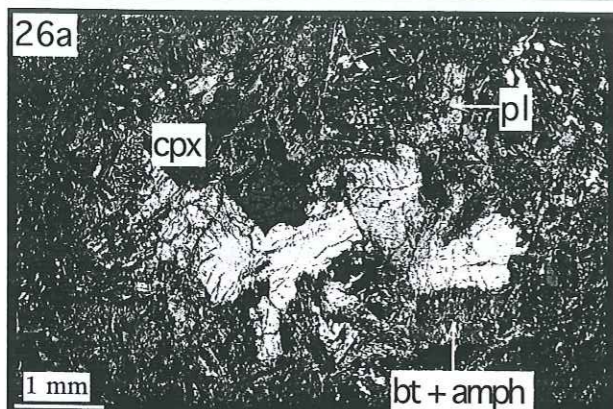
Dans la vallée de Karzog, des serpentinites et des lentilles chromifères (Ph. II-25) associées à des metabasalts et des métagabbros sont observées. Alors que pour Berthelsen (1953), ces chromites représentent des témoins crétacés supérieurs ou éocènes d'une ophiolite océanique, Thakur (1983) propose qu'ils appartiennent à la série de marge du Zanskar, et Linner *et al.* (1997) pensent que ces roches se sont mises en place pendant le rifting, causant l'individualisation du bloc basculé du Tso Morari de la marge indienne. D'après la classification de Thayer (1964), de tels affleurements de chromites associés à des serpentinites ne peuvent se mettre en place que dans un contexte océanique vrai et non pas un contexte de rifting.

Nous proposons donc que ces roches représentent la semelle de l'ophiolite de Karzog, qui constitue en fait la continuité sud de l'ophiolite de Nidar obductée sur la marge indienne de façon précoce (Fig. II-1, Fig. I-12) et démembrée lors de l'exhumation du dôme du Tso Morari. La structuration de cette ophiolite ressemble probablement à celle de l'ophiolite de Spongtag située 200 km plus au nord-ouest (Partie I; Reuber *et al.*, 1987a). Une étude géochimique de ces roches est en cours. Fuchs et Linner (1996) et Steck *et al.* (1998) suggèrent que ces roches ont subi un métamorphisme amphibolite-schistes verts supérieur. La présence,



Ph. II-25 : Photographie au (MO-LN) des chromites représentant la semelle ophiolitique de Karzog.

Ph. II-26 : Photographie (MO-LPA et LN) d'une métadolérite de l'unité de Mata (Ch289), a) présentant des reliques magmatiques de clinopyroxènes (augites) et de plagioclases. Aucune trace de HP n'est observée. b) Cette roche est métamorphosée sous des conditions Schistes Verts, les augites sont fracturées et réagissent pour donner de la biotite du plagioclase et de l'actinote (Ch280a). La déformation s'est probablement développée dans le faciès schiste vert supérieur.



Ph. II-27 : Photographies (MO-LN) a) d'une métadolérite (Ch280a) déformée, échantillonnée dans la bordure nord de l'unité de Mata. Des reliques d'augites sont pseudomorphosées par de la biotite du plagioclase et de l'actinote. De la zoisite et de la pistachite sont également observées dans cet échantillon. La déformation s'est probablement développée dans le faciès schiste vert supérieur. b) Métagabbro déformé de l'unité de Mata, présentant une paragenèse amphibolitique à biotite, actinote, albite et zoisite (Ch282).

Ph. II-28 : Photographie (MO-LN) d'une métapélite de l'unité de Mata, présentant des reliques de grenat dans une matrice carbonatée, avec quelques micas blancs et du quartz. Les grenats sont substitués par de la chlorite.

Ph. II-29 : Photographies (MO-LN) du granite de Mata (Ch303b). a) Les minéraux magmatiques sont des biotites, hornblendes vertes, quartz, plagioclases, feldspaths potassiques. b) La déstabilisation des plagioclases, la recristallisation des bordures de biotites caractérisent le métamorphisme Schistes Verts.

dans les métagabbros, de chlorite, de zoisite et de quelques biotites pseudomorphosant les augites et les plagioclases magmatiques, confirme un métamorphisme schistes verts.

III-2. Les metabasites de l'unité de Mata

Entre la vallée de Karzog et le camp de Kele (Fig. II-1), se trouvent des métagabbros ou des métadolérites. Certains se trouvent dans la couverture métasédimentaire, d'autres sont infiltrées dans le granite de Mata, ou à l'interface entre les sédiments et le granite. Cette répartition des roches basiques dans les sédiments et les roches granitiques est similaire à celle du dôme du Tso Morari.

Les métadolérites échantillonnées près du granite de Mata sont composées de phénocristaux (> 6 mm), de clinopyroxènes magmatiques (des ferro-augites, des diopsides) (Ch297a-Ch289a) (Ph. II-26a, Annexe II-5), ainsi que de plagioclases (labradorite, oligoclase et antiperthite) qui sont totalement damouritisés. Les clinopyroxènes montrent une zonation avec un coeur plus riche en diopside que les bordures (Annexe II-5). L'apatite est associée aux minéraux magmatiques. Les clinopyroxènes sont secondairement entourés de biotites qui sont elles-mêmes entourées d'amphiboles bleues-vertes calciques (ferro-hastingsites et barkévites). Ces minéraux sont des produits de la déstabilisation de l'association clinopyroxènes-plagioclases qui donne, en plus des biotites et des amphiboles, des clinozoisites, des albites et du quartz (Ch297a-Ch289) (Ph. II-26b). Des plagioclases ont également recristallisé dans la matrice en albite et des oxydes noirs, des ilménites, sont entourés d'auréoles de sphènes (probablement du leucoxène). Des oxydes de fer rouges sont également présents dans la matrice. Ces échantillons montrent que les textures et les minéraux magmatiques (diopsides et oligoclases) sont déstabilisés et réagissent pour donner des minéraux métamorphiques (biotites, amphiboles calciques, albites, clinozoisites), stables dans les conditions des faciès amphibolite à schistes verts supérieur. Ces roches n'étant pas à l'équilibre et ces minéraux métamorphiques inadaptés à l'utilisation de thermomètres basés sur les échanges cationiques, il n'est pas possible d'évaluer simplement les conditions P-T du métamorphisme.

Près du dôme du Tso Morari, les roches basiques (Ch280a-Ch282a) ne présentent quasiment plus de reliques magmatiques (Ph. II-27a), seuls restent quelques minéraux fantômes beiges, issus probablement de la déstabilisation des oxydes noirs ou des clinopyroxènes. La mésostase est très altérée et essentiellement constituée de petites amphiboles vertes, des actinotes (Annexe II-5), et des biotites. De nombreuses clinozoisites globuleuses sont englobées dans des plagioclases poecilites, des albites pures. Cette association albite-clinozoisite provient très certainement de la déstabilisation des anciens labradorites et oligoclases, observés dans les roches moins déformées. Des symplectites à plagioclases et amphiboles sont également notées. Contrairement aux roches basiques du Tso Morari, les métadolérites de l'unité de Mata ne contiennent aucun grenat ni rutile ni clinopyroxène métamorphique.

Les metabasites et métagabbros les plus déformés (Ch282a) sont foliés (Ph. II-27b), puis cisailés et également fracturés. Les fractures sont remplies de calcite. Ces roches montrent une alternance de niveaux clairs à quartz, plagioclases et calcites recristallisés, boudinés et cisailés, et de niveaux sombres à biotites, amphiboles vertes des actinotes, chlorites, épidotes (pystachite et épidote). Dans les plans de cisaillements C3 qui montrent des mouvements normaux vers le sud-sud-est, de la chlorite se surimpose aux amphiboles et à la biotite. Des oxydes s'y concentrent, suggérant une déformation par dissolution cristallisation. Dans ces échantillons, les épidotes sont zonées entre un coeur riche en clinozoisite et des bordures riches en épidote (Annexe II-5), les ilménites se transforment en sphène et de très nombreuses apatites sont également présentes.

Les minéraux métamorphiques qui ont cristallisé (biotite + actinote + plagioclase + clinozoisite + sphène + quartz) sont typiques d'un métamorphisme dans les faciès schistes verts supérieur ou amphibolite à épidote-actinotes (Cooper & Lovering, 1970 ; Liou *et al.*, 1987). Ce métamorphisme est associé à la foliation majeure S2, puis aux cisaillements tardifs C3. L'apparition de la chlorite au détriment des amphiboles et dans les plans de déformation, ainsi que l'évolution tardive des clinozoites vers des épidotes, suggèrent une transition vers le faciès schistes verts. Aucune relique de haute pression n'a été découverte, et la présence relictuelle de minéraux magmatiques dans certaines metabasites suggèrent que ces roches n'ont jamais subi d'événement métamorphique de haute pression. En revanche, elles ont subi un métamor-

phisme dans le faciès amphibolite, suivi pour les échantillons les plus déformés d'une rétro-morphose dans le faciès schistes verts.

III-3. Les métasédiments de l'unité de Mata

La plupart des métasédiments de l'unité de Mata sont des phyllites essentiellement quartzitiques, ainsi que des calcaires dans lesquels Virdi *et al.* (1978) ont décrit des faunes permienues. Des marnes noires sont intercalées avec les quartzites du Trias. Les quartzites sont entièrement recristallisées et les quartz montrent des joints de grains à points triples. La déformation est également soulignée par des muscovites et des biotites (Ch 292b). Des porphyroclastes de quartz avec des extinctions onduleuses ainsi que quelques plagioclases damouritisés sont préservés et entourés par des zones de cisaillement à pendage vers le sud.

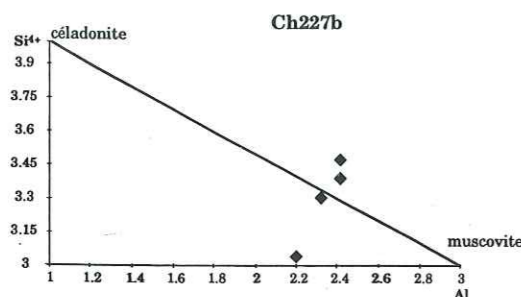


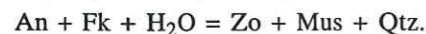
Fig. II-37 : Diagramme Si^{4+} vs. Al reflétant la teneur en céladonite dans les phengites de la métapélite de Mata (Ch297b).

D'autres métasédiments contiennent plus de carbonates. Là encore, des micas blancs, des muscovites et des phengites ($Si^{4+} = 3.2$) soulignent la foliation (Fig. II-37). Dans certains échantillons (Ch297b), de petits grenats hélicitiques se sont développés pendant la déformation D2. Ils ont une composition de (Alm₆₂₋₆₃, Gross₂₅₋₂₆) (Fig. II-28b, Ph. II-28, Annexe II-5). Tardivement, ces grenats sont remplacés par de la chlorite vert pâle. Des plagioclases, du quartz et des sphènes sont présents dans ces échantillons, ainsi que de la tourmaline.

L'observation de ces quelques métasédiments montrent, là encore, des évidences d'un épisode de métamorphisme permettant la cristallisation du grenat associé à de la muscovite/phengite, de la biotite ainsi que du plagioclase. Cet assemblage minéralogique se développe probablement dans des conditions amphibolitiques à une pression minimale de 5-6 kbar comme l'indique la teneur en Si^{4+} dans les phengites, en l'absence de feldspath potassique, d'après le baromètre de Velde (1967) et de Massone & Schreyer (1987) pour 500-550°C. L'apparition de chlorite tardive au dépend du grenat et de la biotite suggère une rétro-morphose dans le faciès schistes verts associé à la déformation normale D3.

III-4. Le granite de Mata

Les échantillons de granite de l'unité de Mata, déformés ou pas, présentent toujours des minéraux magmatiques (Ch294a-Ch303b). Ils sont constitués de phénocristaux de quartz déformés mais non recristallisés, ainsi que de porphyroblastes de microclines, d'orthoclases qui montrent des mâcles de Carlsbad, de perthites et de plagioclases (des oligoclases et des andésines) (Annexe II-5). Enfin quelques myrmékites sont parfois observées. Ces minéraux sont associés à des biotites et à des hornblendes vertes magmatiques (Ph. II-29a) contenant des inclusions de zircons présentant parfois des halos pléochroïques. Les minéraux accessoires sont des zircons et des apatites. Ces roches sont donc probablement des diorites ou des granodiorites. Cette paragenèse magmatique se distingue de celle de l'orthogneiss du Tso Morari par la présence de l'hornblende verte et par l'absence de muscovite et de grenat. En revanche, elle est similaire à celle du granite des Nymaling (Stutz, 1988). Les échantillons du granite de Mata sont fracturés, les fractures sont remplies de carbonates, de chlorites et de pistachites. Les biotites sont parfois déformées et leurs bordures sont transformées en chlorites (Ph. II-29b), surtout lorsqu'elles sont en contact avec des plagioclases. Les oligoclases sont damouritisés. Ils se déstabilisent partiellement en muscovites, en pistachites et en albite, selon la réaction (Le Goff, 1989) :



Bien que ces échantillons présentent essentiellement des textures et minéraux magmatiques, la présence de minéraux métamorphiques (muscovite, pistachites, chlorites, recristallisation de plagioclase, la présence des myrmékites) et de quelques textures cataclastiques associées suggère qu'ils ont subi un épisode de déformation et de métamorphisme atteignant les faciès amphibolite ou schistes verts supérieur.

III-5. Interprétations

Le granite de Mata était classiquement considéré comme un granite syntectonique, mis en place dans les dépôts sédimentaires pendant la déformation himalayenne (post-éocène) et responsable d'un métamorphisme de contact (Berthelsen, 1953 ; Thakur, 1983). Cependant, nous avons vu que le granite lui-même est métamorphisé. De plus, il ne semble pas y avoir de véritable auréole de métamorphisme autour du granite de Mata et les roches basiques en contact avec le métagranite de Mata sont moins affectées par le métamorphisme que celles qui sont proches du dôme du Tso Morari. Cet événement métamorphique affecte toutes les lithologies quelle que soit leur localité. Nous proposons donc que ce métamorphisme amphibolite-schistes verts (SV) soit un métamorphisme régional. La différence d'enregistrement du métamorphisme amphibolite-SV entre les roches métagranitiques, les roches basiques et les métasédiments est plutôt à relier au fait que ces lithologies enregistrent la déformation de façon contrastée, suivant leur rhéologie. Les granites affleurent en masse énorme, extrêmement bien préservés de la déformation par rapport aux niveaux basiques boudinés et aux métasédiments encore plus déformés. De plus, comme nous l'avons discuté précédemment, à conditions métamorphiques identiques, les métasédiments et les roches basiques vont se transformer, alors que les roches granitiques seront très peu affectées par le métamorphisme (Le Goff, 1989).

Une évolution métamorphique similaire affecte également le dôme des Nymaling (Stutz, 1988) situé au nord ouest de l'unité de Mata. Cette analogie métamorphique s'ajoute aux similitudes magmatiques et stratigraphiques déjà mentionnées. Ainsi, nous proposons que l'unité de Mata constitue la prolongation sud est de l'unité des Nymaling.

Dans l'unité de Mata et probablement dans la semelle ophiolitique de Karzog, le métamorphisme amphibolite à épidote-actinote ou schistes verts supérieur (Fuchs & Linner, 1996) est associé à la foliation S2, plan axial des plis P2 à vergence vers le nord. Ceci suggère que le contact ophiolite-unité de Mata est précoce. Les mêmes minéraux ont cristallisé dans les plans C3 qui recoupent la schistosité S2. Ces cisaillements à pendage plus fort que S2 et montrant un mouvement normal vers le sud, se sont également initiés sous des conditions amphibolite à schistes verts supérieurs. Puis, la déstabilisation de l'amphibole et des biotites dans ces plans suggère que l'extension s'est poursuivie sous des conditions schistes verts, puis dans le domaine fragile.

Chapitre IV- Les points clefs de l'étude pétrologique et géochimique

L'étude pétrologique sur toute la région du Tso Morari a permis de distinguer trois domaines principaux qui ont enregistré des conditions métamorphiques extrêmement contrastées.

- Dans la zone de suture, les roches sont peu ou pas métamorphisées. L'intensité du métamorphisme est maximale au sud de l'ophiolite de Nidar, dans les unités de Drakkarpo et de Ribil, où elle atteint le faciès des schistes verts. Ce métamorphisme est associé à une déformation intense (D1-D2), mylonitique par endroit, chevauchante vers le sud-sud-ouest, puis vers le nord-est (D3). La déformation schistes verts peut être corrélée à l'obduction de l'ophiolite de Nidar sur la marge indienne (D1), et dont on retrouve la semelle à Karzog, au sud du dôme du Tso Morari. Cette obduction s'est produite de façon précoce, avant la mise à l'affleurement du dôme du Tso Morari.

- La transition entre le dôme éclogitique du Tso Morari et la zone de suture schistes verts est soulignée par une zone de faille majeure, la faille de la Zildat. Dans le mur de cette faille, c'est-à-dire au bord de l'unité du Tso Morari, se trouvent des serpentinites provenant du coin mantellique. Ces serpentinites ont probablement été échantillonnées au cours de l'exhumation du Tso Morari et elles ont certainement facilité l'exhumation du Tso Morari en diminuant la résistance à la déformation aux limites du dôme.

- Dans le dôme du Tso Morari, les premières éclogites à glaucophane himalayenne ont été découvertes. Ces roches sont associées à des métapélites et orthogneiss éclogitisés, encore jamais décrits en Himalaya. Le métamorphisme HP BT a donc été reconnu dans toutes les lithologies du dôme. Les conditions P-T de ce métamorphisme sont estimées à 20 ± 2 kbar, 580 ± 50

°C. Ces conditions impliquent la subduction de cette unité, donc de la marge indienne à plus de 70 km de profondeur.

Le massif éclogitique du Tso Morari présente des ressemblances frappantes avec les massifs cristallins internes alpins, de par leur localisation et les conditions métamorphiques qu'ils ont enregistrées.

L'exhumation du dôme se traduit d'abord par une décompression quasi-isothermale, dans le champs de stabilité de la glaucophane, jusqu'à 11 kbar, qui correspond à une trentaine de kilomètres de profondeur.

À partir de 12-11 kbar, la température augmente jusqu'à 630 ± 30 °C, dans les conditions du faciès amphibolite. Ce réchauffement est contemporain de la déformation cisailante tardive (D3) normale, qui est très accentuée aux bordures du dôme.

Au sud du Tso Morari, l'unité de Mata présente également des évidences de métamorphisme dans toutes les lithologies soit dans les faciès amphibolite à épidote-actinote, soit dans le faciès schistes verts supérieur. Le fait que la semelle ophiolitique de Karzog soit métamorphisée sous les mêmes conditions que l'unité de Mata (amphibolite/schistes verts) suggère que son obduction sur la marge indienne soit précoce. Cependant aucun indice ne nous permet de savoir si le métamorphisme amphibolitique est dû à l'obduction de l'ophiolite ou lié à l'enfouissement des deux unités dans la zone de subduction.

Lorsque l'unité du Tso Morari est en contact avec l'unité de Mata, des cisaillements ductiles normaux se sont développés dans l'unité de Mata sous des conditions amphibolite-schistes verts, vers 6 kbar, c'est-à-dire 15-20 km de profondeur. La déformation s'est poursuivie dans le domaine fragile, lors de la mise à l'affleurement des deux unités.

• Dans cette étude pétrologique, nous avons également insisté sur les ressemblances qu'il existe entre les unités de Mata et des Nyimaling.

Notons enfin que l'étude métamorphique nous a montré que le dôme cristallin du Tso Morari constitue une unité différente du Cristallin du Haut Himalaya (HHC), auquel il était jusqu'à présent rattaché. En effet, le HHC a subi un métamorphisme de MP-MT caractéristique de la collision himalayenne et essentiellement développé à l'Oligocène, alors que l'évolution métamorphique enregistrée au Tso Morari est probablement plus ancienne. Elle témoigne de la subduction continentale puis de l'exhumation de la marge indienne ammincie. La partie isothermale de l'exhumation s'est produite avant que les effets thermiques de l'épaississement crustal lié à la collision ne se fassent sentir.

L'étude géochimique, bien que préliminaire, suggère que l'ophiolite de Nidar constituait un bassin d'avant arc avant la collision et que les unités de Drakkarpo et de Ribil étaient des îles océaniques. Enfin, nous avons vu que les roches basiques du Tso Morari sont bien issues de magmas intraplaques, probablement proches des dykes carbonifères du Baralacha La (Vannay & Spring, 1993) qui semblent caractériser le magmatisme lié au rifting de la Téthys dans la région du Ladakh-Zaskar.

Partie III

Géochronologie des éclogites du Tso Morari

Partie III- Géochronologie des éclogites du Tso Morari

Après l'exposé des objectifs et des principes d'une étude multichronométrique (Chapitre I), les résultats obtenus sont présentés (Chapitre II) et discutés (Chapitre III).

Chapitre I- Objectifs et généralités sur l'étude radiochronologique

Pour pouvoir proposer des mécanismes susceptibles d'expliquer la dynamique de l'exhumation d'un massif de HP tel que le Tso Morari, il est indispensable de répondre à plusieurs questions :

- quels sont les moments où l'éclogitisation et l'exhumation se sont produites ?
- en combien de temps l'exhumation s'est effectuée ?
- l'exhumation s'est faite de façon continue ou non ? C'est-à-dire à vitesse constante ou non ? L'étude pétrologique suggère une décompression en deux temps : d'abord quasi-isotherme, puis avec une augmentation de température à partir de 30 km, pendant l'exhumation ; comment se déroule-t-elle dans le temps ?

L'objectif de l'étude géochronologique du dôme éclogitique du Tso Morari est donc de dater le maximum d'étapes de l'évolution métamorphique et tectonique du massif, afin de pouvoir replacer cette unité dans son contexte géodynamique régional, et d'apporter les contraintes temporelles nécessaires concernant l'exhumation du massif éclogitique. Pour mener à bien cette étude, il est nécessaire de travailler sur des échantillons de lithologies variées, ayant enregistré différents stades de l'évolution métamorphique et tectonique du dôme. Le choix de la méthode de datation radiochronologique utilisée pour chaque échantillon va dépendre de la lithologie de la roche étudiée et de l'épisode métamorphique à dater. La multiplicité des méthodes se justifie d'autant plus que de nombreuses études géochronologiques, menées sur des terrains éclogitiques de BT, montrent que ces roches sont difficiles à dater (Vidal & Hunziker, 1985). En effet, des problèmes d'héritages isotopiques anté-métamorphiques se cumulent à des problèmes de rééquilibres isotopiques lors de la rétomorphose (Mork & Mearns, 1986 ; Thöni & Jagoutz, 1992).

Au delà de l'information chronologique, les différentes méthodes radiochronologiques vont apporter des informations sur le comportement des différents systèmes isotopiques au cours de l'évolution métamorphique.

L'âge de l'éclogitisation est particulièrement difficile à obtenir. Lorsqu'un âge est obtenu, les vitesses d'exhumation déduites sont sous estimées car l'âge de la mise à l'affleurement des échantillons est inconnu, même si dans le cas de l'Himalaya il est récent. De plus, cet âge date la cristallisation de l'éclogite mais pas nécessairement le début de sa remontée. En effet, la roche a pu séjourner un moment en profondeur avant d'être exhumée. De plus comme ces roches remontent de façon dynamique il est difficile de savoir quand les systèmes isotopiques se ferment réellement.

En plus des informations sur la dynamique de l'exhumation d'un massif éclogitique (Duchêne *et al.*, 1997), cette étude géochronologique sur le Tso Morari permettra de discuter l'âge de la subduction de la marge indienne sous l'Asie et ses conséquences à l'échelle planétaire (changements climatiques, géochimiques, océanographiques, sédimentologiques, paléontologiques...). L'observation de l'ensemble des conséquences géologiques de la convergence Inde-Asie permet de distinguer (Patriat & Achache, 1984 ; Garzanti *et al.*, 1986 ; Dewey *et al.*, 1989) l'âge de la rencontre des deux continents au Paléocène supérieur (Garzanti *et al.*, 1986 ; Jaeger *et al.*, 1989 ; Klootwijk *et al.*, 1992 ; Beck *et al.*, 1995 ; Rage *et al.*, 1995) et celui de la collision *sensu stricto*, c'est-à-dire l'épaississement crustal, à partir de l'Éocène (54 Ma). Nous proposons de dater plus directement la subduction de la marge indienne sous l'Asie, en datant les éclogites du Tso Morari qui appartiennent à la marge indienne (Chapitre IV).

Principes de géochronologie isotopique

Les méthodes de géochronologie absolue sont basées sur la désintégration radioactive d'isotopes radioactifs pères en isotopes radiogéniques fils.

D'après la loi de désintégration radioactive :

$$F = F_i + P(e^{\lambda t} - 1)$$

on a accès à l'âge du dernier équilibre isotopique. F (mesurée) représente la teneur en éléments fils ; F_i (inconnu) est la teneur initiale en élément fils ; P (mesurée) est la teneur en élément père ; λ est la constante de désintégration radioactive propre à chaque isotope radioactif, et t (cherché) est l'âge de la fermeture du système. Cette loi peut être décrite sous la forme d'une équation de droite (l'isochrone) de pente (e^{λt}-1) avec t :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left(\frac{F - F_i}{P} + 1 \right)$$

Cette équation de droite a deux inconnues t et F_i. Pour tracer une isochrone dans un diagramme où les teneurs (normalisées par rapport à un isotope stable de référence) de l'isotope fils sont reportées en fonction de l'isotope père, il faut au minimum deux analyses, de roches ou de minéraux (Fig. III-1). Les roches cogénétiques de degrés de différenciation différents ont assimilé, lors de leur cristallisation, des proportions en éléments père et fils différentes. Le rapport Père/Fils est donc variable d'une roche à l'autre, ou entre les minéraux magmatiques et métamorphiques d'une même roche. Plus les teneurs en élément père d'une roche ou d'un minéral à l'autre sont espacées, plus l'isochrone obtenue sera bien définie et l'âge calculé précis. En revanche, les rapports isotopiques de l'élément fils sont identiques même pour les minéraux ou les roches cogénétiques. Ils correspondent aux rapports isotopiques initiaux.

Les compositions isotopiques mesurées rendent compte de l'état du système au moment de sa fermeture. Si ce système était à l'équilibre isotopique et qu'il est resté clos depuis, les compositions isotopiques des différentes analyses donnent alors l'âge du dernier équilibre isotopique. Un système isotopique est considéré clos, lorsque la diffusion de ces isotopes est négligeable. Les facteurs contrôlant la diffusion sont la déformation, la pression fluide, la taille des grains, la température, la chimie du système... D'après la loi d'Arrhenius, en dessous d'une certaine température (spécifique à chaque élément et chaque minéral), la part de la diffusion liée à la chaleur devient négligeable. Son application aux roches est la théorie de Dodson (1979) : le seul paramètre qui contrôle le mouvement des isotopes est la température ; en dessous d'une certaine température (température de clôture ou de fermeture), la diffusion liée à la chaleur devient négligeable. Si seule la température contrôle la diffusion, quand les

autres facteurs (la déformation, la présence de fluides...) sont négligeables, l'âge que l'on obtient est un âge de refroidissement. Sinon, c'est un âge de cristallisation ou de recristallisation. En réalité, la diffusion contrôlée par la température est nettement moins rapide que la diffusion contrôlée par les fluides ou la déformation. C'est une des raisons pour lesquelles le concept de température de clôture a été récemment discuté (Villa, 1998). Ainsi, pour interpréter les âges obtenus, l'étude pétrologique conjointe des échantillons datés semble beaucoup plus pertinente qu'une interprétation thermochronologique seule, basée sur la température de clôture des minéraux étudiés.

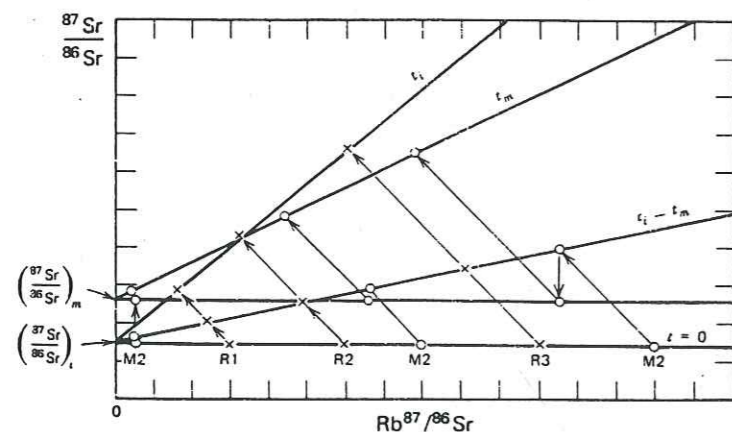


Fig. III-1 : Diagramme schématisant le comportement isotopique (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) de trois roches cogénétiques (R1, R2, R3) et des minéraux de R2 (M2), ayant subi une ré-homogénéisation isotopique associée à un événement métamorphique. La pente de la droite (t_i) des roches donne l'âge de leur cristallisation (car ce sont des systèmes clos). La pente de l'isochrone sur minéraux (t_m), donne l'âge du métamorphisme. C'est l'âge du passage sous la température de clôture des minéraux considérés, d'après Faure (1986).

Les roches totales sont toujours considérées comme des systèmes clos sans échange avec leur environnement. Elles gardent ainsi la mémoire isotopique du premier équilibre correspondant à leur cristallisation. Par conséquent, les datations sur roche totale ne s'appliquent qu'aux roches magmatiques cogénétiques (systèmes pour lesquels la roche a été fondue) mais pas aux métasédiments (dans lesquels chaque composante détritique a cristallisé de façon indépendante). Les datations sur roche totale permettent donc de dater le protolithe, notamment avec la méthode Rb/Sr (Fig. III-1). L'âge du protolithe peut également être obtenu en utilisant des minéraux résistants au métamorphisme et à l'altération, combinés à des systèmes isotopiques pour lesquels la température de fermeture est élevée (supérieure à celle de la cristallisation), tel que le système U-Pb ou Th-Pb, sur zircons. La plupart des autres méthodes de datation isotopique, appliquées aux minéraux métamorphiques, donne l'âge du métamorphisme.

Pour dater les stades précoces de la cristallisation métamorphique (c'est-à-dire l'éclogitisation) du dôme du Tso Morari, des systèmes isotopiques, dont les températures de fermeture sont supérieures à la température de cristallisation des éclogites (580 ± 50°C), peuvent être utilisés (Lu-Hf, Sm-Nd et U-Pb). Ainsi, on espère dater la cristallisation et non le refroidissement des éclogites. Lors de la rétro-morphose, les roches les plus déformées du Tso Morari recristallisent sous des conditions du faciès amphibolite. La recristallisation se poursuit parfois dans le faciès schistes verts. Elle va permettre à certains systèmes isotopiques de se rééquilibrer (Rb-Sr et Ar-Ar). Ainsi, les analyses Rb-Sr et Ar-Ar des minéraux recristallisés vont dater la rétro-morphose.

Un bon échantillonnage, tenant compte de la lithologie et de la déformation des roches, est donc crucial pour dater les différents stades du métamorphisme (Tabl. III-1, Fig. III-2). Ainsi, des granites préservés de la déformation peuvent permettre d'accéder à l'âge du protolithe. De même, si les roches basiques éclogitisées se sont boudinées au cours de leur exhumation, le cœur des boudins, préservé de la déformation et de la rétro-morphose permet de dater l'éclogitisation. En revanche, les métapélites, beaucoup plus hydratées et constituées d'une grande proportion de minéraux incompetents (phengites, biotites...), vont localiser la déformation, facilitant leur recristallisation pendant l'exhumation. Dans le chapitre II, les résultats de l'étude isotopique multi-système sont présentés et les problèmes rencontrés au cours de cette étude sont discutés. Les implications géochronologiques sur la dynamique de la chaîne himalayenne et sur l'exhumation sont discutées (chapitre III).

Échantillon	Méthode de datation					Métam. Déform.	
	Sm/Nd	Lu/Hf	Pb/Pb	Rb/Sr	Ar/Ar		
TSO MORARI							
Métapélites							
Ts30					X	E	TD
Ts39					X	E	TD
Ts58					X	E	TD
Ts58d					X	E	TD
CH157a	X			X	X	E+SB	TD
Ch223d	X		X	X	X	E+A	TD
Lk93-40 bt					X	A	TD
Lk93-42 mus					X	A	TD
Lk93-42 bt					X	A	TD
Métabasaltes							
Ts34	X	X			X	E	FD
Ts45						E+A	D
Ts51					X	E+SB	D
CH165a					X	E+A	D
CH165d					X	E	D
Ch171b						E+A	D
Ch171c	X	X				E	FD
Ch266a					X	E+A	TD
Lk93-38 amph					X	E+A	TD
Lk93-46 amph					X	E+A	TD
Lk93-66 amph					X	E+A	TD
Métagranites							
Ts35					X	E+A	TD
Ts52b					X	E+SB	TD
Ch176			X			E	FD
Ch216e	X			X		E	FD
Ch221b			X			E	D
Ch216e-Ch221b-Ch223d-Ch303b				X			
MATA							
Métagranite							
Ch303b			X	X		SV	FD

Tabl. III-1 : Choix des échantillons. MG = métagranite, MB = métabasalte, MP = métapélite, E = éclogite, SB = schistes bleus, A = amphibolite, SV = schistes verts, E+... = éclogite rétro-morphosée en ..., TD = très déformé, D = déformé, FD = faiblement déformé.

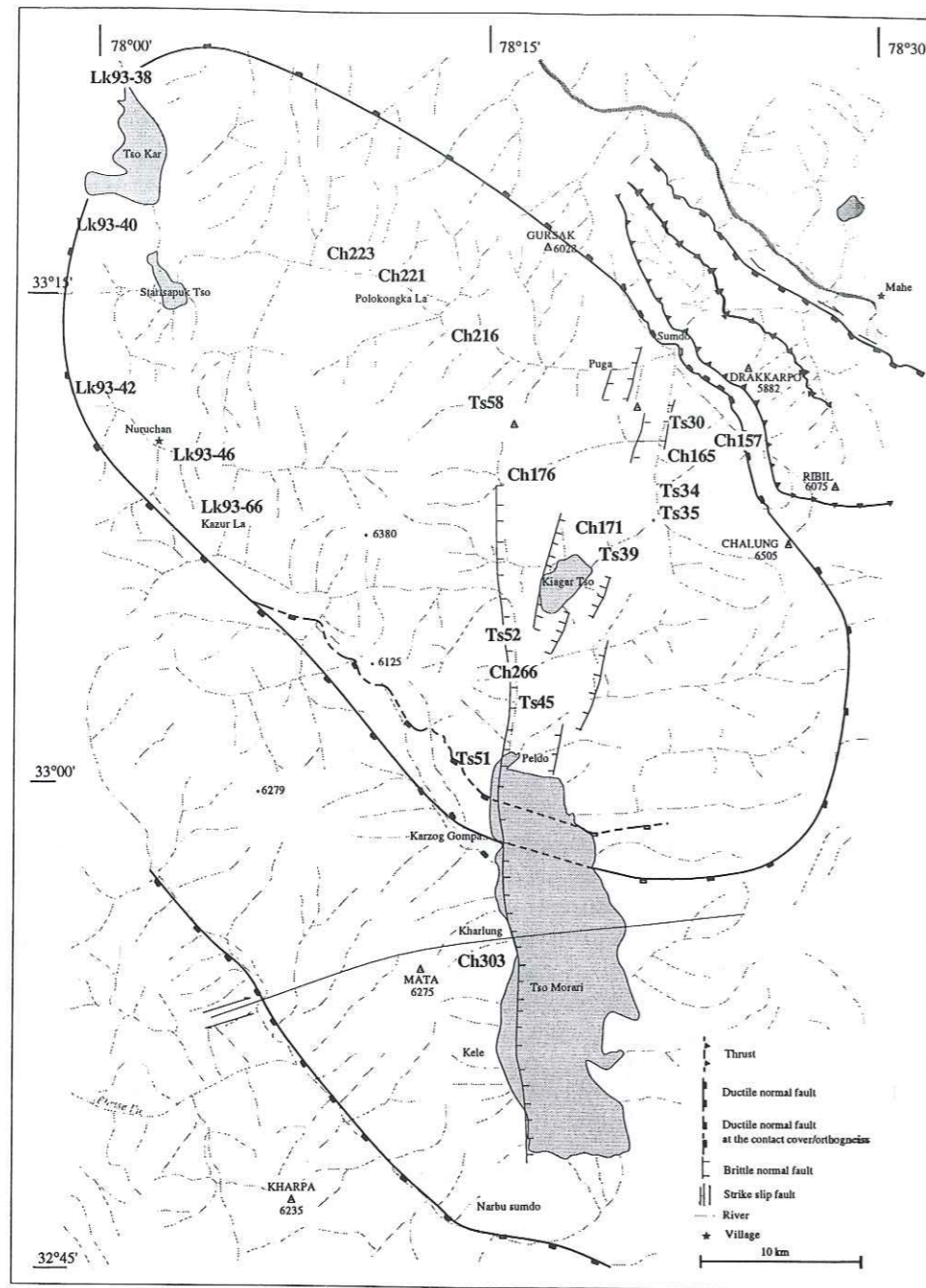


Fig. III-2 : Carte de localisation des échantillons datés.

Chapitre II- Datations multichronométriques

Afin de mener à bien cette étude multichronométrique, de nombreuses collaborations ont été nécessaires :

Les analyses Sm/Nd et Rb/Sr sur métapélites, métagreywackes et granites, ainsi qu'une partie de l'étude Ar/Ar sur micas, ont été effectuées à l'Université de Berne (Suisse), avec la collaboration de Valérie Chavagnac et Igor Villa.

Les analyses Sm/Nd et Lu/Hf sur roches basiques ont été faites à l'ENS de Lyon respectivement par Béatrice Luais et Janne Blichert-Toft.

Les analyses U-Pb ont été effectuées au MIT (Boston, USA) par Julie Baldwin, associée à Kip Hodges.

Enfin, une partie des analyses Ar/Ar ont été faites à l'Université de Lausanne (Suisse), en collaboration avec Mike Cosca.

L'objectif de cette étude étant de dater les différents stades du métamorphisme, la plupart des analyses ont été faites sur minéraux séparés. Un tri minutieux a été effectué sur chaque fraction minérale analysée. Ce tri comporte trois étapes : tri sur des critères de densité en utilisant les liqueurs denses, tri sur des critères magnétiques en utilisant le séparateur magnétique "FRANTZ" et tri minutieux manuel sous loupe binoculaire, dans un bain d'alcool avec un éclairage radial, sous un fond noir puis blanc.

II-1. Datation $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$

Généralités

Le ^{147}Sm se désintègre en ^{143}Nd par émission α .

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right) (e^{\lambda t} - 1)$$

La constante de désintégration λ du ^{147}Sm est égale à $0.654 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (Lugmair & Marti, 1978).

Samarium et Néodyme sont deux Terres Rares de masse intermédiaire et de propriétés chimiques très proches. Certains minéraux fractionnent cependant les Terres Rares : le grenat, par exemple, est enrichi en Terres Rares lourdes par rapport aux légères. Son rapport Sm/Nd est beaucoup plus élevé que ceux des autres minéraux et de la roche totale. Cet "étalement" des rapports entre le grenat et les autres minéraux permet d'obtenir une isochrone précise, qui donne l'âge de cristallisation du grenat car c'est lui qui contrôle la pente de l'isochrone. La température de fermeture du système isotopique Sm-Nd pour le grenat est très haute, environ 750°C dans les systèmes hydratés (Thöni & Jagoutz, 1991 ; Hensen & Zhou, 1995) et 850°C dans les systèmes anhydres (Jagoutz, 1988). La température de fermeture dépend donc de la présence de fluide mais aussi des vitesses de refroidissement, de la taille des grains, de la composition chimique et des phases minéralogiques (Burton *et al.*, 1995 ; Chavagnac & Bor-ming, 1996). La température de fermeture pour le grenat est supérieure à la température de cristallisation des éclogites du Tso Moriri ($580 \pm 50^\circ\text{C}$). La méthode Sm/Nd appliquée au minéraux éclogitiques semble donc, à priori, adéquate pour dater ce stade du métamorphisme. Elle est appliquée aux éclogites pélitiques et basiques. Ce système isotopique est également utilisé, pour obtenir l'âge du protolithe, sur des orthogneiss peu déformés qui ont préservé des minéraux magmatiques.

Pour le granite et les métapélites les analyses ont été effectuées à Berne (Suisse) par Valérie Chavagnac. La procédure analytique est détaillée dans Chavagnac & Bor-ming (1996). L'incertitude sur les rapport Sm/Nd est inférieure à $\pm 0.3\%$. Les blancs sont de 50 pg pour le Sm et 180 pg pour le Nd. Les âges modèles Sm-Nd sont calculés par rapport à l'évolution du manteau appauvri.

L'évolution du Nd dans le manteau appauvri suit approximativement une loi polynomiale de troisième ordre (Nägler & Kramers, 1998) :

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) \text{ ech} = 0.164T^3 - 0.566T^2 - 2.79T + 10.4$$

Les droites de régression sont calculées à partir du programme ISOPLOT (Ludwig, 1990) et les incertitudes utilisées sont de $\pm 0.3\%$ pour $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et $\pm 0.005\%$ pour $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Résultats

• Sm-Nd sur granite non déformé (Ch216e) (Tabl. III-1)

Ces résultats (Tabl. III-2) concernent les analyses Sm-Nd sur grenat, apatite et roche totale de l'orthogneiss (Ch216e). Cet orthogneiss est peu déformé et échantillonné près du col de Polokongka La (Fig. III-2). L'étude pétrologique de cet échantillon est présentée dans le Chapitre II de la Partie II. Bien que des minéraux magmatiques soient préservés, des minéraux témoignant d'un métamorphisme HP-BT, tel le grenat, sont apparus. Cependant, il n'est pas exclu que certains grenats soient associés à un métamorphisme anté-himalayens, de faciès granulite à haute pression, responsable de la formation de l'orthogneiss (Pognante & Lombardo, 1989).

Échantillon	Type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	± 2 S(m)	εNd(0)	εNd(T)	T(DM)* Ga	T(DM)** Ga	f(Sm/Nd)
CH 216e	RT	4.91	18.34	0.1618	0.512070	18	-11.08	-10.86	3.15	2.83	-0.178
CH 216e	grenat	15.37	16.76	0.5543	0.513247	31	11.88	9.60	0.04	-	1.818
CH 216e	apatite	271.69	475.63	0.3458	0.512611	15	-0.53	-1.48	-0.63	-	0.758
CH 157a	RT	4.15	17.00	0.1475	0.511731	17	-17.69	-17.38	3.24	3.01	-0.250
CH 157a	glaucophane	92.94	518.85	0.1083	0.511694	27	-18.41	-17.85	-	-	-0.449
CH 157a	grenat	3.83	2.76	0.8384	0.511969	21	-13.05	-17.15	-	-	3.262
CH 223d	RT	5.59	18.20	0.1855	0.512155	17	-9.42	-9.42	5.30	-	-0.057
CH 223d	grenat	1.85	3.99	0.2807	0.512166	20	-9.21	-9.21	-2.26	-	0.427
CH 223d	apatite	42.40	111.66	0.2295	0.512171	14	-9.11	-9.32	-9.77	-	0.167
Ts 34	RT1	5.46	22.56	0.1458	0.512746	5.9E-6	2.52	2.82	0.69	0.82	-0.259
Ts 34	RT2	5.46	22.57	0.1459	0.512746	14.7E-6	2.11	2.41	-	0.86	-
Ts 34	grenat	2.38	4.67	0.3070	0.512203	18.8E-6	-8.49	-9.21	-	-	-
Ts 34	omphacite	2.54	11.00	0.1391	0.512697	19.6E-6	1.15	1.50	-	-	-
CH 171C	RT1	2.90	10.98	0.1595	0.512348	10.8E-6	-5.66	-5.46	2.14	1.99	-0.189
CH 171C	grenat	2.90	10.97	0.1596	0.512312	14.7E-6	-6.36	-6.14	-	2.09	-
CH 171C	omphacite	0.86	0.93	0.5536	0.510299	33.6E-6	-45.63	-47.93	-	-	-
Ts 51	RT	5.02	10.17	0.1496	0.512330	9.8E-6	-6.01	-5.73	-	-	-
Ts 51	grenat	2.47	20.57	0.1472	0.512883	12.0E-6	-	-	-	-	-
Ts 51	omphacite	2.92	3.69	0.4035	0.512892	15.0E-6	-	-	-	-	-
Ts 51	phengite	1.67	12.63	0.1395	0.512904	11.0E-6	-	-	-	-	-
Ts 45	RT	7.44	30.72	0.1459	0.512847	14.0E-6	-	-	-	-	-
Ts 45	grenat	1.61	2.39	0.4064	0.512928	17.0E-6	-	-	-	-	-
Ts 45	amphibole	1.05	3.25	0.1946	0.512871	29.0E-6	-	-	-	-	-

T(DM)*: calculé d'après Goldstein et al. (1984)
 T(DM)**: calculé d'après Nägler & Kramers (1998)
 ♦ erreur de 0.3% pour ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd analysé à Berne
 ♦ erreur de 0.2% pour ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd analysé à Lyon

Tableau III-2 : Concentration en Sm-Nd et composition isotopique du Nd des roches totales et des minéraux du Tso Moriri. Les erreurs sont données à 2σ

L'âge obtenu à partir de l'isochrone à trois points (grenat, apatite et roche totale) est de 458 ± 14 Ma (Fig. III-3a, Tabl. III-2). Le faible MSWD (= 0,48) montre que les trois points sont à l'équilibre isotopique. La valeur négative de l'εNd (= -9,1) indique une signature de protolithe crustal, également suggérée par l'âge modèle calculé sur la roche totale à 2.83 Ga (Tabl. III-2). L'âge ordovicien obtenu sur ce granite est cohérent avec les âges proposés pour le protolithe : âge Rb-Sr à 487 ± 25 Ma (Trivedi et al., 1986) et âge U-Pb à 479 ± 2 Ma (Steck et al., 1998).

Cependant, il faut comprendre comment l'âge du protolithe est obtenu avec des grenats métamorphiques. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, le métamorphisme éclogitique est nécessairement himalayen. Deux observations permettent de comprendre cet âge ordovicien :

- (i) La fraction analysée contient quelques grenats anté-himalayens, effectivement ordoviciens, qui masquent les rapports isotopiques des grenats himalayens.
- (ii) Les grenats contiennent des minéraux magmatiques en inclusions, résistants au métamorphisme éclogitique.

Le rapport Sm/Nd du grenat n'est pas significativement modifié par la présence de ces inclusions. Elles doivent donc présenter le même enrichissement en Terres Rares intermédiaires que le grenat. Le seul minéral qui répond à ce critère est le zircon, contenu en masse dans ces orthogneiss. L'âge Sm-Nd à 458 ± 25 Ma serait donc l'âge des zircons et non pas celui des grenats métamorphiques. Il correspondrait ainsi à l'âge de cristallisation de l'orthogneiss.

Notons d'autres part que le tri des apatites, qui sont en fait des fluorapatites, est difficile. Pour vérifier la nature de cette fraction une analyse aux rayons X a été effectuée avant le tri

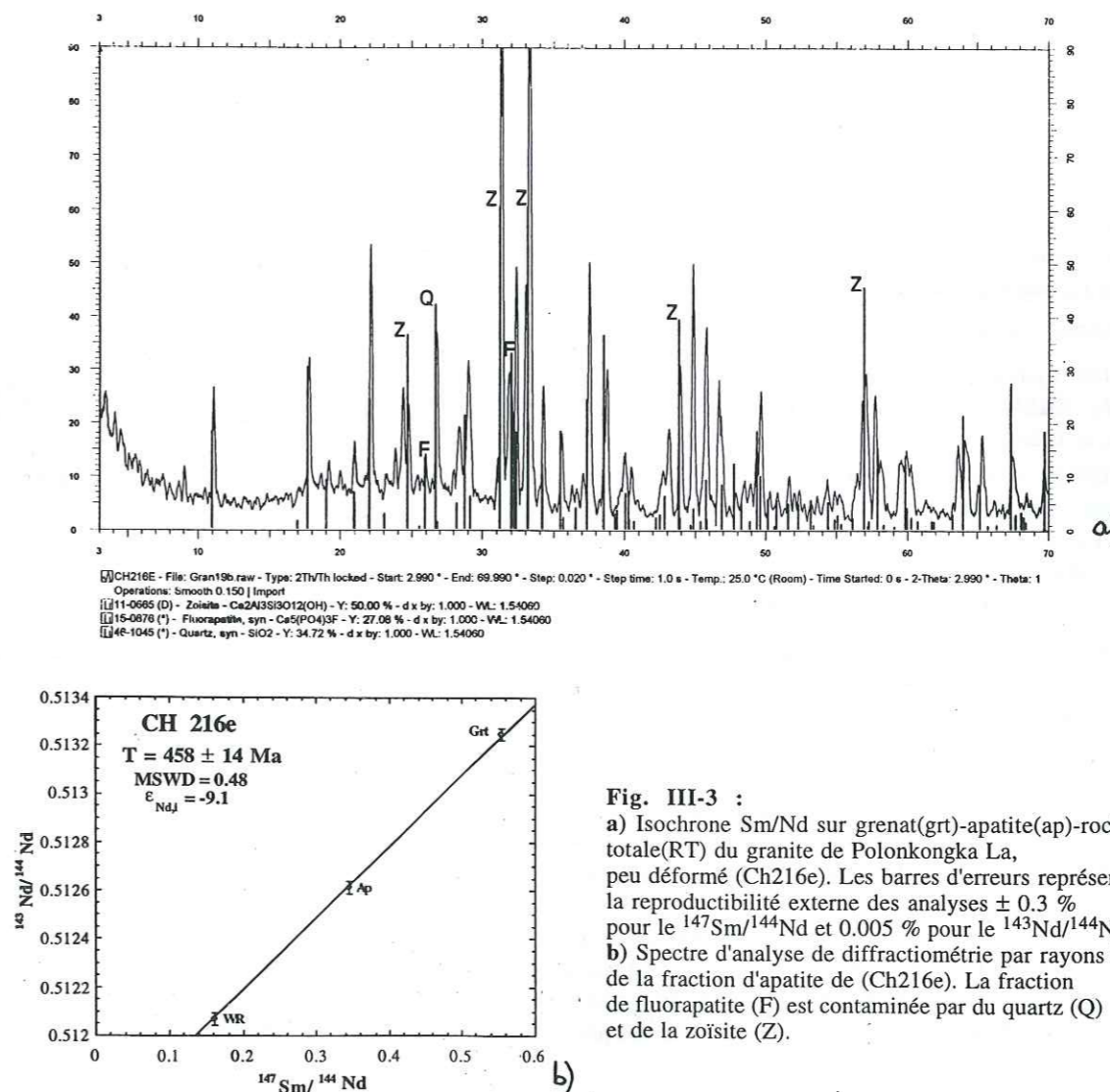
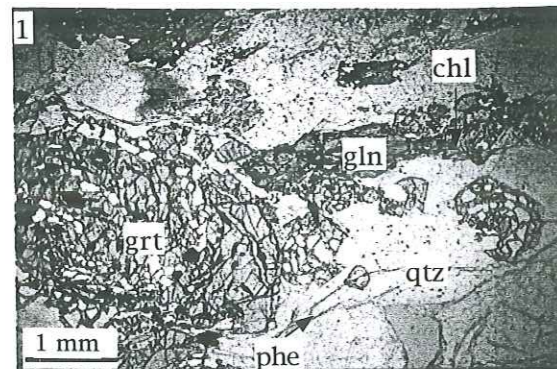


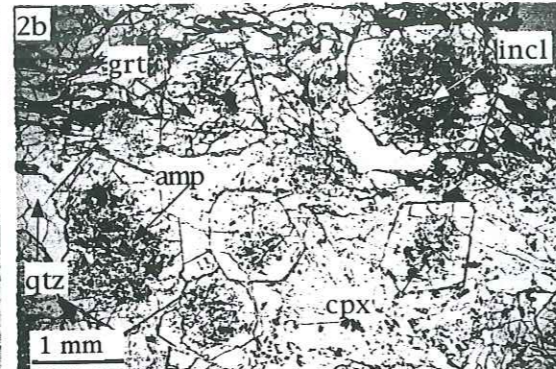
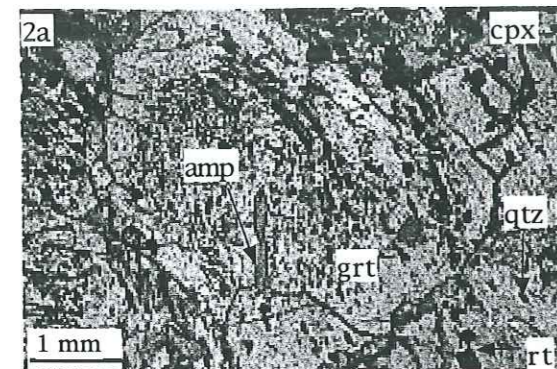
Fig. III-3 :
 a) Isochrone Sm/Nd sur grenat (grt)-apatite (ap)-roche totale (RT) du granite de Polonkongka La, peu déformé (Ch216e). Les barres d'erreurs représentent la reproductibilité externe des analyses ± 0.3 % pour le ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd et 0.005 % pour le ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd.
 b) Spectre d'analyse de diffraction par rayons X de la fraction d'apatite de (Ch216e). La fraction de fluorapatite (F) est contaminée par du quartz (Q) et de la zoisite (Z).



Ph. III-1 : Photographie en microscopie optique et lumière naturelle de la métapélite ch157a.

Ph. III-2 : Photographies (MO, LN) des grenats a) Ts 34 b) Ch171c

montrant que les bordures sont beaucoup plus riches en inclusions (incl) que le cœur. Cette différence est bien plus marquée dans Ch171c que dans Ts34.



final sous la loupe binoculaire (Fig. III-3b). Cette analyse montre la présence de grains de quartz et de zoïsites en plus des fluorapatites. Le tri sous loupe binoculaire purifiée à 95 % cette fraction. Cependant, nous nous sommes interrogés sur l'influence de ces impuretés sur les résultats Sm-Nd. Le rapport Sm/Nd du quartz et de la zoïsite est trop faible pour influencer l'âge de cet échantillon. La présence de ces impuretés dans la fraction analysée peut rapprocher l'apatite de la roche totale et augmenter l'erreur sur l'âge. Mais ces impuretés, si elles sont cogénétiques des autres minéraux, n'ont pas d'influence sur l'âge lui-même, d'autant moins que la pente de la droite est essentiellement contrôlée par le grenat qui constitue le point haut de l'isochrone. Cet âge ordovicien, est valable d'un point de vue analytique et sera discuté dans le dernier chapitre de cette partie.

• Sm-Nd sur métapélite éclogitisée (Ch157a)

Une métapélite éclogitisée du Tso Morari, échantillonnée dans le flanc nord du dôme (Fig. III-2, Tabl. III-1), a été analysée. L'évolution métamorphique de cette métapélite est identique à celle de (Ts30) détaillée dans Guillot *et al.* (1997). Elle est essentiellement composée de quartz, phengite, grenat et de nombreuses glaucophanes dans sa matrice (Photo III-1).

Une isochrone à trois points (grenat, glaucophane et roche totale) est obtenue pour cette roche. La pente de l'isochrone donne un âge à 55 ± 7 Ma, avec un MSWD = 1.59 et un $\epsilon_{Nd} = -17,3$ (Fig. III-4, Tabl. III-2).

Cependant, le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ élevé de la glaucophane suggère que, soit les glaucophanes contiennent des inclusions d'apatite, soit elles ont subi une altération après leur cristallisation. Dans le premier cas, les inclusions sont cogénétiques des glaucophanes et leur présence entraîne une augmentation du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Dans le deuxième cas, l'altération des glaucophanes a dû se faire très précocement, peut-être pendant l'éclogitisation. En effet, le MSWD sur les trois analyses est faible (= 1.59), montrant que la roche totale, le grenat et la glaucophane sont à l'équilibre isotopique.

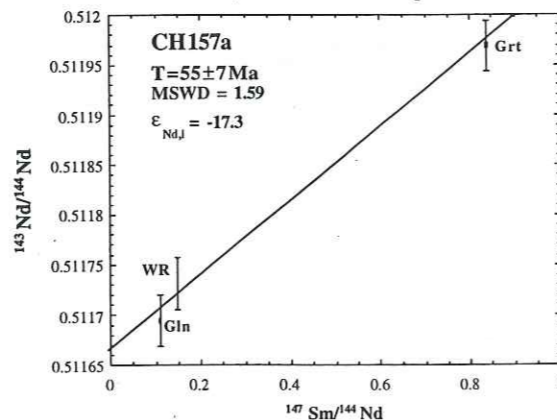


Fig. III-4 : Isochrone Sm/Nd sur grenat (grt)-glaucophane (gln)-roche totale (RT) de la métapélite éclogitisée (Ch157a).

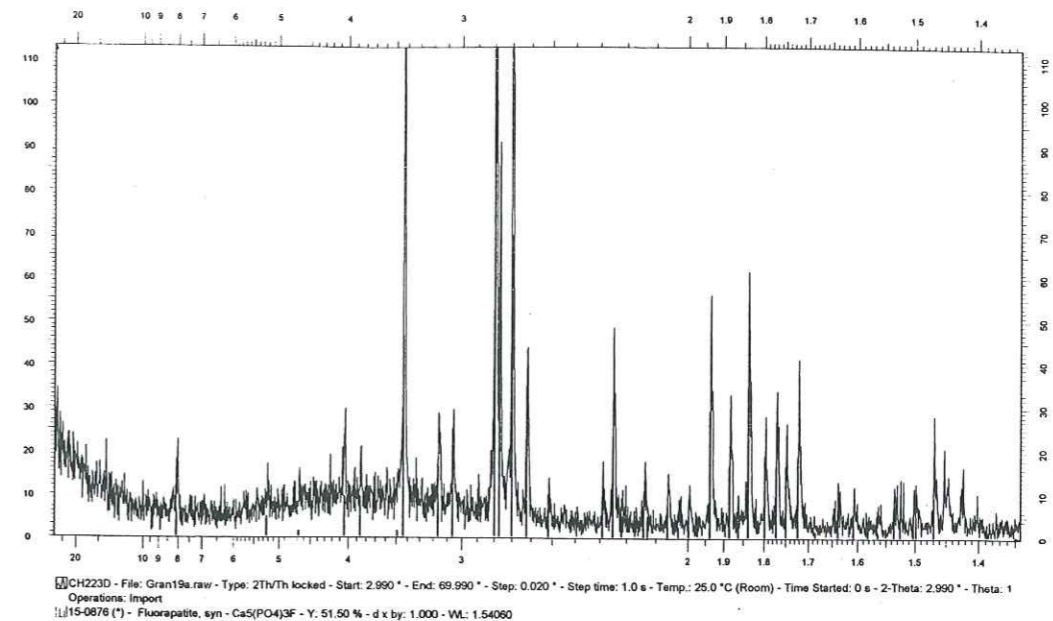
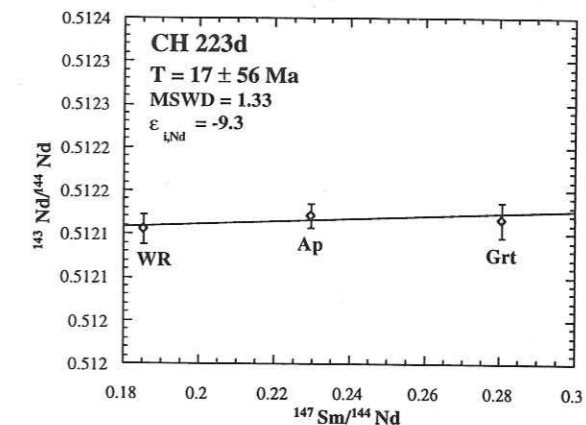


Fig. III-5 :
a) Spectre d'analyse de diffractométrie par rayons X de la fraction d'apatite de (Ch223d) qui est, en réalité, de la fluoroapatite quasiment pure.
b) Isochrone Sm/Nd sur grenat (grt)-apatite (ap)-muscovite (ms)-roche totale (RT) de la métapélite rétro-morphosée (Ch223d).



L' ϵ_{Nd} initial négatif (-17.69) et l'âge modèle (3.01 Ga) calculé sur cette pélite montrent qu'elle a une origine crustale très ancienne, proche de celle du craton indien daté à 3.2-2.9 Ga (Drury *et al.*, 1983).

• Sm-Nd sur métapélite rétro-morphosée (Ch223d) (Tabl. III-1, Fig. III-2)

Cet échantillon (constitué de grenats, phengites, apatites, quartz, albites...) est rétro-morphosé dans le faciès amphibolite (630 ± 30 °C, 9 ± 2 kbar), après avoir subi l'événement HP, comme en témoignent les fortes teneurs en Si^{4+} des coeurs de phengites (Partie II, Chapitre II).

La roche totale, le grenat et l'apatite ont été analysés. Une analyse aux rayons X des apatites montre que la fraction non triée était déjà presque pure (Fig. III-5a). Les deux fractions minérales ont été purifiées sous la loupe binoculaire.

L'âge obtenu à partir des trois analyses (Fig. III-5b, Tabl. III-2) est de 17 ± 56 Ma (MSWD = 0.5 et $\epsilon_{Nd_i} = -9.3$). Ce résultat présente une erreur très importante, due au faible intervalle $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des minéraux et RT analysés. Il reflète probablement un déséquilibre isotopique, peut-être lié à la rétro-morphose partielle de cette roche. D'autre part, le rapport isotopique Sm/Nd et le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du grenat sont faibles, suggérant des inclusions.

Cette pélite, comme la précédente (Ch157a), a un ϵ_{Nd_i} négatif (-9.42) qui atteste de son origine crustale.

• Sm-Nd sur metabasites éclogitisés (Ts 34 - Ch171c)

Pour dater les metabasites éclogitisés (essentiellement constitués de grenats, clinopyroxènes, amphiboles sodiques, phengites et zoïsites), nous avons utilisé les systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf. En effet, la température de fermeture du système Sm-Nd (Thöni et Ja-

goutz, 1991) et probablement celle du Lu/Hf pour le grenat sont supérieures à celles de la cristallisation du grenat et du pyroxène.

Les analyses Sm/Nd des roches basiques ont été effectuées sur le spectromètre de masse à source plasma (Plasma 54 de Lyon), par Béatrice Luais. Des analyses de Terres Rares et traces des minéraux et roches totales utilisés ont été effectuées par ICPMS à Grenoble (LGCA) avant et après les tris.

Les résultats avant et après tris manuels sont nettement différents, montrant que les tris sous loupe binoculaire ont sensiblement enrichi les fractions en minéraux purs.

Pour chaque échantillon, les éléments Sm, Nd, Lu et Hf sont extraits à partir d'une seule et même fraction minérale, en suivant la procédure expérimentale décrite dans Blichert-Toft *et al.* (1997), Duchêne (1997), et Luais *et al.* (1997). Grâce à cette méthode, les hétérogénéités chimiques qui existent entre les grains d'une même espèce minérale sont éliminées.

Pour dater le stade éclogitique, deux éclogites très bien préservées de la rétro-morphose ont été sélectionnées : (Ts34) et (Ch171c) proviennent de la partie centrale du dôme. (Ts34) est entourée de métapélites et de métagreywackes, alors que (Ch171c) est essentiellement entourée d'orthogneiss. L'étude pétrologique de ces roches est détaillée dans la partie II. Rappelons simplement que (Ts34) est une éclogite relativement hydratée contenant des amphiboles sodiques et des phengites dans la matrice, alors que (Ch171c) est beaucoup plus anhydre sans aucune amphibole ni micas observés dans la matrice et avec seulement quelques amphiboles présentes en inclusions dans les grenats.

Discussion

La valeur du standard La Jolla sur toutes les analyses est de $143/144\text{Nd} = 0.511832 \pm 18$ ($n=5$). L'erreur sur le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des échantillons analysés est de $\pm 0.2\%$, l'erreur sur la composition isotopique en Nd est de $\pm 0.001\%$ (%Std Error = $100 / (143/144\text{Nd}) \cdot \sigma/\sqrt{n}$). Les blancs sont inférieurs à 50 pg pour le Nd et à 10 pg pour le Sm.

Pour les deux échantillons, une fraction de grenats très purifiée, une fraction d'omphacites purifiées et une fraction de roche totale ont été analysées. La même fraction de roche totale a été analysée deux fois pour chaque échantillon. Les résultats sont présentés (Tabl. III-2, Fig. III-6). La variation observée entre les rapports isotopiques des deux mesures de roche totale, pour chaque échantillon, est comprise dans l'erreur analytique. Pour les deux échantillons, l'omphacite et la roche totale montrent un alignement positif dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. III-6). En revanche, les grenats sont extrêmement peu radiogéniques malgré un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ relativement élevé. Ils s'alignent sur la droite omphacite-roche totale de pente négative. Le calcul d'âge est donc impossible pour ces deux échantillons (Tabl. III-2, Fig. III-6).

- Echantillon (Ts 34) : (Fig. III-6a) Les teneurs en Sm sont comprises entre 2.4 ppm pour le grenat et 5.5 ppm pour la roche totale. Les teneurs en Nd sont comprises entre 4.7 ppm pour le grenat et 22.6 ppm pour la roche totale. Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ correspondants varient de 0.139 pour l'omphacite à 0.307 pour le grenat.

- Echantillon (CH171c) : (Fig. III-6a) Le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varie entre 0.149 pour le clinopyroxène et 0.554 pour le grenat.

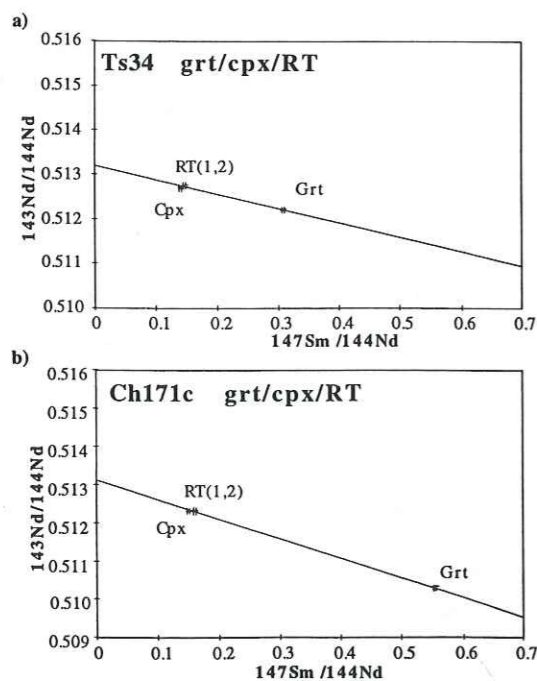


Fig. III-6 : Droite de régression des compositions isotopiques ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) des grenat(grt)-omphacite(cpx)-roche totale(RT) des metabasites éclogitisés a) (Ts34), b) (Ch171c). Ces droites, ayant une pente négative, n'ont aucune valeur chronologique.

L'examen microscopique des grenats des deux échantillons montre que le coeur des grenats contient plus d'inclusions que les bordures des minéraux (Fig. III-7). La présence d'inclusions dans le coeur des grenats suggère une cristallisation rapide au cours de l'éclogitisation (pouvant se poursuivre jusqu'au tout début de l'exhumation). Au contraire, l'absence de ces inclusions dans les bordures des grenats suggère une cristallisation plus lente, probablement liée à des changements dans les conditions P-T. De plus, des zonations chimiques en éléments majeurs (Fe, Al, Mg, Mn, Ca) dans les grenats analysés ont été mises en évidence (de Sigoyer *et al.*, 1997, Fig. 4). Le coeur des grenats, assez riche en Fe, Ca, et Mn, est typique des grenats éclogitiques, alors que les bordures enrichies en Mg témoignent d'une augmentation de la température au cours de la rétro-morphose (*ibid.*). Des zonations de diffusion d'éléments majeurs ont également été décrites sur l'extrême bordure des cristaux. Théoriquement, la diffusion de bordure ne devrait pas affecter les concentrations en éléments traces Sm et Nd, car leurs températures de fermeture sont plus élevées que les températures de la rétro-morphose (Burton *et al.*, 1995). En revanche, des zonations de croissance, pour les éléments traces ou les terres rares, peuvent exister (Burton & O'Nions, 1992; Duchêne, 1997).

Les tris minutieux effectués sur les grenats ont, certes, enrichi la fraction analysée en minéraux purs mais ils ont également provoqué une ségrégation importante entre les bordures des cristaux (préférentiellement sélectionnées car elles sont dépourvues d'inclusions) et leurs coeurs. Ainsi, l'analyse des fractions de grenats triés correspond à l'analyse des bordures des cristaux, notamment pour l'échantillon (Ch171c) qui présente un gradient de concentration d'inclusions plus fort que (Ts34) (Photo III-2a, b). Les pyroxènes des deux échantillons sont plus homogènes et représentent plutôt un stade précoce du métamorphisme éclogitique. Ceci explique que les analyses de grenats soient moins radiogéniques que celles des pyroxènes. D'autre part, Burton et O'Nions (1991) observent que le coeur des grenats présente un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ plus grand que celui des bordures (Fig. III-7). Ils proposent qu'au cours de la cristallisation des grenats, la matrice s'appauvrit en Sm. Le coeur des grenats, ayant cristallisé plus tôt, contient un rapport Sm/Nd plus élevé que celui des bordures qui, par conséquent, présentent un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faible par rapport au coeur. En considérant que les analyses de grenats (Ts34) et (Ch171c) correspondent aux bordures des minéraux, on comprend pourquoi Cpx-RT et Grt ne définissent pas une isochrone (Fig. III-6).

De la même façon, Duchêne (1997) observe, pour les éclogites alpines de Sesia Lanzo (Fig. III-8) des fractions de grenats non triés beaucoup plus radiogéniques que des fractions de grenats triés. Ces analyses concordantes montrent que ce ne sont pas d'éventuelles inclusions dans les grenats qui sont responsables des faibles rapports radiogéniques mesurés, mais bien des zonations chimiques de terres rares. Le tri des minéraux zonés permet d'expliquer le déséquilibre isotopique observé.

La problématique de la faiblesse des rapports radiogéniques ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) est courante dans les éclogites de BT. Il a été discuté par (Mork et Mearns, 1986; Burton & O'Nions, 1991; Thöni &

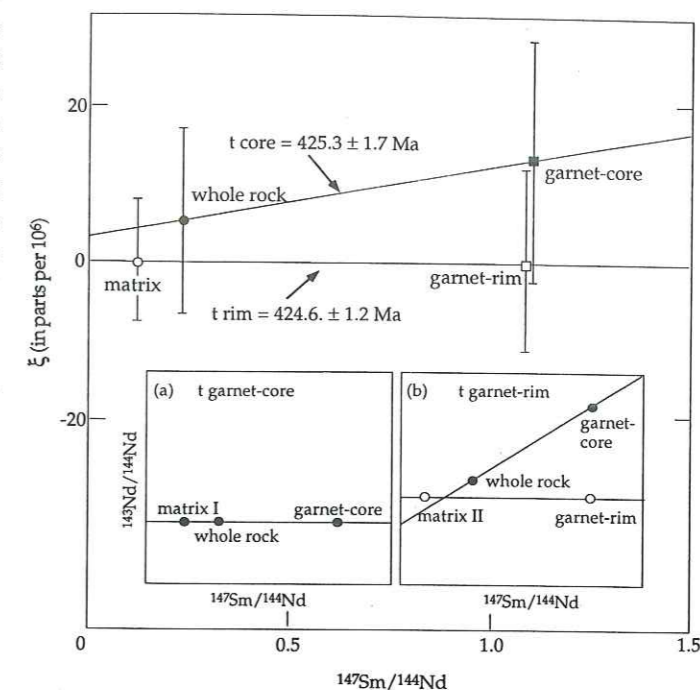


Fig. III-7 : Déviation relative z (en ppm) des mesures de grt, RT et matrice par rapport à l'isochrone de base ($z = 0$) de la matrice et des bordures de grenats. Les schémas (a) et (b) illustrent l'appauvrissement progressif du Sm dans la matrice au cours de la croissance du grenat. La matrice I (initiale), à l'équilibre avec le coeur des grenats, aura un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ supérieur à celui de la matrice II à l'équilibre avec les bordures des grenats.

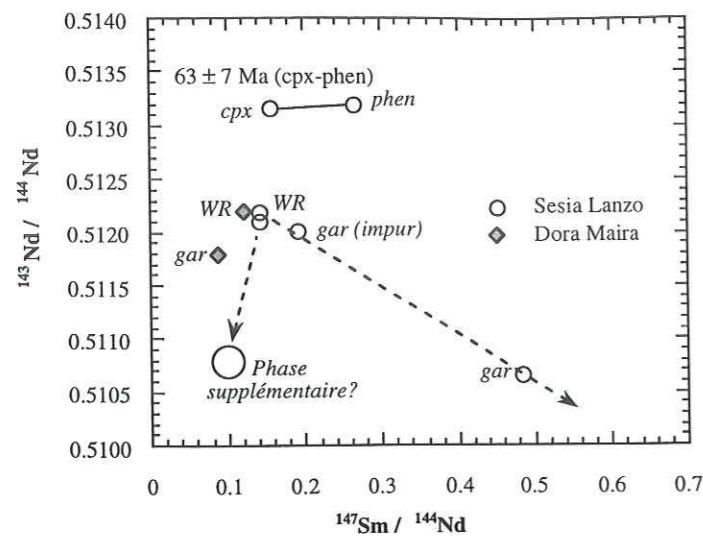


Fig. III-8 : Isochrone Sm-Nd montrant que les grenats impurs de Sesia Lanzo sont plus radiogéniques que les grenats purs correspondant préférentiellement au coeur des grenats. Par contre, les grenats impurs sont plus proches de la roche totale (Duchêne, 1997).

est petite, plus le volume d'interfaces est grand et plus la taille des grains métamorphiques (grenats, clinopyroxènes) est supérieure à celle des grains d'un basalte à texture microlithique (où les plagioclases composent souvent la matrice finement cristallisée): ceci facilite l'équilibre isotopique. La température de cristallisation contrôle également l'équilibre isotopique. Quand un minéral cristallise ou recristallise en dessous de sa température de fermeture (pour le système Sm/Nd), il peut garder une mémoire isotopique héritée des événements magmatiques ou métamorphiques antérieurs: l'âge obtenu est alors un âge mixte.

D'une façon générale et quelle qu'en soit la cause, un héritage isotopique anté-métamorphique subsiste dans les minéraux si le système isotopique n'est pas parfaitement rééquilibré. Thöni & Jagoutz (1992) constatent qu'au sein des protolithes basiques, les rapports Sm/Nd sont plus élevés dans les pyroxènes que dans des plagioclases. En effet, après la cristallisation du protolithe, le ^{147}Sm poursuit sa désintégration en ^{143}Nd . Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont alors plus élevés dans les pyroxènes magmatiques que dans les plagioclases. Lors d'un événement éclogitique, le clinopyroxène métamorphique peut se développer au dépend du pyroxène magmatique, alors que le grenat se développe en partie au dépend du plagioclase (Rubie, 1990). Or le grenat, qui fractionne les Terres Rares, aura un rapport Sm/Nd élevé, alors que son rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sera celui du plagioclase (moins radiogénique que celui du pyroxène) (Fig. III-9) (Thöni & Jagoutz, 1992; Cliff *et al.*, 1998). L'âge obtenu à partir de ces grenats sera donc toujours sous-estimé et n'aura aucune valeur chronologique. Ceci explique le fait que l'on puisse même obtenir des âges "futurs" pour l'éclogitisation (Duchêne, 1997).

Pour éviter ce problème, Bowtell *et al.* (1994) suggèrent de ne dater que des metabasites. Une autre possibilité consiste à ne dater que des échantillons pour lesquels l'éclogitisation est synchronisée d'une forte déformation, puisque celle-ci

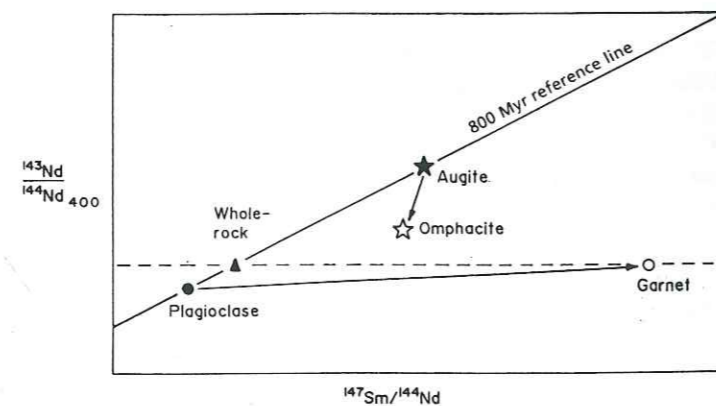


Fig. III-9 : Schéma illustrant l'effet du déséquilibre isotopique entre le plagioclase et le pyroxène du protolithe pendant l'éclogitisation d'un gabbro, d'après Dickin (1995), modifié Mork & Mean (1986).

Jagoutz, 1992; Dickin, 1995; Duchêne, 1997). Tous attribuent cette "anomalie" à l'absence d'équilibre isotopique, mais l'expliquent de manière différente.

Les travaux de Mork & Mearns (1986) et de Thöni & Jagoutz (1992) montrent que la nature et la "granulométrie" du protolithe sont déterminantes pour obtenir une totale rééquilibration du système isotopique lors d'un épisode métamorphique. Ainsi, un metabasite de granulométrie fine, qui recristallise, atteint un nouvel équilibre isotopique plus rapidement qu'un métagabbro à gros grains. En effet, étant donné la faible température de fermeture du système étudié ($T < 600^\circ\text{C}$), la diffusion intragranulaire est très lente alors qu'elle est un peu plus rapide à l'interface des grains. Plus la taille des grains

entraîne une diminution mécanique de la taille des grains (Cliff *et al.*, 1998) et donc facilite la diffusion et l'établissement d'un équilibre isotopique.

Ces observations montrent que la compréhension des facteurs, influençant la cinétique de formation et de préservation des éclogités, est cruciale pour comprendre les problèmes d'équilibre isotopique.

En plus de leur faible rapport radiogénique, les grenats analysés présentent des anomalies importantes sur les rapports d'isotopes stables $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, rapports d'isotopes naturels donc des constantes universelles (Annexe III-1). Les causes de cette anomalie sont énigmatiques, car des isotopes de masse aussi élevée ne devraient pas fractionner naturellement. Cette anomalie ne concerne que les grenats des éclogités (basiques) très fraîches, et s'annule pour les éclogités rétro-morphosées. Elle n'est pas documentée dans la littérature; pourtant, une meilleure connaissance de ce problème permettrait d'avancer dans la compréhension du comportement des isotopes, lors du métamorphisme éclogitique de BT. Notons qu'une autre éclogitite fraîche, provenant de Sesia Lanzo (Alpes), présente des anomalies similaires à celles observées dans les éclogités himalayennes (S. Duchêne, 1998 com. pers.).

Ce problème et les propositions faites pour le résoudre sont détaillés en annexe (Annexe III-1).

• Sm-Nd sur metabasites rétro-morphosées (Ts51 - Ts45)

Pour l'éclogitite faiblement rétro-morphosée (Ts51)

(Ts51) est une éclogitite rétro-morphosée dans le faciès schistes bleus, échantillonnée dans le flanc nord du dôme du Tso Morari (Fig. III-2, Tabl. III-1). Son étude pétrologique est détaillée ailleurs (de Sigoyer *et al.*, 1997). Elle est essentiellement composée de grenat, omphacite, phengite, glaucophane, quartz. La phengite, le grenat le clinopyroxène et la roche totale ont été analysés (Fig. III-10, Tabl. III-2).

Le muscovite, le clinopyroxène et la roche totale (Mus-Cpx-RT) ont des rapports $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ voisins (0.1228-0.1472) et des rapports isotopiques du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compris dans l'erreur analytique (0.512883-0.512904).

Le grenat, bien qu'ayant un rapport $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.4035) supérieur à celui des Mus-Cpx-RT, présente un rapport isotopique du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans la même gamme de valeurs (0.512892), à tel point que la droite de régression entre ces minéraux est quasiment horizontale. Ainsi, comme pour les éclogités fraîches, le grenat (Ts51) est en déséquilibre isotopique avec la roche totale et les autres minéraux. Aucune isochrone ne peut donc être définie ni aucun âge calculé. En revanche, à la différence des éclogités fraîches, cet échantillon faiblement rétro-morphosé présente des rapports isotopiques naturels normaux (Annexe III-1).

Pour l'éclogitite fortement rétro-morphosée (Ts45)

(Ts45) est une éclogitite rétro-morphosée dans le faciès amphibolite. Cet échantillon provient d'une bordure de boudin metabasaltique, fortement déformé au coeur du dôme (Fig. III-2, Tabl. III-1). L'étude pétrologique montre que cette roche s'est rééquilibrée pendant la rétro-morphose (de Sigoyer *et al.*, 1997). En effet, elle est essentiellement composée de grenats, d'amphiboles et de plagioclases. Le grenat, l'amphibole et la roche totale ont été analysés (Fig. III-11, Tabl. III-2).

Ces analyses s'alignent sur une même isochrone de pente positive, qui donne un âge de 47 ± 11 Ma. Le très faible MSWD (= 0.09) de la droite indique que ces minéraux sont à l'équilibre isotopique. L'intervalle de variation de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre grenat et roche totale est faible

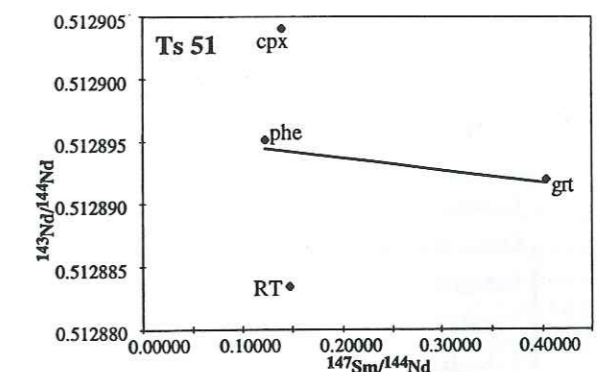


Fig. III-10 : Droite de régression des analyses de grenat(grt)-omphacite(cpx)-phengite(phe)-roche totale(RT) de l'éclogitite rétro-morphosée dans le faciès des Schistes Bleus (Ts51), dans un diagramme ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$).

Cette droite est légèrement négative. Les grenats ne sont pas à l'équilibre isotopique avec les autres phases minérales. La droite n'a donc aucune valeur chronologique.

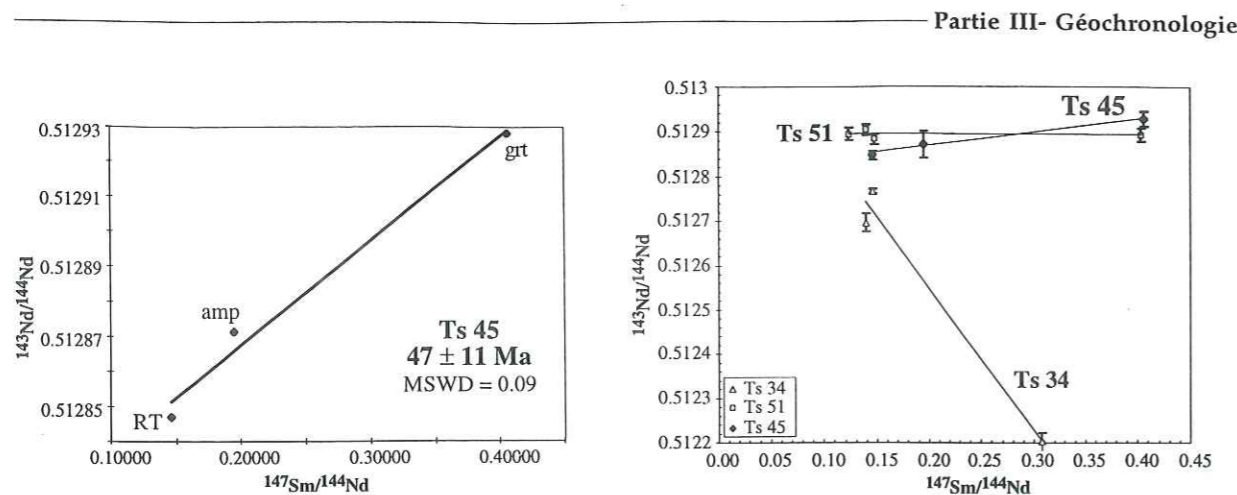


Fig. III-11 : Isochrone Sm-Nd sur grenat (grt)-amphibole (amp)-roche totale (RT), de l'éclogite rétro-morphosée dans le faciès amphibolite (Ts45). Cette isochrone donne un âge de recristallisation en amphibolite à 47 ± 11 Ma.

(0.1459-0.4064), expliquant la forte erreur obtenue sur cet âge. Les rapports des isotopes stables des grenats sont normaux (Tabl.-Annexe).

Ainsi, la recristallisation de cet échantillon après l'éclogitisation efface les problèmes de déséquilibre isotopique et de rapports isotopiques naturels anormaux, confirmant que ces problèmes ne sont pas d'ordre analytique mais d'ordre "naturel", liés à l'éclogitisation.

En comparant les analyses des éclogites fraîches, éclogite rétro-morphosée en schiste bleu, et éclogite rétro-morphosée en amphibolite, on constate qu'il y a un équilibre isotopique progressive du grenat avec la roche totale suivant le degré du métamorphisme (la température) et la déformation (Fig. III-12) :

Éclogite fraîche (Ts34, Ch171c)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ grt << $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ RT	Fort déséquilibre isotopique	Rapports isotopiques naturels anormaux
Éclogite - SB (Ts51)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ grt = $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ RT	Déséquilibre isotopique plus faible	Rapports isotopiques naturels normaux
Éclogite - Amp (Ts45)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ grt > $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ RT	Équilibre isotopique	Rapports isotopiques naturels normaux

Seuls les rapports isotopiques naturels des grenats d'éclogites de BT fraîches sont anormaux. Ces anomalies ont donc probablement un lien avec l'équilibration isotopique.

La déformation et les réactions métamorphiques pendant la rétro-morphose facilitent la diffusion des éléments : ainsi, l'équilibre isotopique est atteint et permet d'effacer les problèmes isotopiques spécifiques de la HP-BT. Ces observations rejoignent les remarques de Cliff *et al.* (1998), qui suggèrent de dater uniquement des échantillons éclogitiques très déformés, si l'on souhaite obtenir l'âge de l'éclogitisation.

Malgré les difficultés rencontrées pour dater les éclogites basiques fraîches par la méthode Sm/Nd, les informations obtenues sur différentes lithologies sont multiples. Nous avons déterminé notamment l'âge du protolithe à 458 ± 25 Ma sur un granite non déformé (Ch216e), un âge à 55 ± 7 Ma sur une métapélite éclogitisée (Ch157a) et un âge à 47 ± 11 Ma sur une éclogite rétro-morphosée dans le faciès amphibolite (Ts45). Les analyses sur les autres échantillons ont mis en évidence un déséquilibre isotopique, probablement dû à une réouverture du système au cours de la rétro-morphose (Ch223d) ou dû à des problèmes moins compréhensibles de fractionnement isotopique, associé à la cristallisation des grenats lors de l'éclogitisation (Ts34 et Ch171c). Enfin, nous avons remarqué que l'établissement d'un équilibre isotopique post-éclogitisation est fonction du degré de la rétro-morphose des échantillons (Ts51-Ts45).

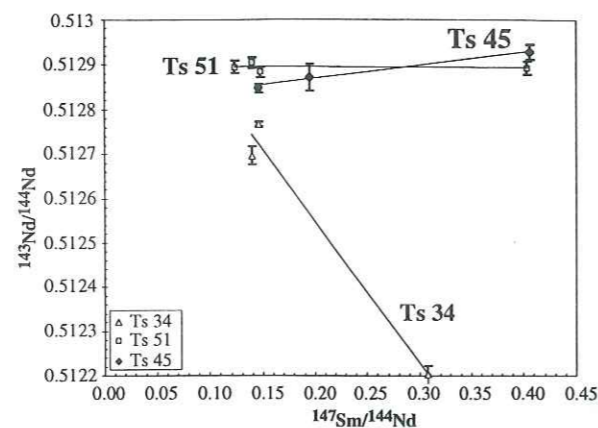


Fig. III-12 : La comparaison des résultats obtenus pour des échantillons affectés par différents stades du métamorphisme montre les interactions entre métamorphisme et équilibre isotopique. (Ts34), éclogite fraîche, est en déséquilibre isotopique. (Ts51), éclogite rétro-morphosée dans le faciès des Schistes Bleus, est en déséquilibre isotopique, mais plus faible que (Ts34). (Ts45), éclogite recristallisée en amphibolite est à l'équilibre isotopique et donne l'âge de l'amphibolitisation.

II-2. Datation $^{176}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$

Généralités

Les problèmes d'équilibration isotopique ne sont pas totalement maîtrisés avec la méthode Sm/Nd. Une nouvelle méthode de datation Lu/Hf a récemment été appliquée, avec succès, sur des roches de HP-BT par Duchêne *et al.* (1997).

La température de fermeture du système Lu/Hf est encore mal connue. Néanmoins, elle est à la fois supérieure à la température de cristallisation des éclogites et à celle de fermeture du système Sm/Nd. Pour les minéraux étudiés, elle se situe probablement autour de 800°C . Si les problèmes de datation des éclogites par le système Sm/Nd sont liés à des déséquilibres isotopiques, dus à l'ouverture du système pendant la rétro-morphose (voir la métapélite rétro-morphosée (Ch 223d), par exemple), on peut espérer que le système Lu/Hf (qui s'ouvre et se ferme pour une température plus élevée) sera mieux adapté. En revanche, les problèmes d'héritages isotopiques seront encore plus sévères. Il est donc préférable d'utiliser cette méthode sur des metabasites car ils contiennent peu de zircons (les zircons, souvent hérités, sont très riches en Hf, provoquant alors des modifications de signature isotopique de la roche ou des minéraux hôtes).

Cette méthode de datation est basée sur la désintégration radiogénique par émission β du ^{176}Lu en ^{176}Hf :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right) = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right) (e^{\lambda t} - 1)$$

La constante de désintégration du ^{176}Lu est $\lambda = 1.93 \pm 0.003 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (Sguigna *et al.*, 1982). Le Lutétium est la Terre Rare la plus lourde. L'Hafnium est un élément de transition du groupe des Ti et Zr : c'est un HFSE (High Field Strength Element) ; son comportement chimique, contrairement au Lu, est plutôt lithophile. Le grenat présente donc un rapport Lu/Hf plus grand que les autres minéraux. Les teneurs en Hf et Lu dans les différents minéraux étudiés (et notamment dans les grenats et les pyroxènes) sont très faibles (de l'ordre de 1.4 à 3 ppm pour l'Hf et 0.001 à 0.7 ppm pour le Lu). Il sera extrêmement difficile de les doser avec précision par spectrométrie de masse à thermo-ionisation. En revanche, l'utilisation de la source à plasma (Plasma 54) de l'ENS de Lyon augmente l'ionisation des éléments, ce qui rend possible leur dosage. Cet ICP-MS, à secteur magnétique et multicollection, permet de déterminer les compositions isotopiques en Hf sur de très petites quantités (20 ng) et avec une très bonne reproductibilité (40 ppm). L'incertitude sur le rapport Lu/Hf est d'environ 1%. Les blancs, mesurés dans le laboratoire, sont généralement de 20 pg pour le Lu et de 150 pg pour le Hf (Blichert-Toft *et al.*, 1997). Le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ du standard JMC 475 est de $0.282163 \pm 9 (2\sigma)$. Les analyses Hf et Lu ont été réalisées à l'ENS respectivement par Janne Blichert-Toft et Béatrice Luais.

Les metabasites (Ts34 et Ch171c) analysées sont décrites dans la partie 2 du Chapitre II.

Résultats

Comme mentionnées, des analyses ICP-MS de traces et de Terres Rares ont été réalisées afin de connaître la quantité de traceur à ajouter. Malgré ces analyses, les échantillons ont été sous-tracés en Hf, car des difficultés ont été rencontrées pour garder l'Hf en solution lors de la préparation chimique des échantillons. En effet, en l'absence de HF (acide fluorhydrique) dans la solution de dilution, l'Hf est adsorbé sur les parois des tubes en polyéthylène. Cependant, les analyses de compositions isotopiques sur le Plasma 54 sont tout à fait exploitables.

• Pour le metabasalte (Ts 34)

Le grenat, l'omphacite et la roche totale ont été analysés (Tabl. III-3, Fig. III-13a). Dans un diagramme $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ vs. $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, une isochrone sur ces trois points (Grt-Cpx-RT) est tracée : elle donne un âge de 55 ± 12 Ma avec un MSWD de 2.03.

En considérant les alignements RT-Grt et Cpx-RT, l'âge varie entre 42 et 75 Ma. L'âge Grt-Cpx (56.7 Ma) est très proche de celui obtenu sur les trois points, le grenat et le clinopyroxène étant situés aux extrémités de l'isochrone.

Échantillon	Type	Lu (ppm)	Hf (ppm)	Lu/Hf	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{sigma}/n$
Ts 34	RT	0.3630	3.5991	0.1009	0.014310	0.282996	0.000006
Ts 34	grenat	0.7324	3.0907	0.2370	0.033630	0.283012	0.000006
Ts 34	omphacite	0.0302	3.0727	0.0098	0.001400	0.282977	0.000007
CH 171c	RT	0.3141	1.7875	0.1760	0.024970	0.282765	0.000006
CH 171c	grenat	0.5386	1.6670	0.3231	0.045860	0.282792	0.000008
CH 171c	omphacite	0.0104	1.4280	0.0073	0.001030	0.282686	0.000027
Monviso	RT	0.6430	0.4540	-	0.282828	0.1920	-
Monviso	grenat	1.7500	0.0311	-	0.290696	8.000000	-
Sesia	RT	0.2110	0.2620	-	0.282632	0.1160	-
Sesia	grenat	1.0200	0.0390	-	0.297667	3.690000	-
Sesia	omphacite	0.0128	0.1850	-	0.282535	0.079800	-

Tabl. III-3 : Compositions isotopiques Lu/Hf des metabasites éclogités (Ts34) et (CH171c). Les erreurs sont à 2σ . Comparaison avec les rapports isotopiques Lu/Hf du Mont Viso (Duchêne *et al.*, 1997a).

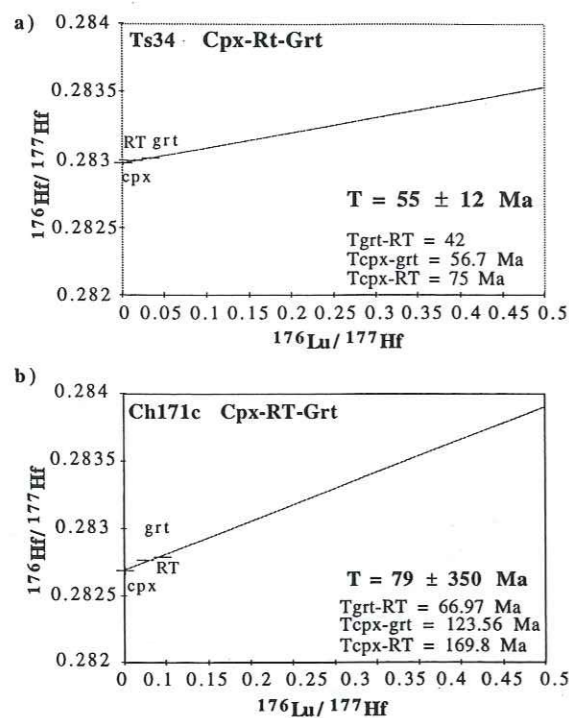


Fig. III-13 : Isochrones Lu/Hf sur grenat (grt)-omphacite (cpx)-roche totale (RT) des metabasites éclogités. (a) (Ts34) âge de l'éclogitisation 55 ± 12 Ma. (b) (Ch171c) âge à 79 ± 350 Ma.

• Pour le metabasite (Ch171c)

Une isochrone est tracée à partir des trois analyses grenat, omphacite, roche totale (Tabl. III-3, Fig. III-13b) : elle donne un âge de 79 ± 350 Ma avec un MSWD = 9.36, suggérant que la roche totale n'est pas à l'équilibre isotopique avec les minéraux séparés.

Le rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ du grenat est de 0.04586 [supérieur au grenat de (Ts34)], 0.00103 pour l'omphacite et 0.02497 pour la roche totale. Bien que l'étalement des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ soit légèrement plus large que pour (Ts34), il reste tout de même dix fois plus faible que celui des éclogités alpines (Tabl. III-3) (Duchêne *et al.*, 1997a). L'erreur sur ces analyses est supérieure à celle de (Ts34). Le mauvais alignement des trois points est probablement lié au faible rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ du grenat. En effet, le grenat est clairement situé en dessous de la droite roche totale-omphacite (comme pour les analyses Sm/Nd). L'âge moyen 75 ± 350 Ma, suggéré par l'isochrone de Ch171c, est très imprécis et sans valeur chronologique.

En résumé, l'analyse Lu/Hf d'une des deux éclogités (Ts34) permet de dater le métamorphisme éclogitique à 55 ± 12 Ma et confirme l'âge Sm/Nd à 55 ± 7 Ma, obtenu sur la métapélite

Ce résultat est sensiblement le même que l'âge Sm/Nd à 55 ± 7 Ma, obtenu sur la métapélite (Ch157a). Cette similitude accredit ce résultat : il est interprété comme l'âge de l'éclogitisation avant la rétro-morphose, car il provient d'une éclogitite bien préservée de la rétro-morphose. L'interprétation de ce résultat est toutefois discuté dans le chapitre III.

Cependant et même si une isochrone a pu être définie, le grenat se trouve encore une fois en dessous de la droite omphacite-roche totale, comme observé avec la méthode Sm/Nd. De plus, l'erreur sur l'âge à 55 Ma reste élevé (12 Ma) car l'étalement des rapports Lu/Hf est extrêmement petit (il est 10 fois plus faible que celui qu'obtient Duchêne *et al.* (1997a) pour les éclogités alpines). Le rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ est de 0.03363 pour la fraction grenat, 0.0014 pour l'omphacite et 0.01431 pour la roche totale. Les droites, reliant les différentes analyses deux-à-deux (Grt-Cpx, RT-Cpx, RT-Grt) ne donnent pas les mêmes âges. Cependant et étant donné le faible étalement des rapports radiogéniques peuvent entraîner des variations importantes dans la pente et donc dans l'âge.

(Ch157a). Cependant, pour les deux échantillons basiques (Ts34 et Ch171c), le grenat présente un faible rapport Lu/Hf. De plus, il n'est pas assez radiogénique pour s'aligner correctement sur la droite roche totale-omphacite (notamment pour Ch171c). Ces observations peuvent trouver deux explications différentes :

(i) La présence, dans la fraction de grenats, de micro-inclusions de zircons hérités, anté-métamorphiques : En effet, le zircon est essentiellement constitué de Zr et d'Hf. Les rapports Lu/Hf et donc $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ sont extrêmement faibles. Le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ analysé correspond donc au rapport initial (pendant la cristallisation du zircon). Une très faible quantité de zircons anté-métamorphiques dans la fraction de grenat abaissera le rapport Lu/Hf et le rapport radiogénique $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vers la valeur du rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initial.

Cette première hypothèse pourrait expliquer les problèmes d'équilibre isotopique de (Ch171c) observés. En effet, la présence de zircons est plus courante dans les dolérites que dans les basaltes. Or l'échantillon (Ch171c) est une dolérite en intrusion dans les orthogneiss, alors que (Ts34) représente probablement une coulée de basalte sur des sédiments. De plus, le spectre de terres rares pour les grenats de (Ch171c) est très différent de celui obtenu sur les grenats de Ts34 (et des autres éclogités et amphibolites) (Fig. III-14). Cependant, la présence de zircons en inclusion dans les grenats de (Ch171c), donnerait un âge Sm/Nd très ancien. Or, au contraire, l'isochrone de cet échantillon n'a pas pu être tracée car elle a une pente négative (voir plus haut).

(ii) Les analyses Lu/Hf de ces deux échantillons (Ts34 et Ch171c) montrent des caractéristiques similaires aux analyses Sm/Nd. Leurs grenats ne sont pas assez radiogéniques pour être sur l'alignement omphacite-roche totale. De plus, ils présentent un rapport père/fils faible. L'extrapolation des observations faites sur les analyses Sm/Nd au coeur et en bordure de grenats (Burton & O'Nion, 1991) aux analyses Lu/Hf permet de comprendre en même temps les problèmes décrits avec la méthode Sm/Nd et avec la méthode Lu/Hf. Ces problèmes sont liés au tri préférentiel des bordures de grenat par rapport aux coeurs (voir plus haut). Or, les grenats de l'échantillon (Ts34), qui donne les meilleurs résultats, montrent une répartition des inclusions plus homogène (à la fois dans le coeur et les bordures) que celle des grenats de (Ch171c) (inclusions concentrées dans le coeur) (Ph. III-2a, b, Fig. III-14). Ainsi, l'échantillonnage des grenats de (Ts34) est plus représentatif de l'ensemble des grenats (coeurs et bordures) que pour (Ch171c), où seules les bordures ont été échantillonnées. L'âge Lu/Hf obtenu sur les trois points (Grt-RT-Cpx) de (Ts34) représente un âge de cristallisation (moyen) des grenats, contrairement à (Ch171c), où l'équilibre isotopique entre la fraction de grenat (représentant les bordures) et la roche totale (contenant notamment les coeurs de grenats) n'est pas réalisé. Cette analyse, proposée par Burton & O'Nions (1991), s'applique d'autant mieux sur nos échantillons, qu'elle permet de comprendre pourquoi la définition de l'isochrone Lu/Hf est meilleure pour (Ts34) que pour (Ch171c).

Les meilleurs résultats, obtenus par la méthode Lu/Hf par rapport à la méthode Sm/Nd, sont probablement liés au fait que la température de fermeture est plus élevée pour le système Lu/Hf ($T > 850^\circ\text{C}$) que pour le système Sm/Nd ($T = 750^\circ\text{C}$). Ainsi, lors de la cristallisation des grenats, la diffusion des éléments Lu et Hf est moins importante que celle des éléments Sm et Nd, limitant les zonations chimiques Lu/Hf entre coeur et bordures des grenats, par rapport

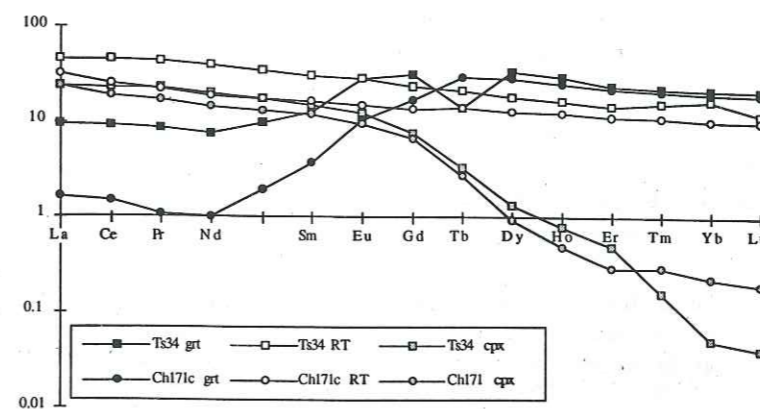


Fig. III-14 : Spectre de Terres Rares des grenats, roches totales et clinopyroxènes, pour les échantillons (Ts34) et (Ch171c). Les grenats de (Ch171c) ont une signature très distincte de celle de la roche totale, alors que ceux de (Ts34) sont plus proches de la roche totale. Ceci suggère que la fraction de grenats de (Ch171c) est plus pure que celle de (Ts34).

aux zonations Sm/Nd. Cependant, étant donné le faible étalement des rapports Lu/Hf, toutes les interprétations faites à partir de ces résultats sont à prendre avec précaution.

Cette différence, entre les deux méthodes de datation Lu/Hf et Sm/Nd, est aussi frappante pour les résultats de Duchêne *et al.* (1997) et Duchêne (1997). Les résultats obtenus par la méthode Lu/Hf sont interprétés comme des âges d'éclogitisation, alors que les analyses Sm/Nd, sur les mêmes fractions minérales, ne donnent que des âges futurs ou très jeunes.

Pour les éclogites himalayennes, la dispersion des rapports Lu/Hf est dix fois plus faible que pour les éclogites alpines. De plus, le rapport Lu/Hf des grenats himalayens est, en valeur absolue, également dix fois plus faible que celui des grenats alpins (que ce soit pour des roches acides de Dora Maira ou basiques du Mt Viso). Ceci explique les fortes erreurs obtenues sur l'âge de l'éclogite (Ts34) himalayenne.

II-3. Datation U/Pb

Généralités

L'uranium U et le thorium Th appartiennent aux actinides. Ils ont des propriétés chimiques semblables, mais seul l'U est facilement mobilisable par une phase fluide : il est donc assez sensible à l'altération.

^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th sont trois isotopes radioactifs pères de trois des chaînes radioactives. Les derniers isotopes radiogéniques de ces trois chaînes sont respectivement le ^{206}Pb , le ^{207}Pb et le ^{208}Pb .

D'après les lois de la désintégration radioactive :

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda' t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda'' t} - 1)$$

λ ($=1.55 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$) est la constante de désintégration de ^{238}U , λ' ($=9.85 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$) celle de ^{235}U et λ'' ($=4.95 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$) celle de ^{232}Th .

Ces trois isochrones indépendantes donnent théoriquement la possibilité d'obtenir trois âges concordants. En pratique, ces âges sont souvent incohérents à cause, notamment, des pertes de plomb au cours de l'évolution des roches. Pour pallier à ce problème, la méthode Concordia est utilisée, en considérant que les minéraux analysés ne contiennent pas de plomb initial. La courbe Concordia est définie par les points pour lesquels :

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}\right) \cdot t = \left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}\right) \cdot t$$

où Pb^* représente le plomb radiogénique (Wetherill, 1956).

Les minéraux analysés, s'ils sont cogénétiques, vont s'aligner suivant une droite appelée Discordia, qui coupe la courbe Concordia en deux points. "L'intercept" supérieur donne l'âge de la cristallisation, "l'intercept" inférieur celui de la fermeture du système après le métamorphisme. La température de fermeture du système isotopique U-Pb est de 700-800°C pour les zircons (Tilton *et al.*, 1989). Elle est également élevée pour les autres minéraux.

Les datations U-Pb ont été effectuées sur allanites et zircons. Les minéraux présentant le moins de zonations possibles ont été sélectionnés. Avant d'être analysés, ces minéraux ont subi une abrasion avec de la poudre de pyrite, pendant plusieurs jours. Cette abrasion permet de supprimer la partie altérée des minéraux ainsi que les bordures des cristaux (où la diffusion a pu être importante pendant la rétroformation).

Les analyses ont été effectuées par Julie Baldwin, étudiante en thèse au MIT à l'Université de Cambridge (USA), sur le spectromètre de masse VG Sector 54 à thermo-ionisation. Cependant, l'échantillonnage (Tabl. III-1) et le tri des minéraux ont été effectués par nos soins.

Échantillon	Type	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	% err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	% err	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	% err	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	% err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	coef corr	Pb (pg)	Blank (pg)
Ch 223d	allanite 1	27684	24395	21.45	0.501	0.0371	2.79	0.1097	20.53	0.1097	17.86	234.5	451.9	1794.7	0.963	229718	3.7		
Ch 223d	allanite 2	23531	12717	21.43	0.472	0.0226	2.7	0.0808	28.09	0.0808	25.41	144.1	227.9	1216	0.993	120065	3.7		
Ch 223d	allanite 3	21187	8773.1	21.81	0.453	0.0195	2.29	0.0847	22.54	0.0847	20.29	124.5	208.3	1308.4	0.983	82260	3.7		
Ch 223d	allanite 4	16411	5545.9	21.51	0.497	0.0145	1.4	0.1526	15.46	0.0765	14.1	92.6	114.2	1108.2	0.973	52244	3.7		
Ch 221b	zircon 1	210.59	13.84	2313.5	0.066	0.0678	0.27	0.541	0.3	0.0579	0.11	422.7	439.1	525.8	0.929	4	3.5		
Ch 221b	zircon 2	199.4	13.96	3560.9	0.045	0.0737	0.11	0.6063	0.18	0.0596	0.14	458.6	481.2	590.4	0.652	2.7	2.7		
Ch 303b	zircon 1	235.68	12.66	2629.6	0.133	0.0525	0.91	0.4114	0.91	0.0568	0.09	329.9	349.9	484.5	0.995	3.1	3.1		
Ch 303b	zircon 2	104.18	7.76	3452.6	0.154	0.0715	0.12	0.5601	0.15	0.0568	0.08	445.2	451.6	484.1	0.856	1.4	1.4		

Tabl. III-4 : Composition isotopique U/Pb des allanites et des zircons. Les erreurs sont à 2σ .

La procédure analytique est décrite dans Krogh (1982). Le Pb et l'U sont séparés par l'utilisation de résines échangeuses d'anions. La température de fermeture des allanites est de 670 °C (Dahl, 1997). Tous les résultats sont présentés à 2σ près (Tabl. III-4). Les droites de régression sont tracées à l'aide du programme Isoplot (Ludwig, 1990).

Résultats

• Sur allanites de métapélite (Ch223d)

Des datations ont été effectuées sur des allanites provenant d'une métapélite (Ch223d) du Tso Morari (Tabl. III-1). Cette même roche, recristallisée sous des conditions éclogitiques et pendant la rétroformation, est décrite dans la partie II.

Les cristaux d'allanites sont prismatiques (Annexe III-2). Leur coeur est généralement jaune et les bordures transparentes. L'image en cathodoluminescence montre de très faibles zonations. 4 groupes de 20 allanites ont été analysés après abrasion. Ces analyses (Tabl. III-4) sont reportées dans un diagramme $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)$ v.s. $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}\right)$ (Fig. III-15). Elles s'alignent cor-

rectement selon d'une droite, MSWD = 0.38, qui coupe la courbe Concordia. "L'intercept" inférieur entre la droite et la courbe Concordia est à $54.9 \pm 16.7 \text{ Ma}$. Comme la température de fermeture de l'U-Pb des allanites est supérieure à la température de cristallisation éclogitique, ce résultat date l'éclogitisation à $55 \pm 17 \text{ Ma}$. Bien que l'incertitude soit grande, cet âge reste cohérent avec d'autres âges obtenus (à partir de différentes méthodes et différents échantillons) pour l'éclogitisation ($55 \pm 12 \text{ Ma}$) et pour le début de la rétroformation ($55 \pm 7 \text{ Ma}$). L'incertitude importante de cet âge peut être en partie due à la présence de zonations dans les allanites, acquises pendant la rétroformation. Afin de diminuer l'incertitude de cet âge, un tri entre les allanites jaunes et les allanites plus transparentes a été réalisé. Ces fractions triées vont être analysées prochainement.

Cette incertitude, sur l'analyse $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, peut également être due au fait que les allanites contiennent beaucoup de Th. Il est donc difficile de corriger précisément les mesures des rapports isotopiques U/Pb. Pour pallier à ce problème, des datations Th/Pb seraient nécessaires. Dans ce but, le projet d'obtenir un traceur de Th spécifique ^{229}Th est en cours.

• Sur zircons de métagranites

Des datations ont été effectuées (ou sont en cours de réalisation) sur des zircons d'orthogneiss et de métagreywackes, provenant de différents sites de la région du Tso Morari (dans le dôme et l'unité de Mata) (Fig. III-2). Les zircons ont une forte teneur en U et une résistance importante face aux événements métamorphiques, hydrothermaux et érosionnels

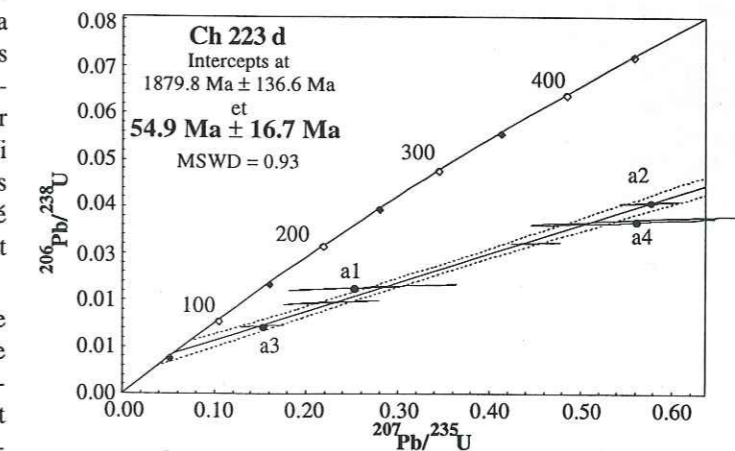


Fig. III-15 : Diagramme Concordia où sont reportées les analyses U/Pb de 20 allanites, regroupées en quatre fractions (a1, a2, a3, a4), de la métapélite (Ch223d) du Tso Morari. La droite de régression qui passe par ces quatre analyses coupe la courbe Concordia à $60 \pm 19 \text{ Ma}$. Cet âge correspond à l'âge de cristallisation des allanites pendant le métamorphisme éclogitique.

(Gebauer, 1990). Ils permettent ainsi souvent de dater le protolithe. L'observation par électrons rétrodiffusés, par cathodoluminescence et par microscopie optique à transmission, montre cependant que certains de ces minéraux présentent des zonations chimiques très complexes, acquises au cours de leur évolution métamorphique.

• Le métagranite Ch221b : Ce métagranite est échantillonné au coeur du dôme : il a subi le métamorphisme HP, pendant lequel il a partiellement recristallisé (Partie II, Chapitre III-4). Cependant, l'observation des zircons au MEB montre qu'ils ont peu de zonations (Annexe III-2) et sont peu affectés par la recristallisation éclogitique. Après leur abrasion, une partie de ces zonations a disparu.

Deux zircons (Tabl. III-4, Fig. III-16) ont été analysés. Par eux passe une droite Discordia, qui recoupe la Concordia en un point, cependant un âge discordant est estimé à 525 Ma, pouvant correspondre à l'âge du protolithe. Cependant, cet âge est plus vieux que les autres âges obtenus. Comme cet âge n'est basé que sur deux zircons et qu'il est discordant, sa valeur chronologique reste discutable.

* Le granite de Mata Ch303b : Ce granite est situé dans l'unité de Mata, au sud du dôme du Tso Morari (Fig. III-2, Fig. III-17). Cette unité n'a pas subi le métamorphisme éclogitique (Partie II, Chapitre III-4); le granite de Mata présente encore des textures magmatiques. Les zircons de cet échantillon sont beaucoup moins zonés que les zircons des orthogneiss du Tso Morari (Annexe III-2), du fait de leur histoire métamorphique plus simple. Deux zircons ont été analysés (Tabl. III-4, Fig. III-17), ils ne coupent la courbe Concordia qu'au niveau de "l'intercept" supérieur, mais un âge discordant est estimé à 484.5 Ma. Bien qu'il ne soit basé que sur deux zircons, ce résultat est cohérent avec l'âge Rb/Sr à 460 ± 8 Ma proposé par Stutz (1988) pour le granite de Nymaling, situé dans la prolongation NE de la zone étudiée.

Cet argument ajouté à des observations pétrologiques et cartographiques montrent que les granites de Mata et de Nymaling sont reliés. D'autre part cet âge Ordovicien, pour le granite de Mata, est proche de l'âge Sm/Nd à 458 ± 14 Ma que nous avons obtenu et de l'âge Rb/Sr à 487 ± 25 de Trivedi *et al.* (1986) sur le granite du Polokongka La, dans le dôme du Tso Morari. Ce résultat suggère une origine commune pour les unités de Mata et du Tso Morari, avec la marge continentale Indienne.

Bilan des datations U/Pb

Bien que ces résultats soient préliminaires, ils montrent qu'en choisissant une minéralogie et des échantillons appropriés, il est possible de dater le protolithe des orthogneiss du Tso Morari (525 Ma) et du granite de Mata (485 Ma) (âge U/Pb sur zircons), ainsi que le métamorphisme éclogitique qui a affecté le Tso Morari à 55 ± 17 Ma (âge U-Pb sur allanites). En revan-

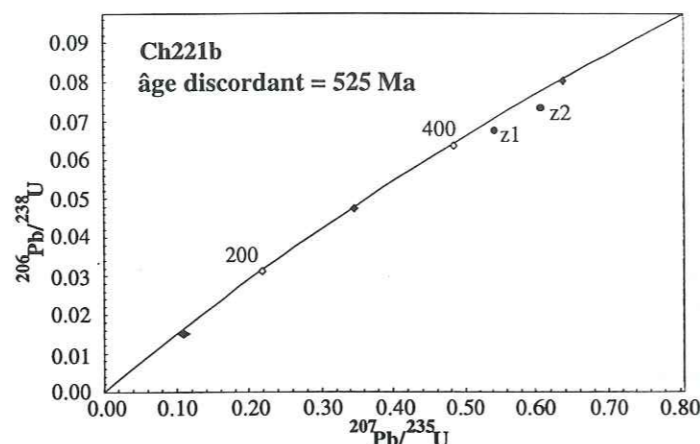


Fig. III-16 : (Ch221b). Isochrone discordante sur deux zircons qui coupe la courbe Concordia à 525 Ma. L'incertitude n'est pas calculée car il n'y a que deux analyses.

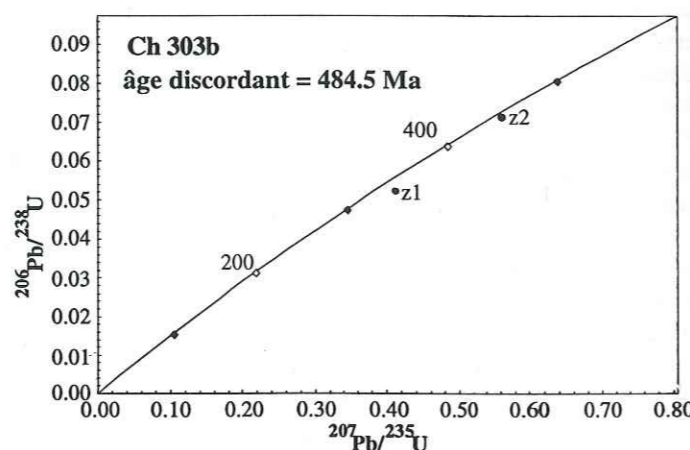


Fig. III-17 : (Ch303b). Isochrone discordante sur deux zircons qui coupe la courbe Concordia à 484,5 Ma.

che, d'autres zircons provenant d'orthogneiss du Tso Morari sont trop zonés pour espérer obtenir l'âge du protolithe par de simples méthodes d'abrasion. Pour dater le protolithe et le métamorphisme sur ces zircons zonés, des profils d'âges in-situ à la SHRIMP seraient alors nécessaires.

II-4. Datation $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

Généralités

Le ^{87}Rb se désintègre en ^{86}Sr par émission β décrite par la loi de désintégration radioactive suivante :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right) = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right) (e^{\lambda t} - 1)$$

La constante de désintégration λ du ^{87}Rb est égale à $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (Steiger & Jager, 1977). Le Rb est un élément alcalin proche du K. Quant au Sr, c'est un élément alcalino-terreux qui se substitue souvent au Ca. Ce système isotopique est donc bien adapté pour dater des roches potassiques, telles que les métagranites, métagrauwackes ou métapélites, indemnes d'altération. Cette méthode est utilisée aussi bien sur roche totale que sur minéraux du métamorphisme. Cependant, étant donnée la très grande mobilité du Sr devant l'altération et l'évolution rétrograde, des résultats sans valeur chronologique peuvent parfois être obtenus avec cette méthode.

L'ensemble des analyses Rb/Sr a été effectué à Berne en collaboration avec Valérie Chavagnac. La technique analytique est décrite dans Pettke & Diamond (1995) et dans Chavagnac & Bor-ming (1996). La fraction d'erreur de ces analyses est $\pm 2\%$ pour le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\pm 0.05\%$ pour le $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Ces fortes erreurs sont dues à la présence, dans tous les échantillons, de Rb dans la fraction de Sr.

Datations Rb/Sr sur minéraux

• Sur métapélite éclogitisée (Ch 157a)

Cette métapélite éclogitisée a été précédemment décrite et datée par la méthode Sm/Nd. La phengite et la roche totale sont analysées (Tabl. III-5, Fig. III-18) : les deux points définissent une isochrone qui donne un âge de 85.2 ± 2.9 Ma et un rapport initial $\text{Sr}(i) = 0.7434$. Ce rapport signe une origine crustale ancienne. La pente de cette isochrone est gouvernée par la phengite, et devrait donner l'âge de la recristallisation. Or, pour ce même échantillon, l'âge Sm/Nd obtenu sur des minéraux éclogitiques (gln-grt-RT) est de 55 ± 7 Ma. D'autres méthodes de datation (Lu/Hf, U/Pb) confirment une éclogitisation Paléocène. De plus, vers 85 Ma, l'Inde se trouvait encore séparée de l'Asie par l'océan téthysien, et aucun d'événement majeur affectait le Tso Morari. Le résultat Rb/Sr n'a donc aucune valeur chronologique et reflète, soit des héritages isotopiques, soit des circulations de fluides riches en Rb (DePaolo & Getty, 1996).

Échantillons	Type	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2 \sigma$ (%)
CH 157a	RT	34.5572	11.6703	8.6053	0.7538	0.5519
CH 157a	phengite	505.5260	46.4374	31.7224	0.7818	0.1425
CH 223d	RT	131.3287	257.9877	1.4758	0.7292	0.2826
CH 223d	phengite	402.6636	150.9978	7.7342	0.7333	0.0554
CH 223d	apatite	1.1239	2412.3251	0.0014	0.7284	0.0675
CH 216e	RT	270.0343	36.9615	21.4454	0.8573	0.1577
CH 216e	muscovite	1116.1026	833.7652	4.0666	1.2194	0.1087
CH 216e	apatite	5.5553	249.9698	0.0666	1.0798	0.1228
CH 216e	biotite	1429.1079	5.9545	723.1236	1.1315	0.1549
CH 303b	RT	242.4938	97.0688	7.2680	0.7653	0.1356
CH 303b	apatite	65.8989	598.6626	0.3204	0.7704	0.1327
CH 303b	biotite	1203.5870	13.6013	265.1686	1.0735	0.3423
CH 221b	RT	279.3635	27.9386	29.5055	0.9117	0.1424

Tabl. III-5 : Composition isotopique Rb/Sr des roches totales et des minéraux. Les erreurs sont à 2σ .

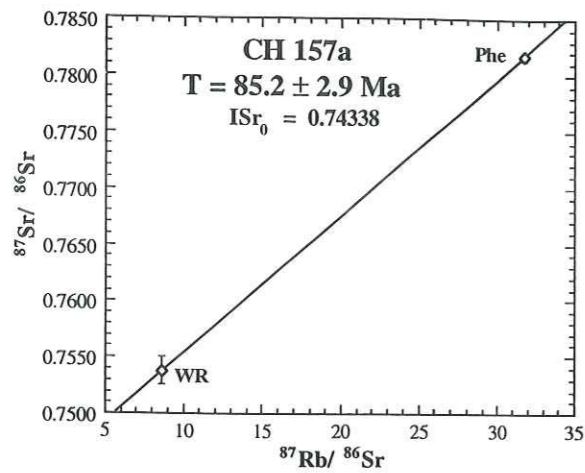


Fig. III-18 : Isochrone Rb/Sr sur phengite (phe)-roche totale(RT) de la métapélite écolitique (Ch157a). L'âge déduit de cette isochrone à deux points est 85 ± 3 Ma, avec un $ISr_0 = 0.74338$ traduisant une origine crustale pour cette roche.

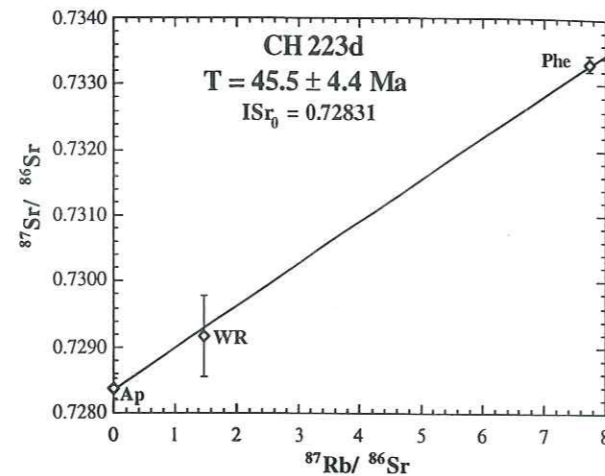


Fig. III-19 : L'isochrone Rb/Sr sur phengite (phe)-apatite (ap)-roche totale (RT) de la métapélite rétro-morphosée (Ch223d) donne un âge à 45 ± 4 Ma. Le $ISr_0 = 0.72831$ traduit l'origine crustale de cette roche.

• Sur métapélite rétro-morphosée (Ch223d)

L'étude pétrologique de cette roche, décrite précédemment, montre qu'elle a subi le métamorphisme écolitique, avant de recristalliser sous des conditions amphibolitiques. Les micas de cet échantillon ont des substitutions phengitiques qui varient de 3.43 à 3.2, avec un pic d'analyses à 3.35. Ils ont donc recristallisé, pendant la rétro-morphose à une pression minimale de 11-12 kbar pour une température de 600-630 °C (Massone et Schreyer, 1987).

Les analyses sur roche totale, phengites et apatites s'alignent selon une isochrone (Tabl. III-5, Fig. III-19) qui donne un âge de 45 ± 4 Ma. Son MSWD (= 0.02) montre que ces minéraux et la roche totale sont à l'équilibre isotopique. Le $Sr(i) (= 0.72897)$ confirme l'origine continentale de cette roche. Cet âge est cohérent avec l'âge Sm/Nd de l'écolite rétro-morphosée dans le faciès amphibolite (Ts45).

Comme la température de fermeture de la muscovite dépasse les 600°C en l'absence de recristallisation (Villa, 1998). Le résultat obtenu représente l'âge de la dernière recristallisation des phengites, sous des conditions du faciès amphibolite. Il permet de contraindre un peu mieux l'exhumation au cours de la rétro-morphose.

• Sur orthogneiss (Ch216e)

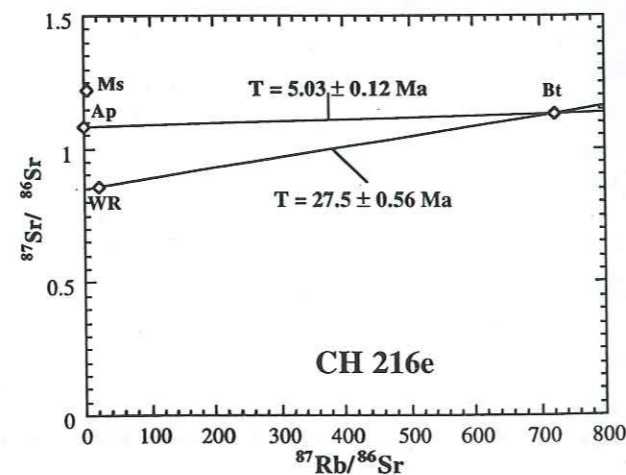
Cet échantillon, précédemment décrit, a partiellement recristallisé pendant le métamorphisme écolitique. Cependant, certains minéraux magmatiques sont préservés. Des analyses sur roche totale, muscovite, apatite et biotite ont été effectuées (Tabl. III-5, Fig. III-20). Elles ne s'alignent pas le long d'une même isochrone dans un diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{87}Rb/^{86}Sr$.

Les alignements de minéraux deux par deux permettent de calculer des âges, mais ils n'ont aucune valeur chronologique :

* Ms-Ap: l'âge déduit est de 2416 ± 49 Ma.

* Bt-Ap la pente de la droite donne un âge à 5.03 ± 0.12 Ma.

Fig. III-20 : Isochrone Rb/Sr (Ch216e) sur biotite(bt)- muscovite(ms) -apatite(ap)- roche totale(RT) du granite du Polokongka La donnant des résultats variables suivant les minéraux considérés : 5.03 ± 0.12 Ma pour ap-bt, et 27.5 ± 0.6 Ma pour bt-RT.



Les alignements des autres minéraux entre eux, n'ont pas plus de sens. (Fig. III-20).

Ceci suggère que ces minéraux ne sont pas à l'équilibre isotopique. Ce qui est cohérent avec l'étude pétrologique qui montre que la muscovite s'est développée lors du métamorphisme au dépend des plagioclases ; la biotite a également partiellement recristallisé, soit pendant l'écolitisation, soit au cours de la rétro-morphose.

D'autres part, les analyses de diffractométrie ont révélé l'existence de grains de zoïsites dans la fraction d'apatite (Fig. III-3b) (voir le spectre obtenu en diffractométrie RayonX). Nagasaki & Enami (1998) montrent que les zoïsites n'influencent pas les analyses Rb/Sr. En effet, les zoïsites étant extrêmement riches en Sr, leurs rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ sont très petits et leurs teneurs en $^{87}Sr^*$ (radiogénique) très faible. La présence de zoïsites en impuretés ou mélangées à une fraction d'apatite (qui, elle, possède un rapport Rb/Sr élevé) n'altère donc pas significativement le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la fraction d'apatite mesurée et ne peut donc pas expliquer l'incohérence des résultats Rb/Sr obtenus pour (Ch216e).

Il ressort donc clairement de ces analyses Rb-Sr que cette roche n'a pas été équilibrée pendant le métamorphisme écolitique ni pendant la rétro-morphose.

• Sur le granite de Mata (Ch303b)

Le granite de Mata (Tabl. III-5, Fig. III-21) n'a pas subi de métamorphisme HP-BT. Cependant, l'étude pétrologique met en évidence, par la déstabilisation du plagioclase au profit de la muscovite, un métamorphisme dans le faciès des schistes verts.

Des analyses Rb/Sr ont été effectuées sur roche totale, biotites et apatites. Les points ne s'alignent pas le long d'une isochrone commune. La droite, reliant la roche totale à la biotite, donne un âge de 84.1 ± 1.7 Ma et la droite, reliant la biotite à l'apatite un âge de 80.5 ± 1.6 Ma. L'absence d'alignement des trois points analysés révèle un déséquilibre isotopique : il s'explique par le fait que ce granite a été affecté par un métamorphisme himalayen. Ce résultat représente soit un âge mixte, soit une interaction avec des fluides riches Rb.

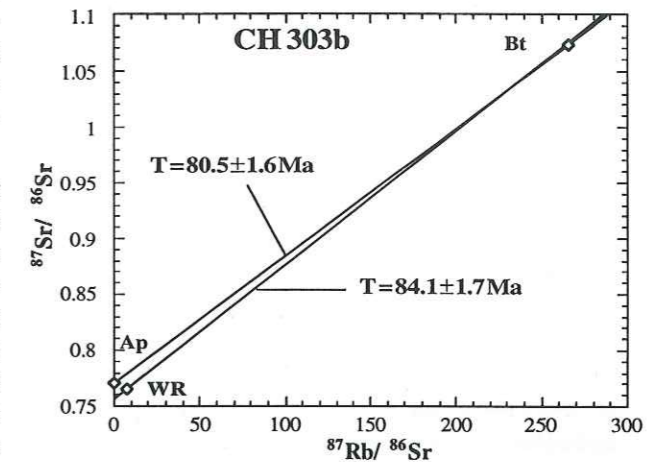


Fig. III-21 : Isochrone Rb/Sr sur biotite (bt)- apatite (ap)- roche totale (RT) du granite de Mata (Ch303b).

Explications possibles de ces résultats problématiques

Nous constatons que toutes les isochrones sur minéraux sont contrôlées par les micas. Beaucoup donnent des résultats incohérents, dus à des déséquilibres isotopiques entre ces micas et les autres minéraux.

L'étude pétrologique montre que, suivant la lithologie, la recristallisation due au métamorphisme n'est pas toujours totale. Il y aura, dans le cas d'une recristallisation incomplète, correspondance entre héritage isotopique et reliques pétrographiques (Villa, 1998).

Ainsi, pour les métapélites totalement recristallisées (Ch223d), aucune relique anté-métamorphique ne subsiste. Les minéraux donnent dans l'idéal l'âge de la recristallisation dans le faciès amphibolite. Néanmoins, si le système isotopique (Rb/Sr) est partiellement réouvert lors de la déformation schistes verts, [comme c'est le cas pour (Ch157a)], les âges Rb/Sr obtenus sont incohérents. Or la déformation schistes verts est associée à une importante circulation de fluides riches en Rb. Ces fluides ont pu contribuer à la recristallisation des micas blancs, expliquant le vieillissement apparent des âges obtenus.

Les métagranites n'ont recristallisé que partiellement lors des différents épisodes métamorphiques. Des minéraux magmatiques (biotites, apatites) coexistent avec des minéraux métamorphiques (phengites, chlorites et parfois biotites). Ces roches sont donc déséquilibrées d'un point de vue pétrologique et isotopique.

Datation Rb/Sr sur roches totales

Les méta-granites, une métapélite (Ch216e-Ch221b-Ch223d) du dôme du Tso Morari et le métagrinite de Mata Ch303b ont été analysés (Tabl. III-5, Fig. III-22). Ces analyses s'alignent sur une isochrone qui donne un âge de 457 ± 41 Ma, avec un MSWD = 9,16. Cet âge, bien qu'ayant une incertitude importante, est tout à fait cohérent avec celui obtenu par Sm/Nd sur le métagrinite du Polokongka La à 458 ± 25 Ma. ce résultat confirme que cristallisation du protolithe est commune à l'Ordovicien moyen pour ces trois méta-granites et la métapélite (probablement issue de l'érosion de ces granites). Le granite de Mata Ch303b semble donc cogénétique des granites du Tso Morari.

Si la métapélite (Ch223d) est écartée de l'analyse, l'isochrone à trois points (Ch216e, 221b, 303b) a les caractéristiques suivantes : âge = 460 ± 12 Ma, MSWD = 0.4 et $Sr(i) = 0.7176 \pm 29$, c'est-à-dire similaire à l'isochrone précédente. Cette métapélite provient donc de l'érosion des orthogneiss ordoviciens.

II-5. Datation $^{39}Ar/^{40}Ar^*$

Généralités

Le potassium K est l'un des huit éléments les plus abondants de la croûte continentale terrestre, et un constituant majeur des roches pélitiques et granitiques du dôme du Tso Morari (Partie 2). Le K possède trois isotopes naturels : ^{39}K , ^{40}K et ^{41}K . Seul ^{40}K est radioactif : il se désintègre en ^{40}Ar (11,2%) principalement par capture d'électrons et en ^{40}Ca (88,8%) par émission β . La production d'isotopes radiogéniques est décrite par la loi de désintégration radioactive : $^{40}Ar^* + ^{40}Ca = ^{40}K(e^{\lambda t} - 1)$

où $^{40}Ar^*$ = teneur en Ar radiogénique

λ = la constante de désintégration du $^{40}K = \lambda_e + \lambda_\beta = 0.581 \cdot 10^{-10} + 4.9262 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$.

La fraction de ^{40}K qui se désintègre en ^{40}Ar correspond à :

$$^{40}Ar^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} \cdot ^{40}K \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Sur la base de cette équation, deux méthodes de datation peuvent être utilisées : la méthode $^{40}K/^{40}Ar$ et la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar^*$.

L'Ar est un gaz rare. Des pertes d'Ar peuvent donc survenir assez facilement au cours de l'évolution des roches, sauf s'il est piégé. Nous utiliserons la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar^*$ qui permet théoriquement de rendre compte des pertes ou des excès d'Ar par rapport à l'Ar atmosphérique.

La méthode $^{39}Ar/^{40}Ar^*$ est possible grâce à la production de ^{39}Ar par irradiation de neutrons du ^{39}K de l'échantillon analysé. En connaissant le flux de neutron utilisé lors de l'irradiation, on peut déduire la quantité d' ^{39}Ar formé. $^{39}Ar/^{40}Ar^*$ est proportionnel à $^{40}K/^{40}Ar^*$ et donne l'âge de l'échantillon : après l'irradiation par les neutrons, l'équation de production d' $^{40}Ar^*$ s'écrit :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar} = \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{J}$$

$$\text{avec } J = \frac{\lambda}{\lambda_e} \cdot \frac{^{39}K}{^{40}K} \cdot \Delta T \cdot \int (\varphi(\epsilon) \cdot \sigma(\epsilon) \cdot d\epsilon)$$

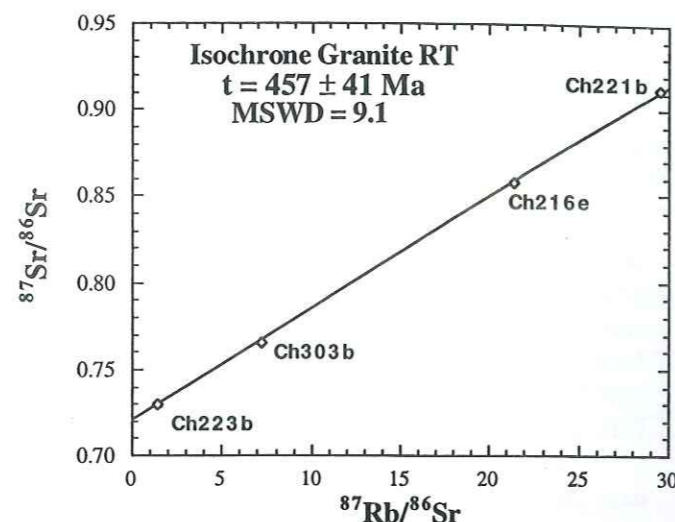


Fig. III-22 : L'isochrone Rb/Sr des roches Ch216e-Ch221b-Ch223b-Ch303b donne un âge de 457 ± 41 Ma. L'isochrone calculée sur Ch216e-Ch221b-Ch303b donne un âge de 459 ± 9.7 Ma, MSWD=0.51.

$\varphi(\epsilon)$ = la densité du flux de neutrons avec une énergie ϵ

$\sigma(\epsilon)$ = la capture par ^{39}K de neutrons d'énergie ϵ , intégrée sur tout le spectre d'énergie des neutrons.

De cette équation et des mesures de $^{39}Ar/^{40}Ar^*$, on calcule l'âge de l'échantillon.

Afin de mesurer les rapports $^{39}Ar/^{40}Ar^*$, nous avons utilisé la méthode de chauffage par paliers, qui produit un dégazage progressif des minéraux. Elle permet d'identifier de possibles anomalies de sous-systèmes dans l'échantillon analysé (telles que des pertes ou des excès d'Ar) ou de révéler la présence de plusieurs phases minéralogiques. Parallèlement à la présentation des spectres d'âges apparents vs. ^{39}Ar libéré, des diagrammes isochrones ($^{36}Ar/^{40}Ar$) vs. ($^{39}Ar/^{40}Ar$) peuvent également être réalisés. Théoriquement, ces diagrammes rendent compte de l'argon hérité, en déséquilibre avec l'Ar atmosphérique. Cependant, Foland (1983) montre qu'ils n'apportent pas une information fiable.

Dans un premier temps, dix-huit fractions minérales ont été analysées. Elles proviennent de dix-sept échantillons de lithologies variées, qui représentent différents stades de l'évolution métamorphique (Fig. III-1).

• **Echantillons de HP** : Douze échantillons présentent des paragenèses minéralogiques éclogitiques. Certains sont non rétro-morphosés, d'autres faiblement sous des conditions de faciès schistes bleus (Ts51) ou amphibolite (Ch165a, Ch266a). Les minéraux analysés sont des glaucophanes (Ts34) et phengites (Ch165dH, Ts51, Ch266a) pour les quatre metabasaltes, des phengites pour les six métapélites (Ch157aH, Ts30, Ts39, Ts58, Ts58d, Ch165aL) et pour les deux métagrinites (Ts35, Ts52b) (Annexe III-3a). Les phengites de chaque échantillon présentent des zonations en éléments majeurs, avec notamment un appauvrissement de la teneur en Si^{4+} du coeur vers la bordure. Cette zonation traduit une cristallisation continue des cristaux au cours de la rétro-morphose (Annexe III-3a, 3b). La présence de paragonite stable à différents stades de l'évolution métamorphique est également documentée. Les glaucophanes de l'échantillon Ts34 présentent également des zonations chimiques, avec des amphiboles sodiques au coeur et plus calciques en bordure. Ces zonations caractérisent l'augmentation de température associée à la rétro-morphose (de Sigoyer *et al.*, 1997) (Annexe III-3a).

• **Echantillons amphibolitisés** : Les cinq autres échantillons ont totalement recristallisé lors de la rétro-morphose dans le faciès amphibolite. L'étude pétrologique de ces échantillons (ou de leur équivalents) est présentée dans la partie II. Aucune relique éclogitique n'a été observée dans les métapélites, quelques reliques subsistent dans les metabasaltes (rutil, grenat). Ces cinq échantillons proviennent de la bordure sud-ouest du dôme. Ils ont donc subi d'importantes déformations, notamment dans le faciès amphibolite. Six fractions minérales ont été analysées : trois fractions d'amphiboles calciques provenant de metabasaltes amphibolitisés (Lk93-38, Lk93-46, Lk93-66), deux fractions de biotites provenant de métapélites amphibolitisées à staurotides et disthènes (Lk93-40, Lk93-42) et une fraction de phengites provenant de la même métapélite (Lk93-42) (Annexe III-3a, 3b). Les amphiboles des metabasaltes, toutes calciques, présentent cependant quelques variations chimiques. Les micas des métapélites sont beaucoup plus homogènes que les micas des roches de HP. Leur teneur en Si^{4+} est plus faible ($Si^{4+} = 3.0$) et témoigne de conditions amphibolitiques (Annexe III-3a, 3b). La taille des minéraux analysés est comprise entre 100 et 160 μm .

Les analyses $^{39}Ar/^{40}Ar$ ont été effectuées par paliers de chauffage (dans un four à double-vidé, connecté à un spectromètre de masse avec un multiplicateur d'électrons MAP 215-50B), en partie à l'Université de Lausanne en collaboration avec Mike Cosca, et l'autre partie à l'Université de Berne en collaboration avec Igor Villa. Les standards utilisés sont la biotite HD-B1 (Hess & Lippolt, 1994) pour les biotites et phengites analysées à Lausanne, et l'hornblende MMhb-1 (Samson & Alexander, 1989) pour les amphiboles et phengites analysées à Berne. Les échantillons analysés à Lausanne ont été irradiés sous 20 MWh au réacteur de l'USGS TRIGA à Denver, Colorado, et ceux analysés à Berne ont été irradiés dans le réacteur nucléaire de Risø au Danemark pendant 5 heures. La procédure suivie est décrite dans Cosca *et al.* (1992) et Villa *et al.* (1997). Tous les résultats sont donnés avec une incertitude de 2σ .

Résultats et interprétations

Classiquement, seuls les spectres d'âges plats apparents, en fonction du % cumulé d' ^{39}Ar libéré, sont reconnus comme ayant une valeur chronologique. La plupart des spectres obtenus ne sont pas plats. Ils n'apportent donc pas l'information chronologique recherchée, mais tous renseignent quant à la nature de la fraction analysée. D'autre part, comme l'ont montré Foland (1983), Blanckenburg & Villa (1988), Phillips & Onstott (1988) et Lee *et al.* (1991), les spectres plats donnant des âges plateaux n'ont pas toujours un sens géologique. Inversement les spectres plus perturbés peuvent refléter la présence de plusieurs phases minérales (Wijbrans & McDougall, 1986 ; Villa *et al.*, 1997). Chaque phase minérale ayant sa propre signature de dégazage, il est alors possible de les dater.

• Résultats sur les échantillons de HP

Les phengites

Echantillons avec un spectre en cloche

Pour tous les échantillons présentant des reliques de HP, exceptés les phengites de la métapélite (Ch165aL) et du metabasalte (Ts51) qui seront discutées ci-après, les phengites analysées ont des spectres d'âges apparents en cloche d'amplitudes variables, étalées sur plus de 40 Ma pour (Ch266a) à seulement quelques Ma pour (Ts58) (Fig. III-23a, b, c). La forme en cloche des spectres se développe pour des valeurs d' ^{39}Ar libéré entre 0 et 80-90% environ ; elle est suivie d'une remontée systématique des âges apparents vers les paliers de hautes températures (Fig. III-23, Annexe III-3a, 3c). Ces spectres en cloche donnent des âges apparents allant de 140 Ma pour (Ch266a) à 58 Ma pour (Ts58). Aucun âge-plateau n'a pu être calculé sur ces analyses. Les âges, intégrés sur tout le spectre, varient selon la lithologie de l'échantillon. Les âges les plus jeunes sont obtenus pour les métapélites [entre 93 ± 1.2 Ma (Ts58d) et 60.7 ± 0.8 Ma (Ts58)] ou les âges des métagranites [131 \pm 0.8 Ma pour (Ts35) et 53.2 ± 0.8 Ma pour (Ts52b)] (Fig. III-23a, b). Les metabasaltes donnent des âges apparents plus vieux [entre 98-140 Ma pour (Ch266aH) et 110-118 Ma pour (Ch165dH)]. Tous ces âges, obtenus à partir des phengites, sont trop vieux pour être attribués à l'événement éclogitique Tertiaire, exceptés les âges apparents plus jeunes des phengites de la métapélite (Ts58) et du métagranite (Ts52b). Ces dernières ont un spectre d'âges apparents trop irrégulier cependant pour en extraire une information chronologique fiable.

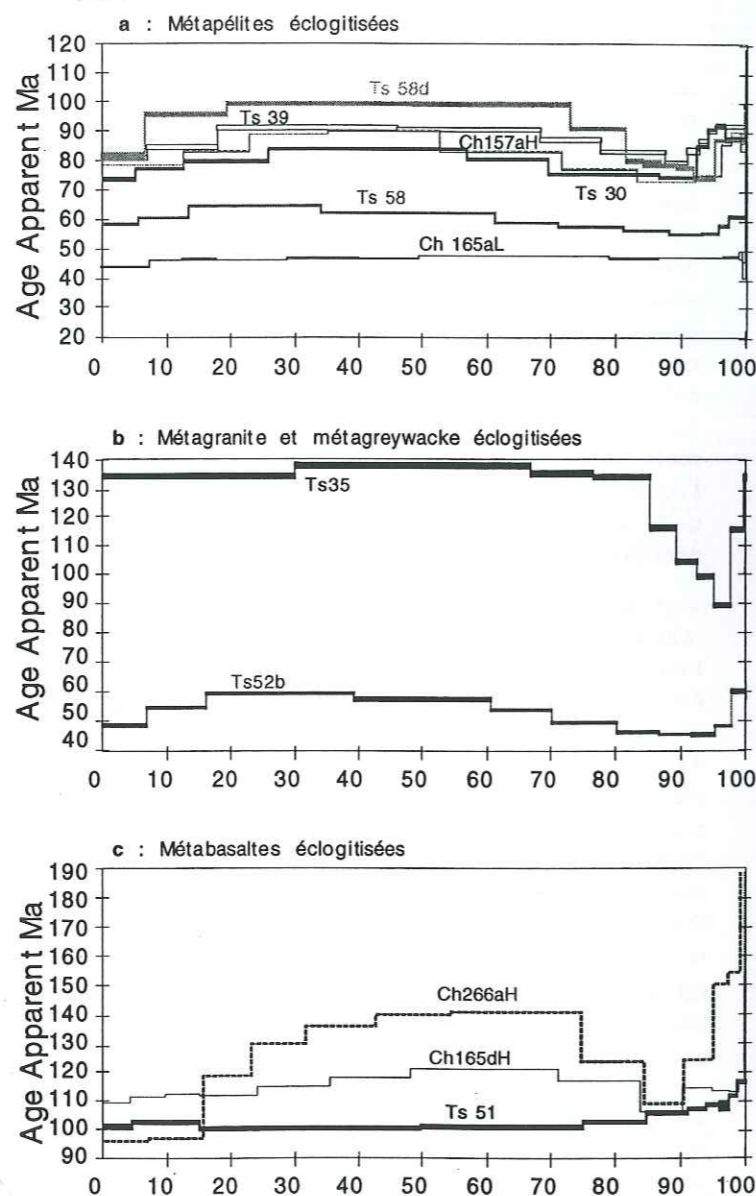


Fig. III-23 : Spectres d'âges apparents vs. le % cumulé d' ^{39}Ar libéré des phengites provenant d'échantillons du dôme du Tso Morari, contenant des reliques éclogitiques.
a) Spectres des métapélites.
b) Spectres des phengites des orthogneiss.
c) Spectres des phengites des metabasaltes.

Les diagrammes isochrones ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) vs. ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) donnent des âges variés avec les paliers de température utilisés. Ils sont globalement plus jeunes que l'âge moyen déduit des spectres (Annexe III-3d). Les rapports initiaux ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i, déduits de "l'intercept" de la droite de régression avec l'axe des ordonnées, sont généralement supérieurs au rapport atmosphérique (=295.5) (Annexe III-3d). Ceci peut s'interpréter comme un excès d'Ar dans les phengites, acquis lors de leur recristallisation à HP. Cette hypothèse explique également la vieillesse des âges obtenus. Cependant, Foland (1983) montre, dans une étude sur des biotites contenant un excès d'Ar, que les isochrones n'indiquent pas nécessairement ces excès. Pour les mettre en évidence, Lanphere & Dalrymple (1976) et Harrison & McDougall (1981) considèrent la forme des spectres d'âges : si elle est en selle, il y a excès d'Ar. Les spectres obtenus sont en cloche et non en selle. Quoi qu'il en soit, l'idée d'associer un spectre en selle à des excès d'Ar a été démentie par Pankhurst *et al.* (1973), Roddick *et al.* (1980) et Foland (1983) qui obtiennent des spectres plats pour des biotites contenant des excès d'Ar. Il n'est donc pas possible de conclure sur d'éventuels excès d'Ar dans nos échantillons.

Pour progresser dans l'interprétation de ces analyses, des spectres Ca/K vs. % cumulé d' ^{39}Ar libéré et Cl/K vs. % ^{39}Ar sont réalisés pour les analyses faites à Berne (Ch157a, Ch165d, Ch266a). Les rapports Ca/K et Cl/K sont déduits des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ et $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Annexe III-3e).

• Les variations du rapport Ca/K correspondent systématiquement à des variations du spectre d'âge apparent. Le contraire n'est pas vrai : à des âges apparents jeunes ou vieux peuvent correspondre des forts rapports Ca/K (premiers et derniers paliers de chauffage) (Annexe III-3d, Ch157a, Ch165d, Ch266a). Comme les micas ne contiennent pas de Ca stoechiométrique, ces forts rapports Ca/K sont dus à la présence d'autres phases minéralogiques. Ces minéraux peuvent être des altérations tardives (donnant des âges jeunes) et/ou des inclusions précoces (donnant de vieux âges).

• Les spectres Cl/K vs. % cumulé d' ^{39}Ar libéré montrent peu de variations dans la première moitié du spectre mais augmentent vers les paliers de plus hautes températures. Cette élévation du rapport Cl/K (Annexe III-3d) est corrélée à la chute des âges apparents, observée vers 80% d' ^{39}Ar libéré pour les échantillons (Ch165d) et (Ch157a). Ces spectres suggèrent le dégazage d'une phase minéralogique plus riche en Cl et plus jeune que les phengites. Il est possible que ce soit une phase d'altération.

• Les diagrammes Ca/K vs. Cl/K montrent une répartition le long d'une droite de mélange, qui suggère la présence de deux phases minérales pour (Ch157a et Ch165dH) ou qui montre la présence de zonations d'âges au sein d'une même population de minéraux (Ch266aH) (Annexe III-3d).

Il s'agit donc maintenant d'expliquer la forme en cloche des spectres d'âges, les âges apparents vieux et les variations des spectres Ca/K et Cl/K.

La forme des spectres en cloche : certains ont interprété la montée en escaliers des âges apparents, dans les premiers paliers de chauffage, comme une perte d'Ar au niveau des sites de moindre rétention des minéraux (Turner, 1968 ; Harrison & McDougall, 1981 ; Zeitler, 1988). En effet Turner (1968) et Harrison (1981) proposent que le spectre d'âge reflète la distribution spatiale des isotopes de l'Ar dans les minéraux ; considérant que seule la diffusion intragrain intervient lors du dégazage. Ceci a été démenti par Gaber *et al.* (1986), Lee *et al.* (1991) ; Villa *et al.* (1996b) et Villa *et al.* (1997) qui montrent que la libération d'Argon par chauffage et par attaque chimique se produit préférentiellement le long des défauts et des impuretés par réactions chimiques. Ainsi, les premiers paliers de dégazage reflètent la présence de ces impuretés, plutôt que la simple histoire thermique de la fraction analysée (supposée pure).

D'autres expliquent cette montée des âges apparents par le phénomène de "recoil", recul de l' ^{39}Ar , produit lors de l'irradiation du ^{40}K (Foland *et al.*, 1984). Cette hypothèse a l'avantage d'expliquer les variations simultanées des âges apparents et de Ca/K. Mais ce recul affecte principalement les bordures des minéraux (jusqu'à une profondeur de 0.08 mm) et seuls les plus petits grains sont réellement sensibles à ce phénomène. Or la taille de nos grains est comprise entre 100 et 160 nm.

De plus, ces deux premières hypothèses ne permettent l'interprétation que de la première partie des spectres d'âges apparents. Elles n'expliquent ni les spectres en cloche, ni l'aug-

mentation du rapport Cl/K correspondant à une chute des âges apparents vers 80% d' ^{39}Ar libéré. En revanche, les travaux de Wijbrans & McDougall (1986) et Villa *et al.* (1996) montrent que les irrégularités des spectres d'âges (Fig. III-24), associées aux variations des rapports Ca/K et Cl/K, sont dues au dégazage de différentes phases minéralogiques (des inclusions, des interstratifiés...), ainsi qu'à des réactions chimiques (Lee *et al.*, 1991). En effet, chaque phase minéralogique a sa propre signature de dégazage. C'est pourquoi, quand plusieurs phases sont mélangées, des spectres en cloche peuvent être obtenus (Wijbrans & McDougall, 1986). Par comparaison avec les travaux de Wijbrans & McDougall (1986), la première moitié de nos spectres d'âges apparents correspond au dégazage des phengites (Fig. III-24). La descente des âges apparents vers 80% d' ^{39}Ar libéré, synchrones de la montée des rapports Cl/K et parfois Ca/K, serait alors liée au dégazage d'un autre mica à signature de dégazage différente (Fig. III-23, Annexe III-3e). Les plus forts rapports Cl/K et Ca/K suggèrent que cet autre mica est moins riche en K que la phengite. Or l'étude pétrographique (Partie II) montre qu'il existe dans ces échantillons des phengites, des paragonites, des margarites et des muscovites de première (éclogitique) et de deuxième génération (rétromorphose) (Annexe III-3a, partie II). La paragonite contient très peu de K donc ne peut être retenu (l'Ar radiogénique libéré par un mélange phengite-paragonite serait dominé par l'Ar de la phengite). Les autres candidats possibles pour le mélange sont la muscovite et la margarite.

La grande variabilité des âges apparents d'un palier de température à l'autre, pour chaque analyse, confirme que les différentes phases minéralogiques analysées ne sont pas cogénétiques. L'irrégularité des spectres d'âges apparents traduirait donc un mélange de phases, non cogénétiques (Villa *et al.*, 1997) (Fig. III-23, 24), avec des minéraux anté-métamorphiques et des minéraux partiellement rééquilibrés isotopiquement au cours du métamorphisme éclogitique et de la rétromorphose.

Rappelons enfin que les roches pélitiques donnent des âges apparents plus jeunes que les roches basiques, avec la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Or des conditions métamorphiques similaires sont enregistrées par ces différentes lithologies (Partie II). Seules varient la quantité de déformation et la proportion des minéraux hydratés, donc la teneur en fluide. Elles sont plus fortes dans les métapélites, facilitant ainsi la diffusion et l'équilibration isotopique, lors du métamorphisme ; et moins forte dans les metabasalts, expliquant les déséquilibres isotopiques observés dans ces roches. Cette observation renforce l'hypothèse de problèmes de déséquilibres isotopiques pour expliquer l'incohérence des âges obtenus plutôt que celle d'excès d'Ar.

Echantillons avec un spectre régulier

Pour les phengites du metabasalte (Ts51) (Annexe III-3c, Fig. III-23c), le spectre est différent de ceux décrit précédemment. Les deux premiers paliers de chauffage sont irrégu-

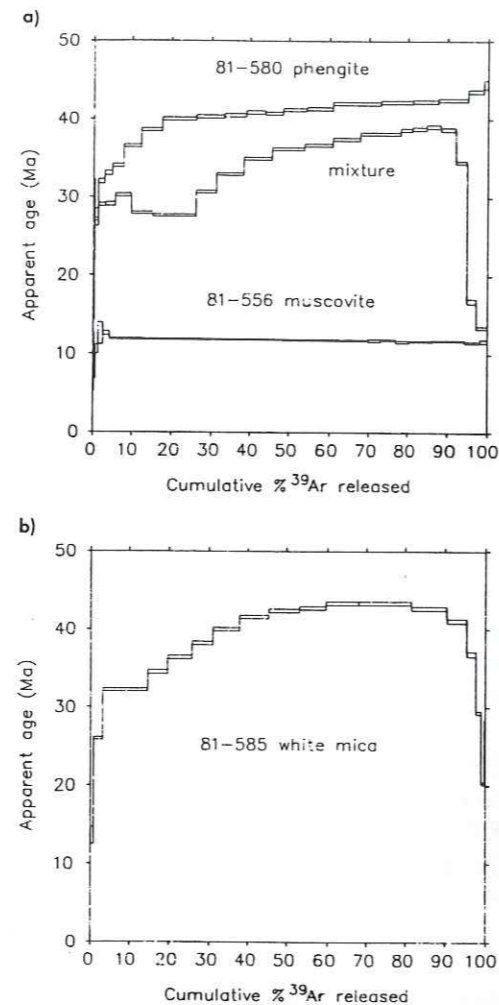


Fig. III-24 : Spectres d'âges mesurés sur des micas blancs provenant de roches métamorphiques de Naxos (Grèce) (Wijbrans & McDougall, 1986).

(a) Spectre d'âges pour des muscovites pures et des phengites pures, ainsi qu'un mélange artificiel à 75 % de phengites et 25 % de muscovites. (b) Spectre d'âges d'une fraction de micas blancs qui correspond à un mélange naturel de phengites et de muscovites.

liers, puis le spectre est relativement plat sur 70 % d' ^{39}Ar cumulé. Vers les paliers de hautes températures, les âges apparents augmentent, au lieu de diminuer comme dans les métapélites ou les metabasalts. L'âge apparent de la zone la plus plate du spectre est de 105 ± 1.2 Ma environ, puis les âges montent jusqu'à 120 Ma. Les spectres de Ca/K et Cl/K (Annexe III-3e) montrent des variations synchrones des âges apparents. Notamment, une remontée des rapports Cl/K et Ca/K est corrélée à la montée des âges vers l'extrémité finale du spectre. Ces observations suggèrent la présence de deux phases minérales, probablement non cogénétiques. Or l'étude pétrographique de cette roche montre que des fluides riches en Ca (fractures remplies de carbonates) et probablement riche en Cl (cristallisation de chlorite près des fractures) ont circulé lors de la rétromorphose (Partie 2). Ces circulations de fluides ont perturbé le système isotopique, le vieillissant artificiellement. Ces âges n'ont pas de valeur chronologique.

Le spectre d'âges apparents des phengites de la métapélite (Ch165aL) (Annexe III-3c, Fig. III-23), est assez régulier sur tous les paliers de température, contrairement aux spectres des micas de HP. Les âges apparents oscillent entre 47.5 et 49.4 Ma, avec un âge intégré de 48 ± 2 Ma. Seuls le premier et les trois derniers paliers montrent des âges différents, qui varient entre 44.2 et 110.1 Ma. Les paliers de température anormaux, ont des rapports Ca/K et Cl/K plus forts que ceux du reste du spectre (Annexe III-3e). Cependant, la teneur, cumulée sur tout le spectre, en K = 7.8 %g/g est typique des micas blancs. La teneur en Cl n'est que de 23 ppm, celle en Ca est de 1220 ppm et le rapport Ca/K est de 1/60. Donc les variations de Ca/K et Cl/K ne reflètent pas dans ce cas des minéraux différents, mais seulement de petites variations au sein même des micas, telles que des altérations. Le spectre d'âges apparents suggère la cristallisation continue des micas pendant 2 Ma (de 47.5 à 49.4 Ma). D'après le baromètre de Massone et Schreyer (1987), à 600 °C en l'absence de feldspath potassique la substitution en célabonite de ces phengites = (3.36) correspond à une pression minimale de 11 kbar. Cet âge à 48 ± 2 Ma date l'augmentation de température à 11 kbar, qui accompagne la totale recristallisation de ces micas (Si = 3.36). Cet âge d'amphibolitisation est tout à fait cohérent avec l'âge obtenu sur micas (Ch223d) par la méthode Rb/Sr à 45 ± 4 Ma.

Glaucophane

La fraction de glaucophane de Ts34 (Annexe III-3c, Fig. III-25a) présente un spectre en selle, avec une très forte diminution des âges apparents entre le premier et le deuxième palier. L'âge intégré sur tout le spectre est de 329.2 ± 3.4 Ma, et l'âge sur la partie la plus stable du spectre (61% d'Ar libéré) est de 294 ± 18 Ma. Dans un diagramme isochrone (Fig. III-25b) cet échantillon ne montre pas une bonne corrélation MSWD (= 34.26), suggérant que le système est polyphasé et que les différentes phases minéralogiques ne sont pas synchrones. Le rapport ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i déduit de cette isochrone est très élevé (= 956). La forme en selle du spectre d'âges, les âges vieux et le fort rapport ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i suggèrent des excès d'Ar dans cette fraction minérale. Cependant, les variations du spectre d'âges sont synchrones des variations

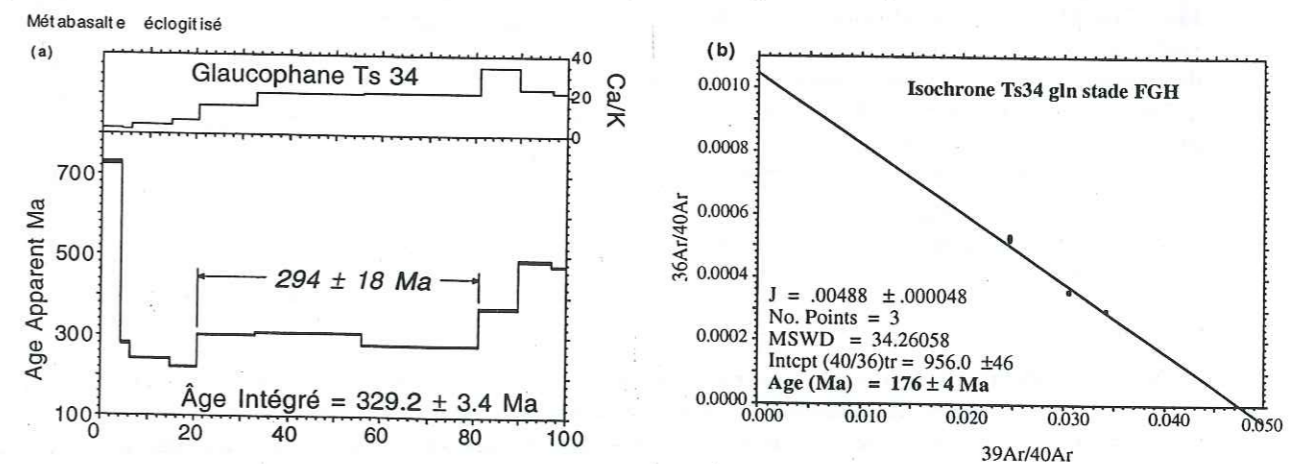


Fig. III-25 : (a) Spectre d'âges et de Ca/K apparents vs. le % cumulé d' ^{39}Ar libéré, pour les glaucophanes de Ts34. Les variations d'âges sont liées à celles de Ca/K, montrant que la fraction d'amphiboles contient des zonation chimiques dans les amphiboles et des impuretés non cogénétiques. (b) Diagramme de corrélation inverse.

de Ca/K. Un dégazage séquentiel de Ca/K est observé : d'abord, des micro-inclusions de phengites (bas Ca/K) se dégazent ; puis suit le dégazage de la minuscule quantité d'Ar radiogénique contenu dans les amphiboles sodiques. Un simple bilan de masse montre que les amphiboles, dans lesquelles Ca/K est très élevé, contiennent moins de 30 ppm de K, le reste du K observé pendant le dégazage provenant des impuretés (dont moins d'1% de micas) (Villa, com. pers. 1998). En plus de ces impuretés, l'étude pétrologique a montré que ces amphiboles sont zonées avec un coeur sodique et des bordures calciques.

En résumé, seul un échantillon de HP-BT sur les douze (Ch165aL) donne une information chronologique intéressante. En effet, cet échantillon contient des micas entièrement recristallisés pendant la rétro-morphose (faciès amphibolite), qui permettent de dater cette recristallisation à 48 ± 2 Ma.

Pour les onze autres échantillons, les spectres obtenus sont perturbés (spectre en cloche pour les micas et en selle pour la glaucophane (Ts34)) (Fig. III. 23-25a). Les résultats sont mauvais et très dispersés, aucune analyse ne donne d'âge plateau. Ils n'ont pas de valeur chronologique. Ceci indique que le système isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été perturbé pendant l'histoire de ces roches, soit par des excès d'argon (v. Blanckenburg *et al.* 1989, Arnaud et Kelley, 1995), soit par une incomplète diffusion de l'argon à HP, entraînant la présence d'argon hérité de stade anté-métamorphique. À ces problèmes s'ajoutent la présence dans ces fractions de plusieurs phases minérales non cogénétiques. Ces phases minérales peuvent être en inclusions, en interstratifiés, des phases d'altérations ou bien dus à des zonations de K et d'Ar, semblables aux zonations observées pour les autres éléments majeurs (Si, Fe, Mg...) (Annexe III-3a, b).

• Résultats sur les échantillons amphibolitisés

Les metabasites (amphiboles)

Le metabasalte amphibolitisé (Lk93-38) montre des irrégularités dans le spectre d'âges apparents. Elles correspondent à des variations de Ca/K (Fig. III-26). L'âge intégré sur tous les stades de ce spectre est de 49.6 ± 0.8 Ma. En ne considérant que les paliers les plus stables du spectre, les âges oscillent entre 61 et 39 Ma. Deux groupes d'âges peuvent être distingués : ceux compris entre 61 et 52 Ma et ceux variant de 43 à 39 Ma. Ces amphiboles ont essentiellement recristallisé sous des conditions amphibolitiques. Cependant, ces deux groupes d'âges traduisent probablement le dégazage de deux générations différentes de minéraux. Une première génération héritée de l'événement éclogitique (61-52 Ma) et une seconde génération qui a cristallisé lors de la rétro-morphose (43-39 Ma). Ces phases minéralogiques représentent soit des zonations chimiques au sein des amphiboles, soit des phases de nature différente en inclusions dans ces amphiboles (pyroxène, zoisite, micas...). L'étude pétrologique et les diagrammes Ca/K montrent que ces deux alternatives coexistent. L'analyse de ces amphiboles confirme que cette roche a subi une évolution métamorphique polyphasée qui s'est déroulée au Tertiaire.

Sur les metabasites amphibolitisés (Lk93-46) et (Lk93-66), les spectres d'âges apparents présentent de grandes irrégularités (Annexe III-3c, Fig. III-26) et aucun âge plateau ne peut être calculé à partir de ces analyses. Les âges apparents intégrés sur les spectres de ces amphiboles sont de 202 ± 4 Ma pour (Lk93-66) et de 100 ± 1.6 Ma pour (Lk93-46). Les spectres Ca/K (Fig. III-26) montrent des perturbations similaires aux spectres d'âges. Les diagrammes isochrones donnent des résultats très différents des âges intégrés avec de mauvaises corrélations. L'incohérence de ces résultats reflète des systèmes polyphasés contenant des micro-inclusions et des zonations chimiques dans les amphiboles (Annexe III-3c).

Métabasites amphibolitisées

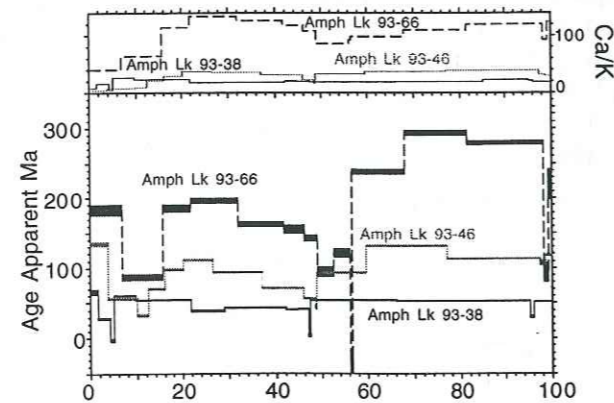


Fig. III-26 : Spectres d'âges et de Ca/K apparents vs. le % cumulé d' ^{39}Ar libéré pour les amphiboles rétro-morphosées des metabasites.

Les métapélites (micas)

Les métapélites recristallisées dans le faciès amphibolite n'ont conservé aucune relique éclogitique. Les micas ont totalement recristallisé pendant la déformation qui accompagne la fin de l'exhumation de ces roches. Les analyses effectuées présentent des spectres beaucoup plus réguliers que ceux des échantillons précédents (Fig. III-27, Annexe III-3c).

• La biotite de l'échantillon (Lk93-40) montre des spectres d'âges apparents, de K/Cl et Ca/K très réguliers. Seul le premier palier de chauffage diffère légèrement des autres en étant plus jeune. Un âge plateau à 29.3 ± 0.3 Ma peut être calculé sur 58% d' ^{39}Ar libéré. L'âge intégré sur l'ensemble du spectre est de 29.2 ± 0.4 Ma.

• Pour les biotites de l'échantillon (Lk93-42) (Fig. III-27), le spectre est régulier après le premier palier de chauffage. Néanmoins, les âges apparents augmentent légèrement vers les paliers de hautes températures, jusqu'à atteindre 32.5 Ma au dernier palier. Donc aucun âge-plateau ne peut être calculé. L'âge intégré sur tout le spectre est de 28.8 ± 0.4 Ma. L'âge calculé sur 63% d' ^{39}Ar , libéré au niveau des paliers situés avant l'augmentation des âges, est calculé à 29 ± 0.4 Ma.

• Le spectre d'âges apparents des phengites de l'échantillon (Lk93-42) est un peu plus discordant. Il présente une première partie régulière représentant 57% d' ^{39}Ar libéré, d'âge plateau calculé 30.6 ± 0.4 Ma. Dans la seconde partie, les âges apparents augmentent jusqu'à 33 Ma. L'âge intégré sur tout le spectre est de 30.8 ± 0.4 Ma. Aux variations de ce spectre se superposent celles des spectres K/Cl et Ca/K. Elles suggèrent la présence de deux générations de phengites dans cette fraction minérale, avec notamment des reliques de phengites de HP plus pauvres en K et plus vieille que les phengites cristallisées vers 30.6 Ma. Les analyses microsonde de ces phengites-muscovites montrent qu'elles sont très homogènes et peu substituées en Si^{4+} ($= 3.0$), ce qui, d'après le baromètre de Massone & Schreyer (1987), correspond à une pression de cristallisation extrêmement faible (< 3 kbar). Bien que l'étude pétrologique de cet échantillon ne révèle aucune relique de cristallisation antérieure, des reliques isotopiques peuvent subsister.

Les diagrammes isochrones des trois échantillons (Fig. III-28) donnent des âges similaires aux âges intégrés et aux âges plateaux, quels que soient les stades de chauffage sélectionnés. Les incertitudes MSWD sur ces isochrones sont inférieures à 2. Les "intercepts" $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des trois échantillons sont

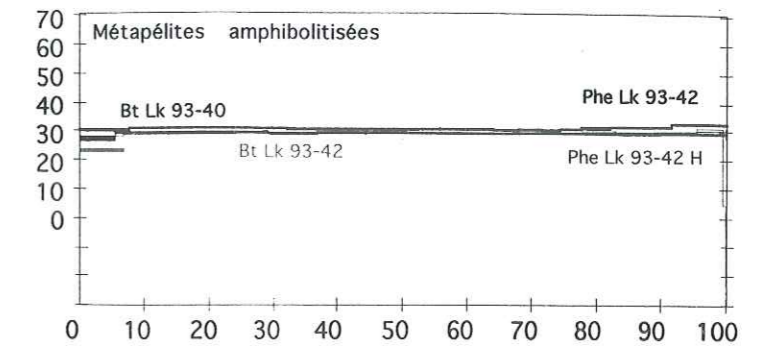


Fig. III-27 : Spectres d'âges et de Ca/K apparents vs. le % cumulé d' ^{39}Ar libéré, pour les biotites (Lk93-40, Lk93-42) et les muscovites (Lk93-42, Lk93-42H) des métapélites amphibolitisées. (Lk93-42H) est une fraction lourde des muscovites de cet échantillon.

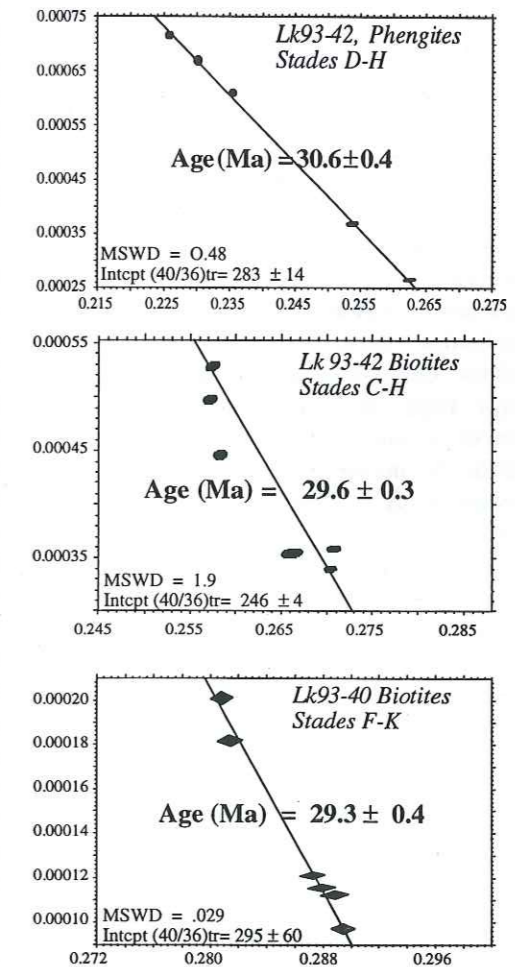


Fig. III-28 : Diagrammes de corrélation inverse pour les biotites (Lk93-40, Lk93-42) et les muscovites (Lk93-42, Lk93-42H) des métapélites amphibolitisées. Le rapport naturel de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = 295.5$.

proches de celui de l'argon atmosphérique (295.5). Cependant, comme l'a remarqué Foland (1983), ceci ne prouve pas qu'il n'y ait pas eu d'excès d'Ar. En conclusion, les résultats obtenus sur les trois métapélites rétro-morphosées sont cohérents les uns avec les autres. Ils donnent un âge moyen proche de 30 Ma (29.6 ± 0.4). La totale recristallisation de ces échantillons, due à une augmentation de température ($\approx 630 \pm 30$ °C) et à une forte déformation, a effacé les problèmes graves d'héritages isotopiques anté-métamorphiques ou associés au métamorphisme de HP (tels que les problèmes liés à la diffusion de l'argon à HP). Ces problèmes sont conservés dans les échantillons peu ou pas rétro-morphosés. Ces derniers ne permettent donc pas d'obtenir des informations chronologiques.

Afin de pallier aux problèmes de mélange, nous tentons, pour chaque fraction de micas blancs, de séparer une fraction lourde d'une fraction légère. Ces tris et les analyses des fractions triées sont en cours de réalisation à l'Université de Berne en collaboration avec Igor Villa.

Pour chaque échantillon, les deux fractions de densités différentes sont analysées à la microsonde CAMECA SX 50 du BRGM d'Orléans. Le critère choisi pour comparer les analyses de micas est leur teneur en Si^{4+} , car elle reflète les variations de pression lors de la cristallisation (Massone & Schreyer, 1985) (Annexe III-3a 2).

Pour l'instant, seul l'échantillon phengite Lk93-42H (fraction lourde) peut apporter quelques informations complémentaires (Annexe III-3c, Fig. III-27). Contrairement à son homologue non trié, cet échantillon ne présente pas d'augmentation d'âge pour les paliers de températures les plus élevées. Le spectre est stable sur 70% d' ^{39}Ar libéré et indique un âge de 29.9 ± 0.3 Ma. Les derniers paliers montrent quelques irrégularités, aussi bien pour le spectre d'âges que les spectres Ca/K et Cl/K (Fig. III-29). Ils reflètent peut-être le dégazage d'une autre phase minérale, probablement cogénétique des muscovites, car elles ont le même âge. Le premier stade est plus jeune que les autres paliers et a des rapports Cl/K et Ca/K plus élevés. Les deux derniers paliers donnent des âges négatifs mais l'incertitude étant deux fois plus grande que l'âge, ils sont logiquement rejetés. Quoi qu'il en soit, la meilleure qualité de cette analyse suggère que le tri de densité a effectivement permis de mieux séparer deux générations de phengites.

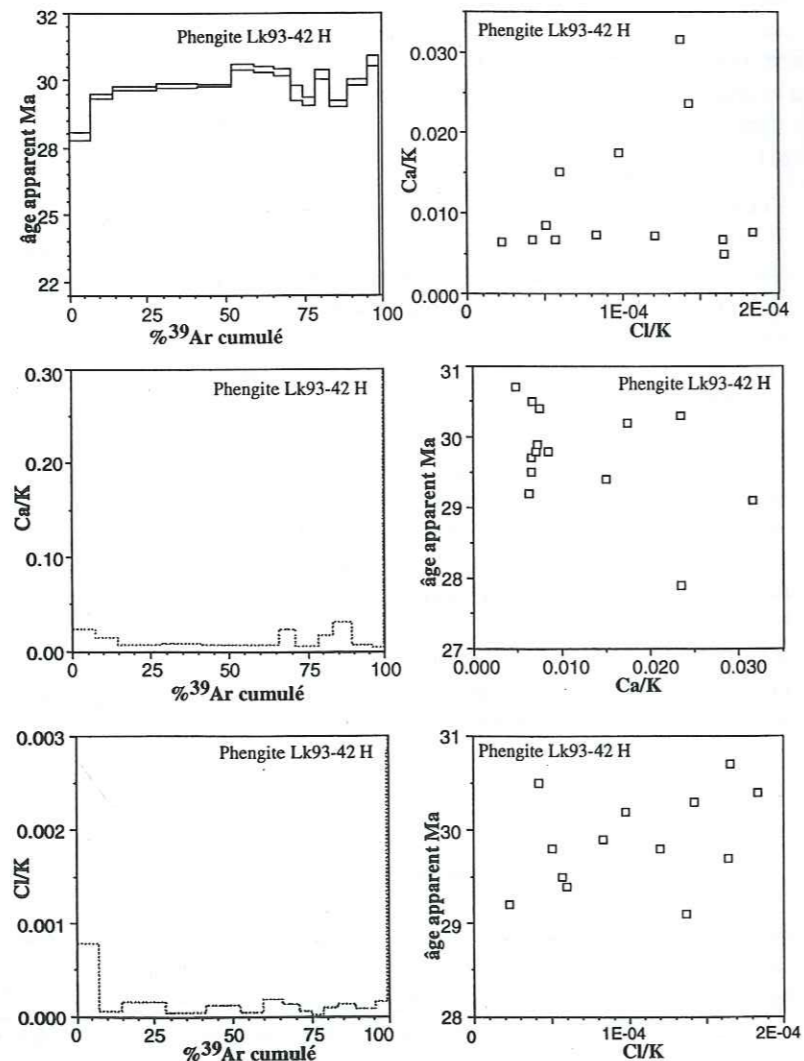


Fig. III-29 : Spectre d'âges de Ca/K et de Cl/K pour la phengite triée Lk93-42H.

Chapitre III- Discussion

III-1. Apport de l'étude géochronologique

Tous les résultats obtenus sont reportés dans le Tabl. III-6. Les résultats problématiques ont été discutés précédemment. En résumé, la raison majeure invoquée pour expliquer les incohérences est le déséquilibre pétrologique des roches étudiées. Ces déséquilibres sont dus à une recristallisation partielle de ces roches lors du métamorphisme. Ils entraînent des héritages isotopiques anté-métamorphiques et des déséquilibres entre les minéraux analysés. Des circulations de fluides, interagissant avec les micas pendant la rétro-morphose, ont également perturbé le système isotopique de ces roches.

Ce travail montre que pour des roches aussi difficiles à dater que les éclogites de BT, une étude multichronométrique, sur des échantillons provenant de lithologies variées, ayant enregistré différents stades de l'évolution métamorphique, est indispensable pour accéder au trajet P-T-t. En effet et pour le moment, il n'est pas possible de prévoir, avant de les tester, quelles méthodes et quels échantillons vont donner une information chronologique intéressante. Dans notre étude, les méthodes les plus adaptées pour dater le métamorphisme se sont révélées être : la méthode Lu-Hf sur un metabasalte éclogitisé ; la méthode U-Pb sur des allanites de métapélites éclogitisées puis rétro-morphosées. La méthode Sm-Nd s'applique mieux aux échantillons rétro-morphosés, car la recristallisation permet leur réhomogénéisation. Les méthodes Rb-Sr et Ar-Ar permettent de dater les différentes étapes de la rétro-morphose. Enfin, pour estimer l'âge du protolithe, les méthodes Sm-Nd sur RT-Cpx-Grt(± zir), U-Pb sur zircons et Rb-Sr sur RT sont efficaces.

Cette étude géochronologique du Tso Morari permet donc de dater les étapes majeures de l'histoire de ce massif éclogitique.

Echantillon	Lithologie	Pb/Pb	Lu/Hf	Sm/Nd	Rb/Sr	Ar/Ar
Protolithe						
Ch216c	MG			458 ± 14 Ma		
Ch221b	MG	525 Ma				
Ch216c-Ch221b-Ch223d-Ch303b					457 ± 41 Ma	
Ch303b (MATA)	MG	484.5 Ma			80.5 ± 1.6	
Éclogite						
Ts34	MB		55 ± 12 Ma			329 ± 4.4
Ch223d	MP	55 ± 17 Ma			45.5 ± 4 Ma	90-75 Ma
Éclogite/Schistes bleus						
CH157a	MP			55 ± 7 Ma	85 ± 9	85-70 Ma
Amphibolite						
Ts52b	MG					53 ± 3.4
Lk93-38 amph	MB					49.6 ± 0.8 Ma
CH165a	MB					48 ± 2 Ma
Ch223d	MP	55 ± 17 Ma			45 ± 4 Ma	90-75 Ma
Ts45	MB			47 ± 11 Ma		
Schistes Verts						
Lk93-40 bt	MP					29.3 ± 0.3 Ma
Lk93-42 mus	MP					29.9 ± 0.3 Ma
Lk93-42 bt	MP					28.9 ± 0.4 Ma
Autres Résultats						
Ts35	MG					132 ± 1.6
Ts51	MB					102 ± 1.2 Ma
CH165d	MB					118-110 Ma
Lk93-46 amph	MB					100 ± 1.6
Lk93-66 amph	MB					202 ± 4 Ma
Ts30	MP					71.8 ± 0.8 Ma
Ts39	MP					88 ± 1 Ma
Ts58	MP					60.7 ± 0.8 Ma
Ts58d	MP					93 ± 1 Ma

Tabl. III-6 : Récapitulatif de tous les résultats non aberrants analytiquement, obtenus sur différents échantillons avec des méthodes de datation différentes. Les résultats qui ont une valeur chronologique sont en gras.

Âge du protolithe des métagranites du Tso Morari

Deux âges sont obtenus :

- Âge Sm/Nd sur RT-cpx-gre(\pm zrn) (Ch216e) = 458 ± 14 Ma
- Âge Rb/Sr sur Roche Totale = 457 ± 41 Ma
- Âge U/Pb zrn (Ch221b) = 525 Ma

Les deux premiers âges sont extrêmement cohérents entre eux et avec les âges déjà proposés par Trivedi *et al.* (1986) pour le granite du Polokongka-La (487 ± 25 Ma) et par Stutz (1988) pour le granite du Nymaling (460 ± 8). L'isochrone Rb/Sr sur roches totales comprend le granite de Mata (Ch303b). En effet, l'âge U/Pb (484.5 Ma) obtenu sur les zircons de ce granite montre qu'il est probablement issu du même événement géologique Ordovicien que les granites du Tso Morari, du Nymaling et de l'ensemble de la marge indienne. Ceci confirme l'affiliation des unités du Tso Morari et de Mata à la marge continentale nord indienne (Debon *et al.*, 1986; Colchen *et al.*, 1994).

Âge de l'éclogitisation de l'unité du Tso Morari

Trois âges sont obtenus à partir de différentes méthodes (Sm/Nd, Lu/Hf et U/Pb) sur trois échantillons différents (métapélite éclogitisée Ch157a, éclogite *sensu stricto* Ts34 et métapélite rétro-morphosée Ch223d).

- Âge Sm/Nd sur grenat-glaucophane-roche totale (Ch157a) = 55 ± 7 Ma
- Âge Lu/Hf sur grt-cpx-RT (Ts34) = 55 ± 12 Ma
- Âge U/Pb sur aln (Ch223d) = 55 ± 17 Ma

En dépit des incertitudes importantes, ces trois âges sont concordants les uns avec les autres. Ils situent l'éclogitisation au Paléocène supérieur pour les âges Lu/Hf et U/Pb, car les minéraux analysés ont cristallisé pendant le pic du métamorphisme. Les analyses Sm/Nd sur (Ch157a) date le tout début de la rétro-morphose au Paléocène supérieur. En effet, l'assemblage grenat-glaucophane se développe à partir de 20 kbar pendant la rétro-morphose. Cette interprétation est détaillée dans l'article en préparation qui suivra.

Les âges similaires, obtenus pour l'éclogitisation (Ts 34, Ch223d) et pour le début de la rétro-morphose (Ch157a), suggèrent donc que l'exhumation de ces roches commence rapidement après leur éclogitisation.

Âge de l'évolution rétrograde de l'unité du Tso Morari

Trois âges sont obtenus par des méthodes variées (Sm/Nd, Rb/Sr et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) sur les phengites de métapélites rétro-morphosées.

- Âge Sm/Nd sur grt-amp-RT (Ts45) = 47 ± 11 Ma
- Âge Rb/Sr sur phe (Ch223d) = 45 ± 4 Ma
- Âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phe (Ch165aL) = 48 ± 2 Ma

La substitution en Si dans les phengites indique que la recristallisation de ces roches s'est effectuée vers 11 kbar. Les thermomètres grenat-amphibole et grenat-biotite dans (Ts45) et (Ch223d) révèlent des températures de métamorphisme proches de 600 °C (Partie II, Chapitre II et III), correspondant à un réchauffement. Ces analyses datent donc la recristallisation dans le faciès amphibolite entre 50 et 41 Ma et plus probablement entre 48 et 45 Ma. Les deux groupes d'âges ($61-52$ Ma) et ($43-39$ Ma), obtenus sur les amphiboles de (Lk93-38), confirment qu'un événement métamorphique Paléocène-Eocène est repris par une recristallisation Eocène-Oligocène.

Trois âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont obtenus sur des biotites et muscovites des métapélites amphibolitiques (Lk93-40, Lk93-42).

- Âge Lk93-42H sur muscovite = 29.9 ± 0.3 Ma
- Âge Lk93-42 sur biotite = 28.96 ± 3.6 Ma
- Âge Lk93-40 sur biotite = 29.34 ± 0.3 Ma

Ces deux échantillons proviennent de la limite sud-ouest du dôme. Les déformations importantes dans cette zone se sont poursuivies tout au long de l'exhumation. La paragenèse de (Lk93-40) s'est développée sous des conditions amphibolitiques (la biotite est issue de la déstabilisation du staurotite lors de l'augmentation de température). Cependant, les micas ont

poursuivi leur recristallisation tout au long de la rétro-morphose, jusqu'à devenir instables. La biotite est instable à 350 °C (Yardley, 1989) et les muscovites remplacent les phengites, qui ne sont plus stables à basse pression. Ces résultats datent donc le dernier épisode de recristallisation, associé à la déformation cisailante. Ceci implique que le dôme du Tso Morari était déjà exhumé à un niveau crustal supérieur à l'Oligocène.

III-2. Âge de la subduction continentale de la marge indienne

Les âges obtenus pour l'éclogitisation du Tso Morari permettent de dater directement la subduction de la marge indienne. Ceux obtenus sur des minéraux issus de la rétro-morphose permettent de discuter la dynamique de l'exhumation. Ces interprétations font l'objet d'un article en préparation, présenté par Julia de Sigoyer, Valérie Chavagnac, Igor Villa, Stéphane Guillot et Georges Mascle.

Titre de l'article en français : **Évidences géochronologiques de la subduction Paléocène supérieur de la marge continentale indienne sous l'Asie.**

Résumé de l'article en français : Une étude géochronologique sur l'unité éclogitique de BT du Tso Morari (Ladakh, Inde) permet de préciser l'évolution précoce de la partie NW de la chaîne Himalayenne. Des âges Sm-Nd confirment l'affiliation de cette unité avec la plaque Indienne et datent son éclogitisation, c'est-à-dire la subduction de la marge indienne, au Paléocène supérieur. Nous montrons que l'exhumation du Tso Morari commence rapidement à 55 ± 7 Ma, et se poursuit plus lentement à travers la croûte continentale pendant la collision Himalayenne. Ceci engendre une augmentation de température et une partielle recristallisation du dôme du Tso Morari, datées à 45 ± 4 Ma par la méthode Rb-Sr.

Geochronologic evidences for Upper Paleocene subduction of the Indian continental margin below Asia

Julia de Sigoyer¹, Valérie Chavagnac², Igor M. Villa², Stéphane Guillot¹, Georges Mascle³

¹UFR Sciences Terre. UCB -ENS Lyon, CNRS, Bat 402, F-69622 Villeurbanne.

²Isotopengeologie, Universität Bern, Erlachstrasse 9a, CH-3012 Bern

³Institut Dolomieu, CNRS, rue Gignoux, F-38100 Grenoble.

The multichronometric study of the LT eclogitic Tso Morari unit (Ladakh, India) precises the early evolution of the NW-Himalayan belt. Sm-Nd ages confirm the affiliation of this unit to the Indian plate, and date its eclogitisation, i.e. the subduction of the Indian margin during the Upper Paleocene. We show that the exhumation of the HP unit began rapidly at 55 ± 7 Ma in a subductional context, across the mantle wedge, and continued slower during the Himalayan collision across the continental crust, allowing a temperature increase and a partial recristallization dated at 45 ± 4 Ma by Rb-Sr method.

The collision between India and Asia has not only modified the motion of lithospheric plates, but has also created changes in sedimentation, climate, oceanic circulation and faunal distribution (1-3). Precise timing of the first contact between the two continents is critical to understand its more widespread consequences. Extensive discussions deal with the age of the onset of collision. In the western part of Himalaya the proposed ages range from 65 to 45 Ma (4, 5). The discrepancies between the ages result not only from the use of different indirect approaches, but also from the confusion made between the time of the first India-Asia contact and the age of the true collision. On the basis of similar terrestrial fauna found in India and Asia, the first contact between the two landmasses was placed at 65 Ma (3, 6). Paleomagnetic data reflecting variations in the direction and in the velocity of the Indian plate motion, also date this contact as early Paleocene (7). In the same way, the continental contamination described in the magmatism of the south Asian margin (8) is related to the subducted Indian margin at about 60 Ma in Ladakh, and chemical argu-

ments suggest that continental subduction was still active up to the lower Eocene (*ibid.*). On stratigraphical arguments, the obduction of the accretionary prism onto the Indian plate is situated between 66 and 55.5 Ma in Pakistan (5), whereas in Zaskar the shoaling sedimentation interpreted as flexural consequences of this obduction are dated during the Upper Paleocene (57 Ma) (9). All these indirect approaches, argue for a Paleocene contact between India and Asia before the true collision, i.e., the closure of epicontinental marine domain associated with a strong decrease in the convergence velocity (from 18 down to 10 cm/yr) dated at Lower Eocene time by paleomagnetic arguments (1,4,7). On a biostratigraphical point of view the true collision is dated at about 54-52 Ma, by the onlap of volcanic arenites derived from Asia onto the Indian continental terraces (9, 10). In NW Himalayan syntaxis on the Indian plate leucogranites formed about 49-47 Ma, are also related to the collision (11).

To avoid the problem of the interpretation of ages, we propose to directly date the subduction of India below Asia by dating the continental subduction-related rocks, i.e., eclogites presumed to derive from the Indian margin. Such eclogites have so far been described in two localities of the Himalayan belt, the Kaghan valley (north Pakistan) (12), and the Tso Morari dome (eastern Ladakh) (13). The Sm-Nd age of 49 ± 6 Ma obtained on Kaghan metadolerites (14), is younger than the robust stratigraphical results obtained in Zaskar (9). However the Kaghan eclogites underwent temperature condition of about 650 °C (12) suggesting that the age obtained could be cooling ages or retrogressed ages, rather than eclogitic crystallization ages. The eclogites of the Tso Morari, on the other hand, have preserved low temperature eclogitic conditions (15). Furthermore, eclogitic paragenese is not only preserved in the metabasic lenses but also in the metapelites and metagreywackes (16). The choice of the samples and of the isotopic system is crucial to investigate the timing of the tectono-metamorphic evolution of the Tso Morari dome. Sm-Nd and Rb-Sr analyses were performed on specific samples representing different stages of the dome evolution. With the Sm-Nd system we dated the protolith, to clarify the affiliation of the dome with the Indian plate; and the eclogitic event, in order to constrain the age of the subduction of the Indian margin below the Asian margin, that immediately preceded the India-Asia collision. Rb-Sr system was used to date the retrogression, this age precises the end of the exhumation of the Tso Morari unit. These new results are discussed, pointing out their implications for the early evolution of the Himalayan orogenesis.

The Tso Morari dome is located in eastern Ladakh, between the Indus suture zone to the North and the Zaskar sedimentary unit to the South (Fig. 1). It has been described as a distal block of the thinned Indian continental margin (13, 17, 18). It consists of a gneissic basement overlaid by a Permo-Triassic cover of metapelites, metabasalts and metagreywackes. Petrological studies on this dome show that all the lithologies underwent HP-LT metamorphism (20 ± 3 kbar; $550 \pm 50^\circ\text{C}$), due to the continental subduction of the Indian margin below Asia (15, 16). In order to precise the origin and the age of the Tso Morari protolith, an undeformed alkaline granite (Ch216e) was sampled close to the Polokongka La pass, in the central part of the dome (Fig. 1). This (Ch216e) granite is scarcely deformed and metamorphosed, it still presents magmatic textures and minerals, such as quartz, potassic feldspar, muscovite, biotite, garnet, zoisite, apatite and tourmaline. Sm-Nd analysis were performed on this granite.

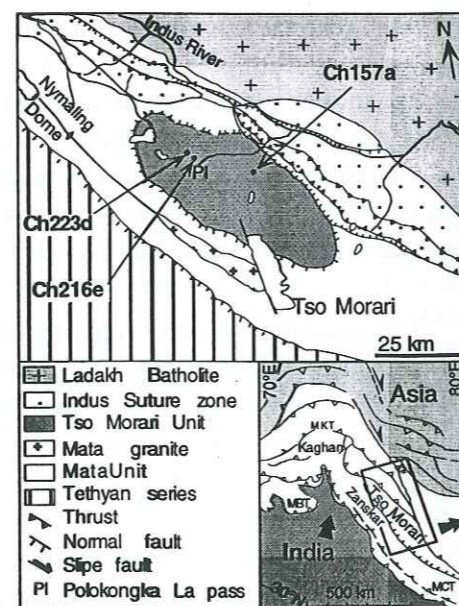
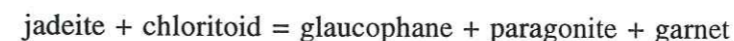


Fig. 1. Geological sketch map of the Tso Morari area (East Ladakh) showing the sample localities. MKT: Main Karakorum Thrust, MCT: Main Central Thrust, MBT: Main Boundary Thrust, KF: Karakorum Fault.

To date the LT eclogitic event, the geochronological investigations show that Sm-Nd system give better results than the Rb-Sr, especially when it is applied on metapelitic rocks rather than on the metabasites (19). Therefore, we selected a well preserved HP-LT metapelite (Ch157a) sampled in the north-western limb of the Tso Morari dome (Fig. 1). The studied HP metapelite is Fe-rich and could correspond to the Triassic Lilang formation (20). The precise petrological description of the Fe-rich metapelite is found in (16). The metapelite contains garnet, jadeite, chloritoid, paragonite, glaucophane, phengite, zoisite, chlorite \pm biotite. Zoned garnets are helicitic, and mainly composed of almandine ($X_{\text{alm}} = 63-79\%$). The inclusions of pure jadeite and chloritoid rimmed by paragonite within garnet core, are characteristic for eclogitic conditions (20 ± 3 kbar, $550 \pm 50^\circ\text{C}$) (16). The garnet rims, contain fewer inclusions, and are in equilibrium with the blue amphiboles which compose the foliation associated with phengite and paragonite. Microprobe analyses show that amphiboles are mainly ferro-glaucophanes. Jadeite is never observed in the matrix, nor associated with glaucophanes. (16) argues that glaucophane was developed at the expense of jadeite according to the reaction



which occurred at the onset of decompression from 20 ± 1 kbar, without temperature change (Fig. 2). Garnet grew at and after the pressure peak, while glaucophane only grew during the quasi-isothermal decompression from 20 to 11 kbar (Fig. 2) (16).

During the next step of the decompression, a slight increase of temperature took place, some rocks recorded a more extensive recrystallization and deformation than others. A retrogressed metapelite (Ch223d), collected in the north eastern part of the Tso Morari dome, north-east of the Polokongka La pass (Fig. 1), is associated in the field with strongly retrogressed eclogites. This metapelite (Ch223d) is composed of quartz, white mica with low Si (3.1-3.3 p.f.u.), garnet, apatite, zoisite \pm biotite, and is stable under amphibolitic conditions, at about (11 ± 2 kbar, $610 \pm 70^\circ\text{C}$) (15). Rb-Sr analysis were performed on this sample to date the retrogression, and to constrain the Tso Morari exhumation.

The dating of the Tso Morari rocks is done according to field observations and to their tectono-metamorphic evolution. Therefore, in order to obtain the protolith age, we separated garnet and apatite from the (Ch216e) granite and dated it by Sm-Nd. The occurrence of garnet with glaucophane in the HP metapelite (Ch157a), allows Sm-Nd dating. For the retrogressed metapelite (Ch223d), Muscovite and apatite were dated by Rb-Sr method.

All the minerals were separated by magnetic field, density contrast and hand-picked under binocular. Analytical techniques used in this study follow (22) for the Rb/Sr analyses, and (23) for Sm-Nd analyses. The uncertainty on Sm/Nd ratios is less than $\pm 0.3\%$. Chemical procedural blanks are Sm 50 pg, Nd 180 pg. Sm-Nd model ages were calculated relative to depleted mantle evolution. The Nd evolution of the Depleted Mantle is approximated by a third order polynomial fit (24):

$$e_{\text{Nd}}(T) \text{ sample} = 0.164T^3 - 0.566T^2 - 2.79T + 10.4$$

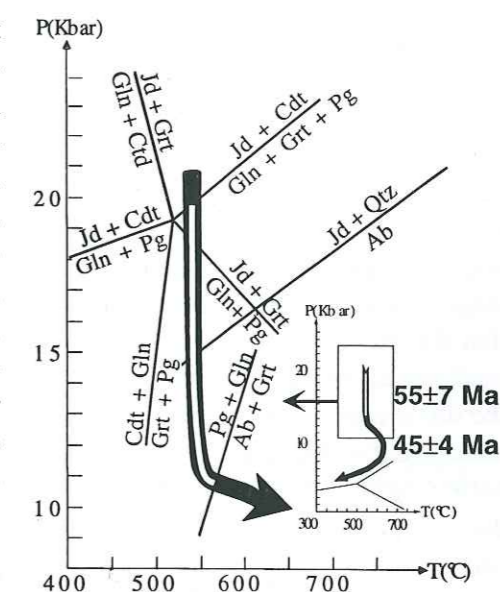


Fig. 2. P-T path of the Tso Morari eclogitic metapelites in a petrogenetic grid for the NFMASH multicomponent system, from (16). It shows the first decompression step involving the crystallization of garnet and glaucophane from 20 kbar down to 11 kbar. The white line represents the stability field of garnet and glaucophane. Mineral abbreviations are from (21).

Sm-Nd and Rb-Sr results are listed (Tabl. 1). The regression line used for age determination are done with ISOPLOT (25) and the uncertainties used are $\pm 0.3\%$ for Sm, $\pm 0.005\%$ for Nd, $\pm 2\%$ for Rb and $\pm 0.05\%$ for Sr.

For the Polokongka La granite (Ch216e), the Sm-Nd analyses on garnet, apatite and whole rock gave an age of 458 ± 14 Ma (2s) (Fig. 3A), with a low MSWD = 0.48. This result is interpreted as the age of garnet and apatite crystallization, it is consistent with a previous Rb-Sr age at 487 ± 25 Ma on the Polokongka La granite (26). Moreover the $\epsilon_{Nd,i} = -9$ and TDM = 3 Ga are typical for the old granites of Indian craton (17, 27), confirming the affiliation of Tso Morari dome to the Indian plate.

For HP metapelite (Ch157a) garnet, glaucophane and whole rock define an isochron age of 55 ± 7 Ma (2s) (Fig. 3B). The large negative initial epsilon value ($\epsilon_{Nd,i} = -17.3$) and the TDM = 3 Ga suggest an old continental origin for the metapelite protolith. The 55 Ma isochron is dominated by the garnet. The low MSWD (= 1.59), means that garnet, glaucophane and the whole rock were in isotopic equilibrium at the time of their crystallization. The latter took place at $550 \pm 50^\circ\text{C}$ (16), under the garnet and glaucophane Sm-Nd blocking temperature estimated at about 650°C (19), which ensures that we date the crystallization of garnet and glaucophane during the early stage of the metapelite decompression. We conclude that the HP-LT Tso Morari unit started to be exhumed during the Upper Paleocene. The subduction of the distal part of the Indian continent that was to become the Tso Morari HP unit occurred therefore just before 55 ± 7 Ma. According to the paleomagnetic data, the convergence velocity of India relative to Asia was about 18 cm/yr before 50 Ma (1). At such convergence rate the Tso Morari unit subducted down to 70 km in only 1 ± 0.5 Ma, (for a Benioff plane dip angle of $15\text{-}30^\circ$) suggesting that the onset of the sub-

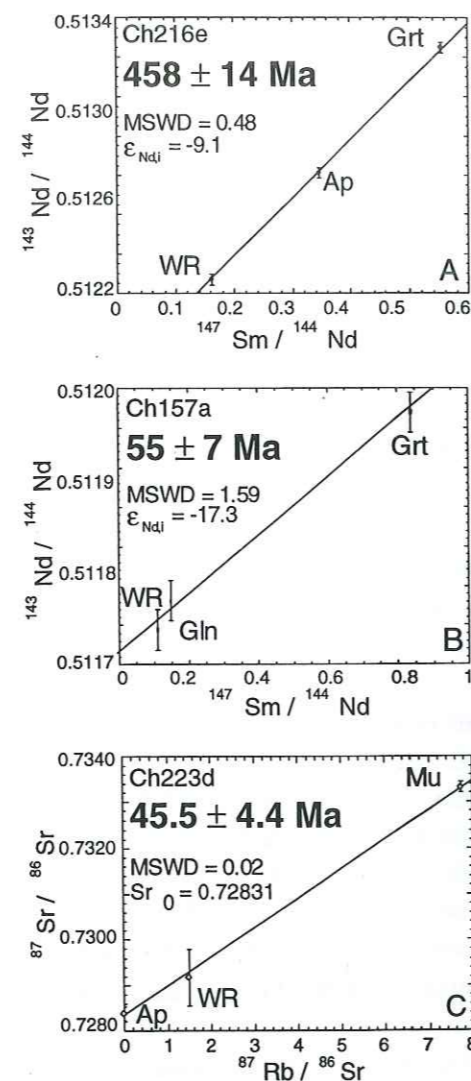


Fig. 3. (A) Sm-Nd isochron (Grt, Ap, WR (Whole Rock)) for the (Ch216e) granite. (B) Sm-Nd isochron (Grt, Gln, WR) for the eclogitic facies metapelite (Ch157a). (C) Rb-Sr isochron on (Ap, Mu, WR) for amphibolite facies metapelite (Ch223d). Mineral abbreviations are from (21).

sample	type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ E	$\epsilon_{Nd}(0)$	TDM	$f(\text{Sm}/\text{Nd})$
CH 216e	WR	4.91	18.34	0.1618	0.512070	18	-11.08	2.83	-0.178
	Grt	15.37	16.76	0.5543	0.513247	31	11.88	-	1.818
	Ap	271.69	475.63	0.3458	0.512611	15	-0.53	-	0.758
CH 157a	WR	4.15	17	0.1475	0.511731	0.000017	-17.69	3.01	-0.250
	Gln	92.94	518.85	0.1083	0.511694	0.000027	-18.41	-	-0.449
	Grt	3.83	2.76	0.8384	0.511969	0.000021	-13.05	-	3.262
sample	type	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ E			
CH 223d	WR	131.33	257.99	1.476	0.72917	6.21E-04			
	Phe	402.66	151.00	7.734	0.73332	1.22E-04			
	Ap	1.12	2412.33	0.001	0.72838	1.48E-04			

Tabl. 1: Sm-Nd and Rb-Sr analyses on whole rocks and minerals separates from the Tso Morari Dome, Ch157a HP metapelite, Ch223d retrogressed metapelite. Mineral abbreviations are from (20).

duction of the Indian continental margin may have begun during the Upper Paleocene. Such a suggestion is consistent with palaeontological, biostratigraphical, paleomagnetic and magmatic evidences for the first India-Asia contact during Paleocene (3, 7-9) (see discussion above). We also note that the exhumation of the HP Tso Morari unit started during the Upper Paleocene (55 ± 7 Ma) before the collision which began during the Lower Eocene (1, 2, 9, 10). This new result and the low temperature conditions recorded by the Tso Morari eclogitic rocks suggest that the exhumation of this unit, occurred quickly after its burial, when the continental subduction was still active, and probably within the mantle wedge from 70 km depth up to lower crustal level 40 km (28). As this first step of exhumation is isothermal and by analogy with the Alpine eclogites, a rapid exhumation rate is expected (29) (Fig. 4A), what is coherent with the high convergence velocity between the Indian and Asian plates before 50 Ma, as paleomagnetic studies show (1).

The time constrain on the progress of exhumation is given by Rb-Sr muscovite, apatite, whole rock isochron on the (Ch223d) metapelite, at 45 ± 4 Ma (2s) (MSWD = 0.2) (Fig. 3C). This metapelite had partly recrystallized under amphibolitic conditions during a temperature increase up to $610 \pm 70^\circ\text{C}$, when the Tso Morari reached crustal depth of 40 ± 7 km, leading to the recrystallization of phengites into muscovites with $\text{Si}^{4+} < 3.3$ p.f.u.. We therefore interpret the 45 Ma age as the age of the amphibolitic facies recrystallization, near the temperature peak. At this time, most of the epicontinental sea basins had disappeared, the true India-Asia collision had already begun (4, 7, 9, 10), it is associated with a strong decrease in the convergence rate between the two plates (1), leading to a temperature increase of the metamorphic rocks (30) (Fig. 4B). Then, we propose to relate the second step of the Tso Morari exhumation, dated at 45 ± 4 Ma, and associated with a temperature increase under crustal conditions, to a decrease of the exhumation rate in collisional context.

With this multichronometric study we confirm the Indian continental origin for the Tso Morari dome, by a Sm-Nd age of 458 ± 14 Ma obtained on an undeformed granite. The Sm-Nd age of 55 ± 7 Ma on a HP-LT metapelite of the Tso Morari dome argues for an

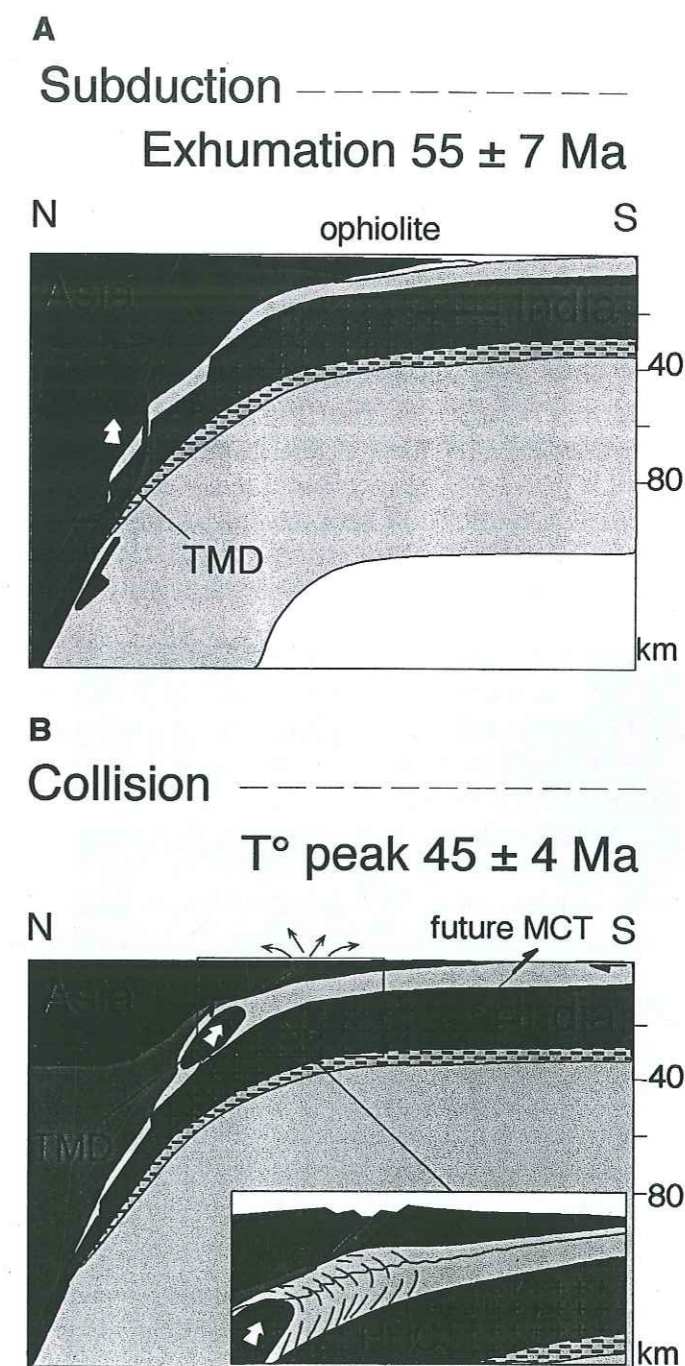


Fig. 4. Evolutionary scheme of the early evolution of the NW Himalaya, showing the exhumation of the Tso Morari unit. (A) Rapid exhumation across the mantle wedge in a subductional context. (B) Slower exhumation across the crust in a collisional context. (HHC = High Himalayan Crystalline, MCT = future Main Central Thrust). Vertical scale x2 horizontal one.

upper Paleocene subduction of the Indian continental margin below Asia. This age also implies that the Tso Morari HP unit began its exhumation during the Upper Paleocene when the continental subduction was still active (Fig. 4A). The quasi-isothermal decompression of HP-LT Tso Morari rocks from 70 km up to crustal level, must have quickly followed the subduction and suggests rapid exhumation rate, probably within the mantle wedge. Since crustal depth of about 40 km, the rate of the Tso Morari exhumation across the continental crust decreased, allowing the thermal relaxation that led to the amphibolite facies recrystallization dated by Rb-Sr at 45 ± 4 Ma (Fig. 4B). The end of the Tso Morari rocks exhumation is then contemporaneous to the Himalayan collisional event. Our results suggest that the exhumation of HP-LT Tso Morari eclogitic massif was a discontinuous process. It began early in the Himalayan orogenesis, it was probably rapid when the continental subduction was still active and continued slower, during the collision.

REFERENCES AND NOTES

1. P. Patriat and J. Achache, *Nature* **311**, 615-621 (1984).
2. J. P. Bassoulet, et al., *Compte Rendu Acad. Sciences* **290**, 961-964 (1980).
3. J. J. Jaeger, V. Courtillot, P. Tapponier, *Geology* **17**, 316-319 (1989).
4. J. F. Dewey, S. Cande, W. C. Pitman, *Eclogae Geol. Helv.* **82**, 717-734 (1989).
5. R. A. Beck, et al., *Nature* **373**, 55-58 (1995).
6. J. C. Rage, et al., *ibid.* **375**, 286 (1995).
7. C. T. Klootwijk, J. S. Gee, J. W. Peirce, G. M. Smith, P. L. McFadden, *Geology* **20**, 395-398 (1992).
8. M. P. Searle, et al., *Geol. Soc. Am. Bull.* **98**, 678-701 (1987).
9. E. Garzanti, A. Baud, G. Mascle, *Geodinamica Acta* **1**, 297-312 (1987).
10. D. B. Rowley, *Earth Planet. Sci. Lett.* **145**, 1-13 (1996).
11. H. A. Smith, *Ph-D. Thesis, Dartmouth College* (1993).
12. U. Pognante and D. A. Spencer, *Europ. J. Mineral.* **3/3**, 613-618 (1991).
13. A. Berthelsen, *Medd. fra Dansk Geol. Forening, Kobenhavn* **12**, 350-415 (1953).
14. S. Tonarini, et al., *Terra Nova* **5**, 13-20 (1993).
15. J. de Sigoyer, S. Guillot, J. M. Lardeaux, G. Mascle, *Europ. J. Mineral.* **9**, 1073-1083 (1997).
16. S. Guillot, J. de Sigoyer, J. M. Lardeaux, G. Mascle, *Contrib. Mineral. Petrol.* **128**, 197-212 (1997).
17. V. C. Thakur, *Wadia Institute of Himalaya Geology (Dehra Dun)* 1-8 (1983).
18. G. Fuchs and M. Linner, *Jahrbuch der geologischen bundesanstalt* **138**, 655-685 (1995).
19. M. Thöni and E. Jagoutz, *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 347-368 (1992).
20. M. Colchen, G. Mascle, G. Delaygue, *J. Nepal Geol. Soc.* **10**, 23 (1994).
21. R. Kretz, *Am. mineral.* **68**, 277-279 (1983).
22. T. Pettke and L. W. Diamond, *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 4009-4027 (1995).
23. G. J. Wasserburg, S. B. Jacobsen, D. J. De Paolo, M. T. McCullough, J. Wen, *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 2311-2323 (1981).
24. T. F. Nägler and J. D. Kramers, *Precamb. Research* in press.
25. K. R. Ludwig, *U.S. Geol. Survey* 91-445 (1990).
26. J. R. Trivedi, K. Kewal, Sharma, K. Gopalan, *Terra Cognita* **6**, 144 (1986).
27. P. Le Fort, in *Collision Tectonics* M. P. Cowards and A. C. Ries Eds. (Geol. Soc. London Special Publ., 19, London, 1986), pp. 159-172.
28. S. Guillot, K. Hatori, J. de Sigoyer, *Special Issue Geological Bull. Peshawar, Pakistan* **31**, 72-73 (1998).
29. S. Duchêne et al., *Nature* **387**, 586-589 (1997).
30. U. Pognante, *Geodinamica Acta* **6**, 5-17 (1993).
31. This work was supported by the CNRS-INSU program IDYL-HIMALAYA.

III-3. Vitesses d'exhumation - vitesses de refroidissement

Ces âges et les trajets P-T nous permettent d'estimer des vitesses d'exhumation et de refroidissement.

Vitesses d'exhumation

Comme nous l'avons vu, il n'est pas possible d'associer simplement les âges à la température car cela impliquerait que seule la température contrôle la diffusion; or dans cette étude, il apparaît clairement que la déformation, la présence de fluide et la chimie des roches ont un rôle majeur dans la diffusion. En considérant la notion d'âge de refroidissement comme discutable (Villa, 1998), il devient difficile de relier l'information chronologique à l'information en température et en profondeur. Pour associer au mieux les âges obtenus à la profondeur correspondante, nous nous sommes basés sur l'étude pétrologique spécifique de chaque échantillon daté, et notamment sur l'information barométrique que nous donne les minéraux analysés (dans le cas des phengites).

Grâce à l'étude pétrologique présentée dans la partie précédente, il est possible de proposer un trajet P-T cohérent pour les différentes lithologies du Tso Morari. Il permet d'associer facilement les âges à la profondeur. En considérant que l'éclogitisation s'est effectuée, il y a 55 Ma, à 20 Kbar (67 km), la vitesse moyenne d'exhumation pour le dôme du Tso Morari entre 67 km de profondeur et la surface est de 1.2 mm.an^{-1} . Cette vitesse moyenne est tout à fait comparable à celles proposées pour les éclogites de la chaîne alpine [entre $0.4\text{-}3 \text{ mm.an}^{-1}$ (Duchêne et al., 1998)] ou celles observées dans des zones de subduction encore actives telle que la Nouvelle Calédonie [où l'éclogitisation est datée entre 21 et 39 Ma (Blake et al., 1977; Brothers, 1985)]. Cependant, cette vitesse moyenne est une vitesse minimale. Elle sous-estime la vitesse d'exhumation réelle car l'âge de la mise à l'affleurement des roches éclogitiques est mal connue, d'autant plus que la convergence est ancienne. De plus, la vitesse n'est pas constante au cours du temps.

Il est en fait plus intéressant de calculer les vitesses d'exhumation à différentes étapes de l'exhumation (Fig. III-30). En début d'exhumation, entre le pic de pression 20 kbar (soit 67 km) à 55 Ma et le pic thermique 11 kbar (soit 37 km) à 47 Ma environ, la vitesse moyenne d'exhumation estimée est de 3.8 mm.an^{-1} . Cette vitesse est proche des vitesses proposées pour le début de l'exhumation des massifs éclogitiques alpins [entre 3 et 8 mm.an^{-1} (Duchêne et al., 1998)]. Là encore, cette estimation correspond à une vitesse minimale car la fin de l'exhumation quasi-isotherme n'est pas datée précisément. Cette phase rapide d'exhumation est de plus cohérente avec la décompression quasi-isotherme enregistrée par le Tso Morari. En remontant rapidement, le dôme échange peu de chaleur avec son encaissant et ne se réchauffe pas.

La deuxième partie de l'exhumation correspond à l'exhumation avec réchauffement des roches, depuis 11 kbar (soit 37 km) à 47 Ma jusqu'à la fin de la recrystallisation des micas sous des conditions de déformation schistes verts, probablement inférieures à 3 kbar (soit 10 km) à 30 Ma. La vitesse d'exhumation est alors estimée à 2.2 mm.an^{-1} . Elle est presque deux fois plus lente que la première partie de la remontée.

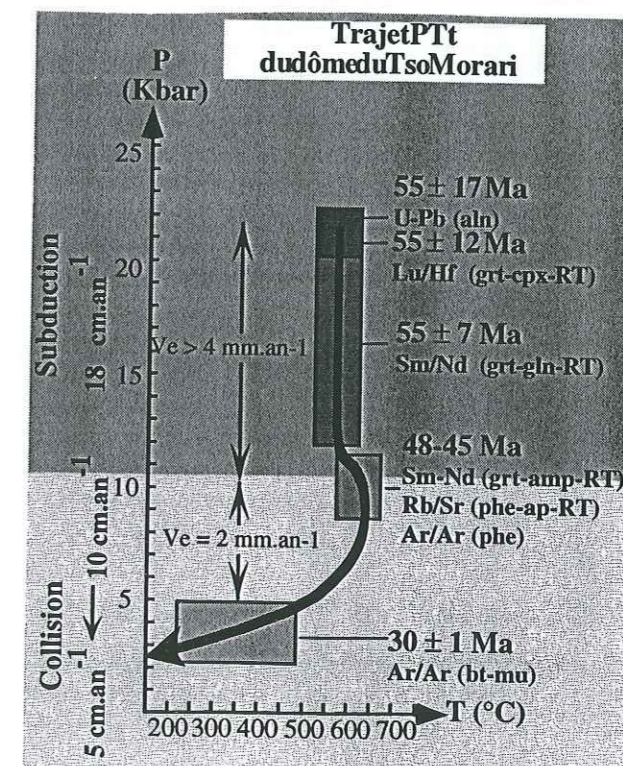


Fig. III-30 : Trajet P-T-t récapitulant toutes les données chronologiques et thermobarométriques. Les vitesses d'exhumations sont calculées en considérant une densité de 3 Kg.m^{-2} .

Des variations similaires des vitesses d'exhumation sont décrites pour de nombreux massifs de HP qu'il soit alpins ou Paléozoïques (Massif Central, München...) (Duchêne *et al.*, 1998; Platt, 1986, 1993).

Vitesse de refroidissement (et réchauffement)

Connaissant la température de cristallisation des différentes paragenèses minéralogique et ayant obtenus des âges sur ces minéraux, il est possible de présenter un trajet T-t correspondant aux vitesses de réchauffement puis refroidissement au cours de l'exhumation du Tso Morari (Fig. III-31). L'éclogitisation se produit pour une température de 580 °C à 55 Ma. La rétro-morphose dans le faciès amphibolite atteint 630 °C aux alentours de 45 Ma. Le réchauffement entre ces deux étapes est approximativement de 5 °C.Ma⁻¹. Cette vitesse de réchauffement est une vitesse minimale dans la mesure où, entre l'éclogitisation et le pic de température à 630 °C, il y a une décompression quasi-isotherme. Pour la fin du trajet, daté à 30 Ma, nous utilisons la température de déstabilisation de la biotite (350 °C) (Yardley, 1989). Entre 630 °C et 350 °C, la vitesse de refroidissement est estimée à 17 °C.Ma⁻¹. Étant donné le réchauffement qu'a subi le Tso Morari au cours de son exhumation, la vitesse de refroidissement n'a pas été homogène tout au long de la remontée.

Que les âges métamorphiques obtenus soient interprétés comme des âges de cristallisation (ce que nous avons fait) ou en terme d'âges de refroidissement (comme c'est souvent le cas dans la littérature, notamment pour les âges Rb/Sr et ³⁹Ar/⁴⁰Ar*), seule la valeur absolue des vitesses d'exhumation estimées varie. Les variations de vitesse, entre un début d'exhumation extrêmement rapide et une remontée plus lente, correspondant à l'arrivée en base de croûte de l'unité de HP, sont évidentes.

Notons que ces vitesses d'exhumation correspondent aux vitesses de remontée verticale. Or la remontée se fait par le cumul de déplacements horizontaux et verticaux. Plus les déplacements verticaux seront importants par rapport aux déplacements horizontaux, plus les vitesses d'exhumation seront rapides. Au contraire, une faible vitesse d'exhumation traduit des déplacements horizontaux plus importants (Duchêne, 1997).

Il faut s'interroger à présent sur les causes de tels changements de vitesses d'exhumation au cours de l'exhumation des roches de HP, donc de changement dans le déplacement du massif éclogitique et dans les mécanismes d'exhumation du massif éclogitique.

III-4. Implications régionales de ces datations

Les modèles actuellement proposés pour expliquer l'exhumation des roches de HP en Himalaya (Chemenda *et al.*, 1995) suggèrent une évolution commune entre les zones internes (comme le dôme du Tso Morari) et les zones plus externes situées plus au sud [comme le Cristallin du Haut Himalaya du Zaskar (HHC)]. Or, en suivant une coupe Nord-Sud du Ladakh au Zaskar, les évolutions P-T-t du dôme du Tso Morari et du HHC du Zaskar sont très contrastées (Fig. III-32) (de Sigoyer *et al.*, 1997). En effet, le métamorphisme de MP-MT du HHC est caractéristique de l'évolution en subduction intracontinentale de la Chaîne Himalayenne qui se déroule entre 35 ± 5 Ma [âges K/Ar sur amphiboles (Sorkhabi *et al.*, 1993)], et 20 ± 3 Ma [âges U-Pb sur monazites et zircons (Noble et Searle, 1995)]. Ce métamorphisme du HHC correspond

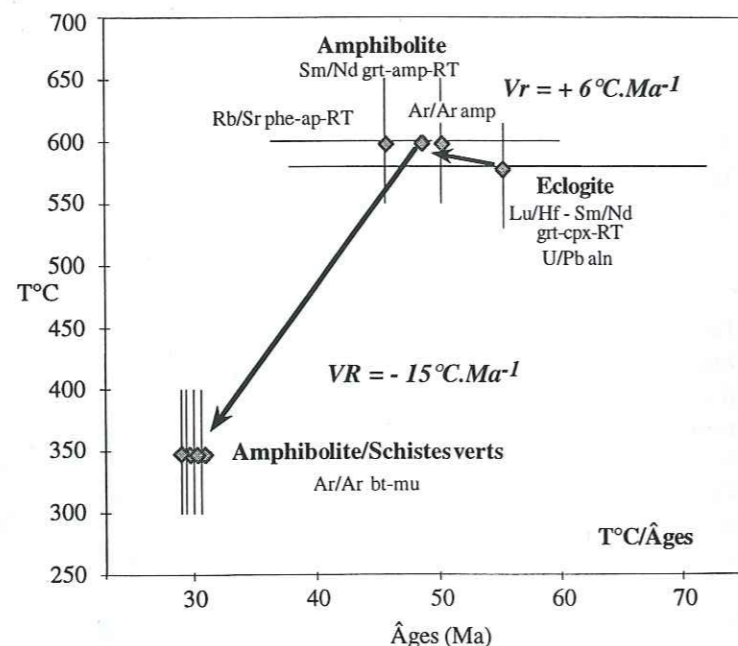


Fig. III-31 : Trajet T-t reliant les températures de cristallisation des différentes paragenèses (Eclogitique, Amphibolitique et Schistes Verts) aux âges donnés par les minéraux constituant ces paragenèses. Vr = Vitesse de réchauffement. VR = Vitesse de refroidissement.

au rééquilibrage thermique de la plaque indienne épaissie (Treloar *et al.*, 1989). Alors que l'évolution métamorphique du dôme du Tso Morari est plus vieille d'au moins 20 Ma, l'éclogitisation est datée à environ 55 Ma. Elle est typique de l'évolution en subduction continentale de la chaîne (de Sigoyer *et al.*, 1997). L'exhumation du dôme du Tso Morari est rapide (4 mm.an⁻¹) et isothermale de 55 à 45 Ma. Entre 45 et 30 Ma, l'exhumation ralentit (\approx 2 mm.an⁻¹). Les observations pétrologiques (partie 2), associées à ce ralentissement, suggèrent qu'il est synchronique de l'arrivée du dôme à la base de la croûte. A cette époque (vers 45-40 Ma), le HHC est enfoui par subduction intracontinentale, sous le dôme du Tso Morari. Le ralentissement de l'exhumation du dôme du Tso Morari et le réchauffement observés semblent corrélés à l'épaississement crustal engendré par la subduction intracontinentale du HHC. La distinction entre le Tso Morari et le HHC ainsi que leur évolution diachrone devront donc être prises en compte dans les futurs modèles d'exhumation appliqués à la chaîne Himalayenne. Le fait que le Tso Morari se réchauffe alors que le HHC est sous-charrié, suggère que le dôme devait déjà être en position structural assez haute dans la croûte à ce moment. Ainsi il n'a pas été affecté par le refroidissement associé à la subduction d'une portion de croûte, mais a plutôt subi les effets de la relaxation thermique liée à l'épaississement crustal engendré par ce sous-charriage.

Notons enfin que le ralentissement de l'exhumation du Tso Morari coïncide, avec le ralentissement de la convergence entre l'Inde et l'Asie à l'Éocène supérieur (50 Ma). Elle passe de 18 cm.an⁻¹ à 5 cm.an⁻¹ (Fig. III-32) (Patriat & Achache, 1984; Klootwijk, 1985).

Afin de bien comprendre les causes et les conséquences de ces variations de vitesse d'exhumation, il faut connaître les mécanismes d'exhumation et savoir si ces mécanismes évoluent au cours de l'exhumation. C'est l'objet de notre prochain chapitre, qui tentera d'y répondre à partir d'arguments structuraux.

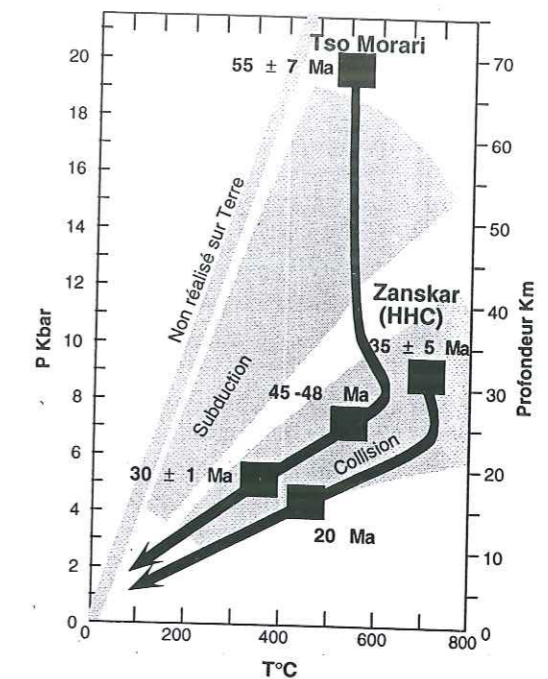


Fig. III-32 : Comparaison des évolutions P-T-t des unités du Tso Morari (de Sigoyer *et al.*, 1997, Guillot *et al.*, 1997) et du HHC du Zaskar (Pognante *et al.*, 1990). Les âges pour le dôme du Tso Morari sont obtenus sur grenats par les méthodes Sm/Nd et Lu/Hf, sur amphiboles par la méthode Rb/Sr, et sur micas par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Pour le Zaskar, les datations K/Ar sur amphiboles donnent un âge 35 ± 5 Ma (Sorkhabi *et al.*, 1993) et des âges U-Pb à 20 ± 3 Ma sur monazites et zircons sont obtenus (Noble & Searle, 1995).

Partie IV

Étude structurale
des différentes unités

Partie IV- Étude structurale des différentes unités

Afin de discuter des mécanismes d'exhumation, il est indispensable de replacer le dôme du Tso Morari dans la tectonique himalayenne, en rappelant les idées qui sont classiquement proposées (Chapitre I).

L'analyse structurale (Chapitre II) et les trajectoires de schistosités et de linéations (Chapitre III) informent sur les mécanismes d'exhumation et le partitionnement de la déformation (Chapitre IV). La synthèse de ces observations devrait apporter des informations aussi bien sur la géologie himalayenne que sur les mécanismes d'exhumation des massifs de HP en général (Chapitre V).

Le complexe cristallin du Tso Morari a d'abord été considéré comme un simple anticlinal d'axe nord-ouest sud-est (Thakur & Viridi, 1979). Ces auteurs attribuaient ce pli à une phase de déformation (D2) caractérisée par un raccourcissement nord-est sud-ouest. Puis Thakur (1983) constate que ce pli plonge également de manière symétrique au nord-ouest et au sud-est. Il interprète ces courbures comme une phase de plis D3, d'axe nord-est sud-ouest, et reconnaît la structure de dôme.

Ce type de dôme cristallin est souvent décrit dans les zones internes des chaînes de montagnes : en Himalaya (dômes des Nyimaling, du Tso Morari, du Gurla Mandata, de Kangmar...) dont ils forment les Massifs Nord Himalayen; dans les Alpes occidentales (dôme de Dora Maira, du Grand Paradis ou du Mont Rose) qui représentent les Massifs Cristallins Internes. Certains de ces dômes ont enregistré des conditions métamorphiques de HP qui contrastent avec leurs encaissants (Ballèvre, 1986; Philippot, 1990). La plupart sont limités par des accidents normaux (Burg *et al.*, 1984a; Ballèvre *et al.*, 1990; Philippot, 1990). La structuration en dôme de ces massifs cristallins internes a longtemps été attribuée à une tectonique de nappes, caractérisée par des chevauchements vers les zones externes suivis d'un rétrocharriage, aussi bien en Himalaya (Stutz et Steck., 1986; Stutz, 1988; Steck *et al.*, 1998) que dans les Alpes (Tricart, 1984).

Chapitre I- Conception classique de la déformation et de la structuration du dôme de HP-BT du Tso Morari dans le contexte himalayen

Un rappel des interprétations tectoniques, classiquement admises dans la région du Ladakh-Zaskar-Haut Lahul, est nécessaire pour situer notre étude dans le contexte des idées actuelles et garder un regard critique sur nos interprétations (Fig. IV-1).

Les déformations himalayennes du Ladakh-Zaskar-Haut Lahul sont divisées en quatre phases majeures (Vannay, 1993) :

- La première phase D1, rarement observée, a été caractérisée dans le synclinal de Tandi (Haut-Lahul) par Vannay (1993). Elle présente des plis à vergence nord-est, synmétamorphiques (conditions schistes verts-amphibolite faciès). Cette déformation est associée au chevauchement de la nappe de Shikar Ben vers le nord-est (Stutz & Steck, 1986; Steck *et al.*, 1993; Vannay, 1993). Depuis, d'autres structures à vergence nord-est ont été décrites, notamment le chevauchement de Lagurdarsi au sud de l'unité de Mata (Steck *et al.*, 1998) (Fig. IV-1).

- La seconde phase D2, décrite dans tout le Ladakh, Zaskar et Haut Lahul (Stutz & Steck 1986 ; Spring, 1993 ; Vannay, 1993 ; Steck *et al.*, 1993, 1998), est caractérisée par des plis synmétamorphiques à vergence sud-ouest. Cette déformation principale D2 est généralement attribuée, malgré la faiblesse de l'argumentation (Spring, 1993), à une tectonique de nappes, principalement horizontale, tangentielle, à vergence sud (Stutz & Steck, 1986 ; Spring, 1993). D2 est contemporaine de l'activité du MCT, situé plus au sud.

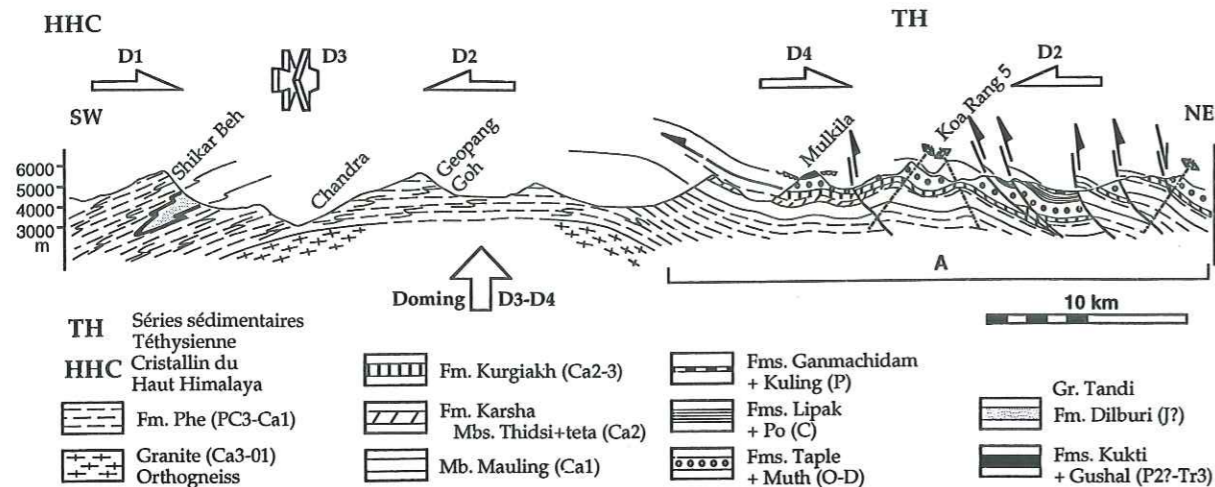


Fig. IV-1 : Coupe tectonique générale des unités du Haut-Lahul d'après Vannay (1993). Une évolution similaire est proposée par Steck *et al.* (1998), pour la région du Tso Morari. PC : Précambrien, Ca : Cambrien, O : Ordovicien, C : Carbonifère, P : Permien, T : Trias, J : Jurassique.

• La troisième phase de déformation D3 (P117 Vannay, 1993) représente des cisaillements ductiles dextres syn- à tardi-métamorphiques. Ils sont décrits entre le massif des Nyimaling et la zone de suture (Stutz & Steck, 1986; Stutz, 1988), et entre l'unité du HHC et la zone téthysienne. Ils correspondent à la zone de cisaillement dextre de Chandra (Vannay, 1993).

• D3 est suivie d'une phase de rétrocharriage D4 (Spring, 1993; Vannay, 1993; Steck *et al.*, 1998), caractérisée par des plis vers le nord-est (Fig. IV-1). Pour Stutz (1988), cette phase de déformation est responsable de l'exhumation et de la mise à l'affleurement du dôme des Nyimaling.

Ainsi, jusqu'à présent, la déformation dans cette région de l'Himalaya est essentiellement expliquée par une tectonique à forte composante horizontale. La prise en compte du métamorphisme de HP-BT dans le dôme du Tso Morari impose l'existence d'une composante verticale importante dans la cinématique de la déformation.

Dans le chapitre suivant, nous étudions les déformations observées dans la région du Tso Morari, que nous corrélerons aux variations pétrologiques et aux vitesses d'exhumation, mises en évidence dans les Parties II et III.

Chapitre II- Des observations structurales aux interprétations cinématiques

Par souci de clarté, nous avons divisé l'évolution structurale du Tso Morari et des unités avoisinantes en stades de déformation successifs, définis à partir d'arguments structuraux et métamorphiques. Ils ont servi de base à la numérotation des phases de déformation observées dans les autres unités. Cependant, il est clair que l'évolution de la déformation et du métamorphisme s'est faite en continu. Ainsi, le calage des structures observées d'une unité à l'autre et au sein d'une même unité n'est pas simple.

L'analyse des structures fait l'objet d'un article en préparation, qui sera soumis à Journal of Geological Society of London. Cet article est proposé par Julia de Sigoyer, Stéphane Guillot, Georges Mascle, Michael Cosca, Jean-Marc Lardeaux et Pierre Dick.

Titre en Français : Exhumation du dôme HP-BT du Tso Morari (NO-Himalaya, E-Ladakh) par extrusion verticale, à la lumière d'un nouveau transect géologique.

Résumé en français :

La cinématique de l'exhumation des massifs de HP-BT est étudiée à partir d'une approche structurale, pétrologique et géochronologique du dôme écolitique du Tso Morari (E-Ladakh, NO-Himalaya) et de ses unités avoisinantes. Suivant une coupe géologique nord-sud, allant de

la marge asiatique aux sédiments téthysiens de la plateforme indienne, trois domaines structurellement et pétrologiquement contrastés sont distingués : le dôme écolitique du Tso Morari et ses unités avoisinantes, au nord et au sud, faiblement métamorphisées.

Sur la base d'arguments pétrologiques, l'évolution structurale du dôme du Tso Morari est divisée en trois stades : Le stade (D1) est constitué de plis verticaux, formés par raccourcissement horizontal, qui sont soulignés par des assemblages minéralogiques écolitiques (20 ± 3 kbar, 580 ± 60 °C). Les structures D1 sont reprises dans des plis (F2) subhorizontaux associés à des structures S2-L2 ainsi qu'à des cisaillements conjugués. Les plis et cisaillements (D2) ont des vergences de sens opposés; de part et d'autre du dôme, ils sont convergents vers le centre de l'unité du Tso Morari. La déformation D2 induit une recristallisation des minéraux sous les conditions du faciès schistes bleus, montrant que l'exhumation du Tso Morari s'est faite sans modification significative de la température, et ce probablement rapidement, jusqu'à 30-40 km de profondeur. Après quoi, l'exhumation du Tso Morari a été gouvernée par des cisaillements ductiles normaux (D3), associés à une faible augmentation de température (630 ± 50 °C). La transition de D1 à D3 implique un double raccourcissement, horizontal et vertical, suggérant une déformation par constriction pendant D2. Les déformations enregistrées dans les unités adjacentes au Tso Morari semblent indépendantes de l'exhumation du dôme jusqu'à D3. Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, à 30 Ma, obtenus sur des micas recristallisés pendant D3, montrent que le Tso Morari a été exhumé jusqu'à un niveau crustal supérieur avant l'Oligocène, alors que le prisme himalayen s'épaississait par enfouissement du HHC. Les structures enregistrées dans le dôme du Tso Morari et dans les unités avoisinantes ressemblent aux structures observées dans les dômes diapiriques et leurs unités avoisinantes. Ceci suggère que l'exhumation du dôme du Tso Morari a principalement été gouvernée par des mouvements verticaux plutôt que par des chevauchements vers le sud. À la lumière de ces résultats, les mécanismes classiquement proposés pour l'exhumation des dômes de HP-BT sont discutés.

Mots-clefs : Himalaya, Ladakh, métamorphisme HP-BT, extrusion vertical, diapir, convergence Inde-Asie.

Exhumation of the HP-LT Tso Morari dome by vertical extrusion (NW-Himalaya, E-Ladakh), in the light of a geological transect.

Julia de Sigoyer¹, Stéphane Guillot¹, Georges Mascle², Michael Cosca³, Jean Marc Lardeaux¹ & Pierre Dick⁴.

¹CNRS - UMR 85-15 - UCB Lyon et ENS Lyon - Laboratoire de Pétrologie et Tectonique, 43 Bd du 11 novembre, F-69622 Villeurbanne cedex, .

e-mail : desigoye@univ-lyon1.fr

²CNRS-UPRES-A 5025- Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, F-38031 Grenoble cedex.

³Institut de Minéralogie et Pétrographie, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne.

⁴Institut É. Argand, Université de Neuchâtel, Ch-2000 Neuchâtel.

Abstract

The kinematic of the exhumation of HP-LT massifs has been investigated using structural, petrological and geochronological data from the Tso Morari eclogitic dome (E-Ladakh, NW-Himalaya) and from its surroundings. Following a North-South geological transect, from the asian margin to the tethyan sediments of the indian shelf, three main domains with strong metamorphic and structural contrasts are distinguished: the central domain represented by the Tso Morari eclogitic dome, bounded by the weakly metamorphosed northern and southern domain.

On the basis of petrological arguments the structural evolution of the Tso Morari dome is divided in three main ductile stages. The first stage of deformation (D1) consists of steep isoclinal folds formed by a strong horizontal shortening, and associated with eclogitic mineralogical assemblage (20 ± 3 kbar; 580 ± 60 °C). The D1 structures are overprinted by (F2) recumbent open folds associated with S2-L2 structures, and with shear structures. The (D2) folds and shear structures show opposite vergences on the two limbs of the dome, they converge towards the core of the Tso Morari unit. The well imprinted (D2) stage of deformation induces mineral (re)crystallizations under blueschists metamorphic conditions, showing that the decompression was quasi isothermal and rapid from 70 km up to 30-40 km depth. Afterwards, from crustal level (30-40 km) up to the surface, the exhumation of the Tso Morari dome has been ruled by ductile normal shearing (D3), associated with a slight temperature increase. The transition from D1 to D3 implies a double, horizontal and vertical, shortening suggesting a deformation by constriction, during D2. The deformation recorded by the surrounding units seems to be independant from the structures of the dome up to the D3 stages of deformation. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological results at 30 Ma on recrystallized micas, during D3, suggest that the Tso Morari unit was exhumed to upper crustal levels before Oligocene time, when the HHC was buried at a depth of 40 km. The similarities of the deformation recorded in the Tso Morari dome and in its surroundings with the diapiric dome, suggest that the exhumation of the Tso Morari dome was mainly ruled by vertical extrusion rather than by thrusting. In the light of these results the conventional mechanisms proposed for the exhumation for HP-LT Tso Morari dome are discussed.

Key words : Himalaya, Ladakh, HP-LT metamorphism, vertical extrusion, diapir, India-Asia convergence.

1. Introduction

High Pressure - Low Temperature (HP-LT) metamorphic rocks of continental or oceanic origins crop out in the internal part of numerous mountain belts. Such metamorphic conditions were achieved by the burial of the rocks either by subduction or by thickening of the crust (Platt, 1993). The subsequently return of these well preserved metamorphic rocks to the Earth's surface, in active convergent zones, often imply their rapid exhumation (e.g. Duchêne *et al.*, 1997). However, the mechanisms for their exhumation remain poorly constrained. As these HP-LT metamorphic rocks occur in various tectonic contexts (internal part of collisional belt, melange zone in accretionary prism, oblique subduction context...) and display different tectono-metamorphic evolutions, (Cloos, 1982; Spalla *et al.*, 1996), several mechanisms may be implied in their exhumation. Various models have been proposed to explain this rapid exhumation :

- erosion isostatically (Ahnert, 1970) or tectonically assisted (Chemenda *et al.*, 1995),
- coaxial extensional regime, associated with detachment fault (Ruppel *et al.*, 1988 ; Jolivet *et al.*, 1996),
- extensional collapse (Dewey *et al.*, 1993),
- thrusting towards the foreland (Argand, 1916; Steck *et al.*, 1998),
- motion due to buoyancy forces (Chemenda *et al.*, 1996)
- dynamic of the accretionary prism, like corner flow models (Platt, 1993 ; Allemand and Lardeaux., 1997), and channel flow system (Cloos, 1982),
- exhumation by extrusion within a soft zone of deformation compressed between two rigid blocks (Thompson *et al.*, 1997a).

It is then crucial to get precise geological information about the HP LT massif to propose robust constraints about exhumation processes. We focused our study on a well preserved eclogitic massif present in the Himalayan belt.

Even if the Himalayas is still considered as a collisional belt (Le Fort, 1975 ; Mattauer, 1986), recent studies on the HP-LT rocks in the NW internal part of the belt (Honegger *et al.*, 1989;

Pognante and Spencer, 1991; de Sigoyer *et al.*, 1997; Guillot *et al.*, 1997; Le Fort *et al.*, 1997) show that continental subduction of the northern edge of the Indian margin below the Ladakh arc, during Upper Paleocene time (de Sigoyer *et al.*, 1998), has strongly influenced the building of the belt (Matte *et al.*, 1998). The outstanding preservation of petrological (Berthelsen, 1953; de Sigoyer *et al.*, 1997, Guillot *et al.*, 1997) and structural features in the different units around and within the HP-LT Tso Morari massif, located in Eastern Ladakh, lead to choose this area to study the mechanisms of rock exhumation in an active convergent zone.

The purpose of this paper is to discuss the exhumation processes of this HP-LT massif. For that, we describe the geological, structural and petrological relationships between the eclogitic unit and its surroundings, and then we focus on the tectono-metamorphic evolution of the eclogitic unit.

Concurrently $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages at about 30 Ma are obtained on recrystallised Tso Morari micas and allow to propose a scheme of this zone replaced in its global Himalayan context at this time.

2. Geological transect

The investigated area is located in the internal part of the Himalayan belt, in Eastern-Ladakh (NW India) (Fig. 1), it spreads from the Ladakh batholith to the North, related to the Tibetan margin (Le Fort 1986), to the Indian continental margin to the South (Fig. 2), between $78^{\circ}25'E$ and $77^{\circ}50'E$ of longitude and $34^{\circ}N$ and $32^{\circ}5'N$ of latitude. A geological map of the area is proposed (Fig. 2), based on satellite Spot images combined with field observations and with a

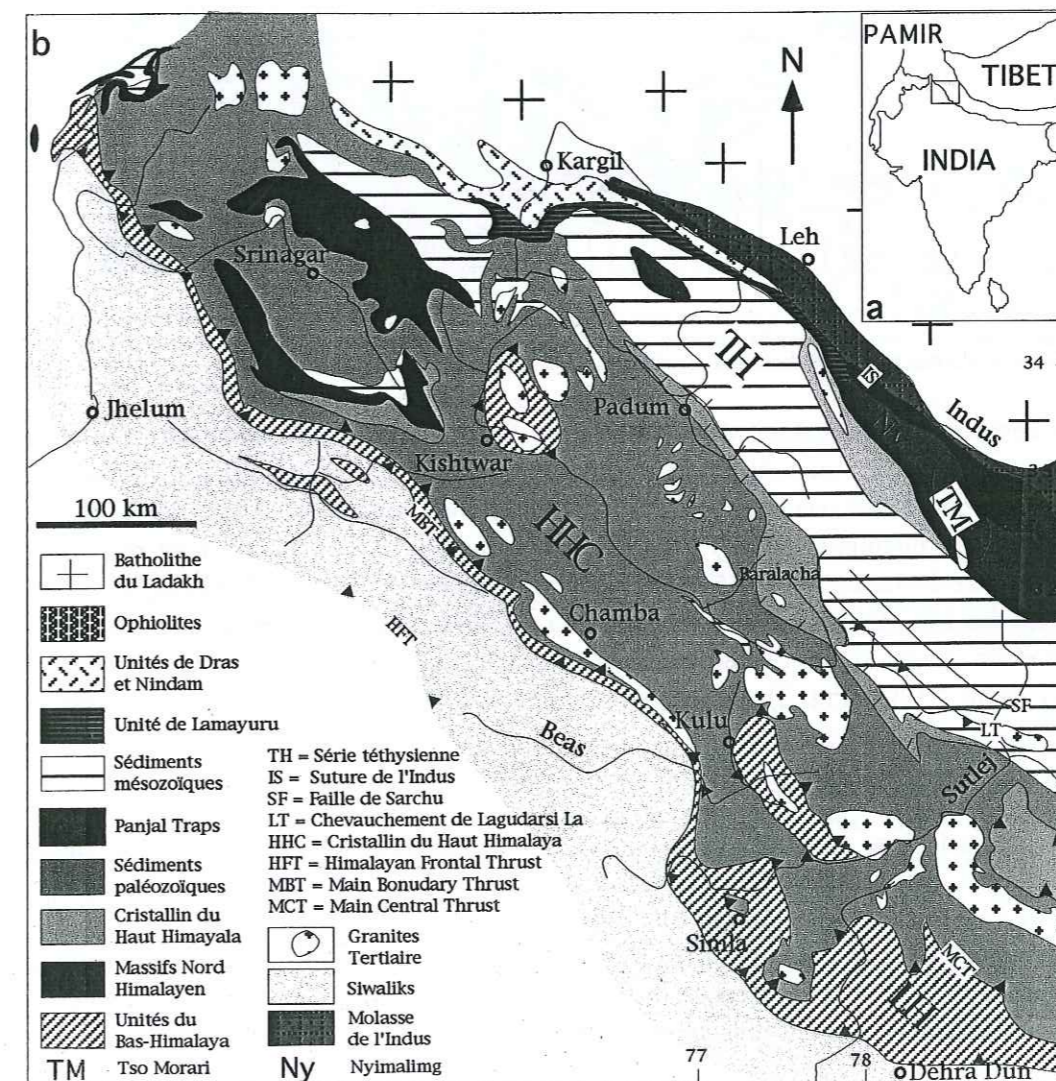


Fig. 1. (a). Localization of the studied area on a simplified map at plate scale. The box represents the investigated area. (b) Geological map of the NW Himalaya, modified after Steck *et al.* (1998).

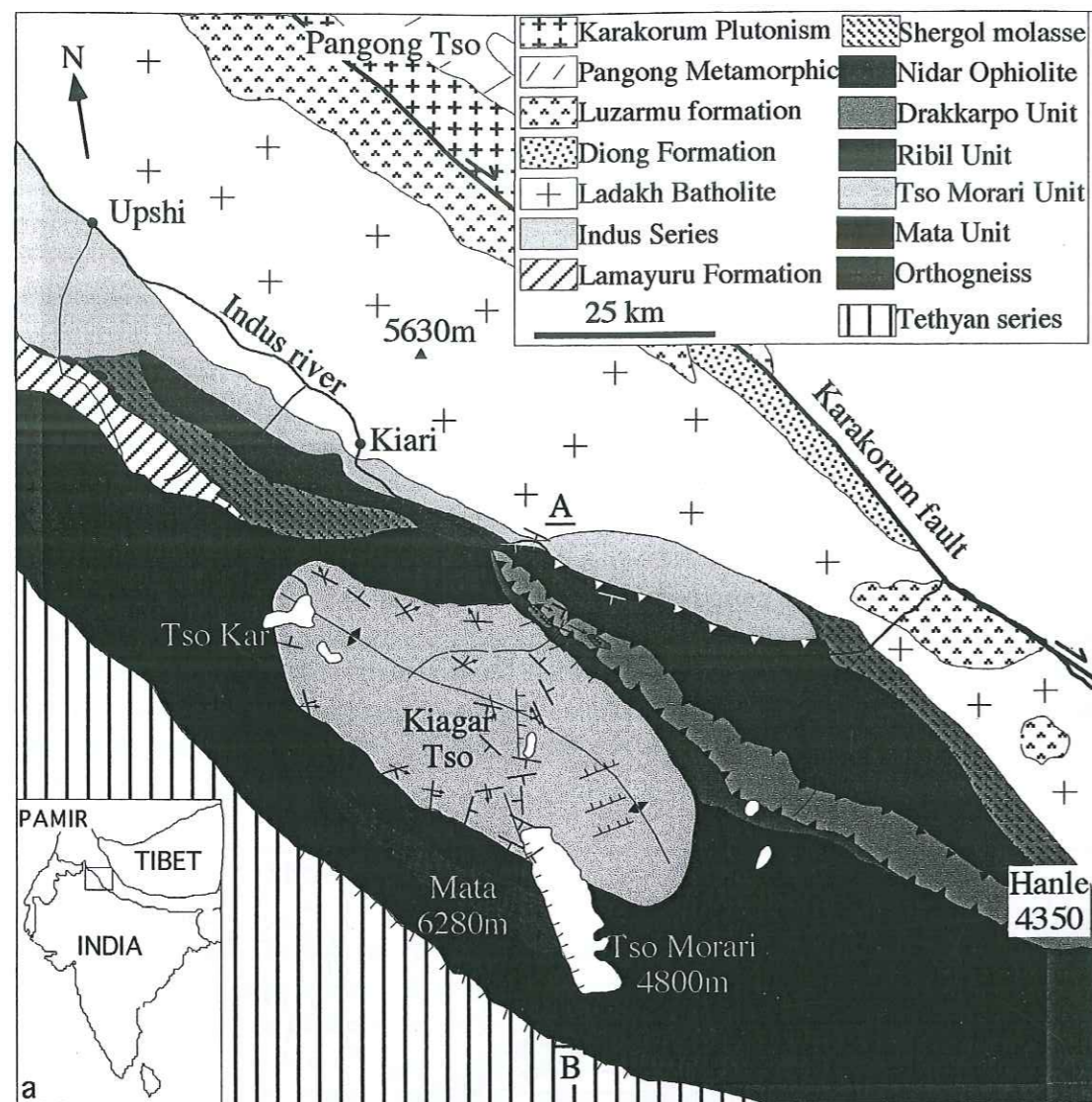


Fig. 2. (a). Localization of the studied area on a simplified map at plate scale. The box represents the investigated area. (b) Structural map of the Tso Morari area compiled after the satellite Spot image, after (Berthelsen, 1953; Thakur, 1983; Fuchs and Linner, 1996) and personal observations. AB represents the geological transect.

synthesis of previous works (Berthelsen, 1953; Thakur, 1983; Fuchs and Linner, 1996). A complete North-South geological transect has been done from the Chumatang village (Ladakh batholith) to the Phirse Phu valley (sedimentary cover of the Indian margin) (Fig. 3). Along this cross-section nine units are distinguished: (1) The Ladakh batholith, (2) the Indus molasses, (3) the Nindam flysch, (4) the Nidar ophiolite, (5) the Shergol conglomerate, (6) the Drakkarpo unit, (7) the Ribil unit, (8) the Tso Morari eclogitic dome and (9) the Mata unit. The observation of the area on the Spot satellite images shows that all the units present a striking "boudin" shape, with an elongation trend of about N120° (Fig. 2). The numbering of deformation stages on the different units is proping on the Tso Morari evolution.

(1) The Ladakh batholith

The batholith observed close to Chumatang belongs to the Ladakh block, also called the Transhimalayan batholith. This calc-alkaline batholith (Debon *et al.*, 1986; Le Fort, 1989) is mainly composed by dark granodiorite infilled by numerous granitic dykes. It corresponds to the magmatic arc on the southern active margin of the Asian plate related to the northward subduction of the Tethys ocean since the lower Cretaceous to the Paleocene (Le Fort, 1989 and references therein). In the studied area the granodiorites are affected by a post magmatic planar deformation

striking N120°, dipping 40° towards the south and they bear a N165° 35'S amphibole lineation. Before the India-Asia collision, part of the Ladakh batholith was an island arc while the other part was probably similar to the present day Andean margin, suggesting that it was already a thick crustal zone before the collision (Masclé, 1985). Now, its southern contact with the Indus sequences is a stratigraphical unconformity, overprinted by the main foliation.

(2) The Indus sequence

The Indus episutural sequence occurs in a great NE vergent synclinorium (D2) (Van Haver, 1984) (Fig. 3). Its northern limb is in stratigraphic contact with the Ladakh batholith, and it is limited to the South by the Nidar ophiolite (Fig. 2; 3). The sedimentary sequence begins to the North with yellow detritic formations similar to the Skinning and Temesgam formations (Late Cretaceous-Palaeocene) (Van Haver, 1984). These formations are followed by a coarse conglomerate with stretched granodioritic pebbles, probably related to the post lower Eocene Choksti conglomerate (Masclé *et al.*, 1986). Southwards, red continental pelites alternating with paleosols and green conglomeratic sandstones lying in channels, are observed. They are typical of the Oligocene Nurla formation (Baud *et al.*, 1982). The Indus formations observed in our cross-section are mainly continental, and represent the erosion of the Tibetan active margin from the late Cretaceous to the Oligocene (Van Haver, 1984).

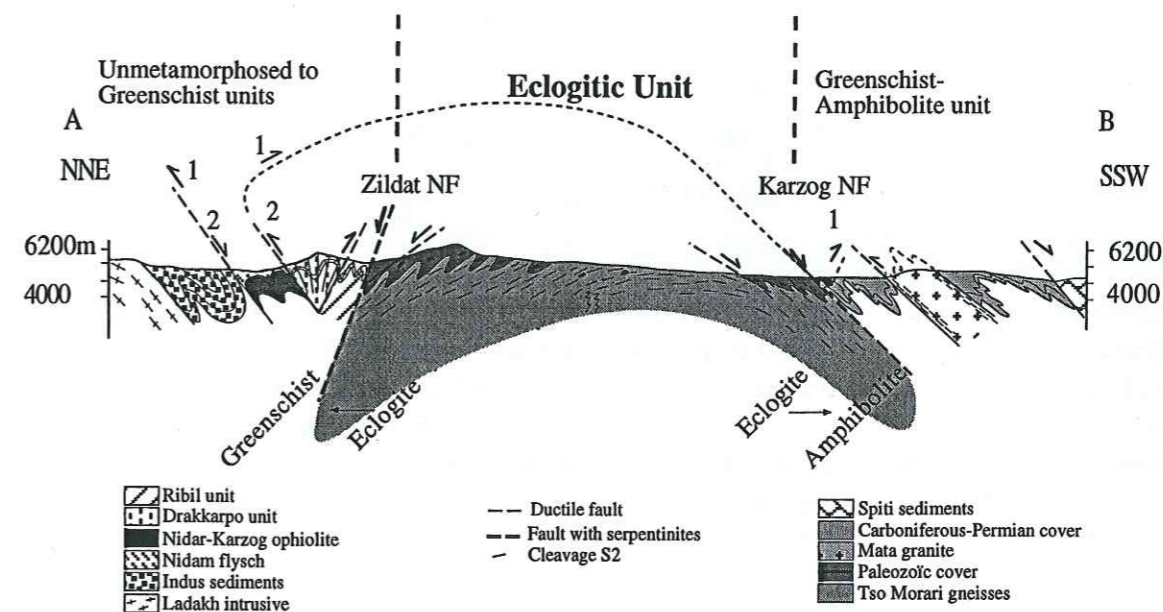


Fig. 3. North-South cross section, from the Chumatang village (Ladakh batholith) to the Phirse Phu valley (sedimentary cover of the Indian margin), (AB on the Fig. 2b). (1) The Ladakh batholith, (2) the Indus molasses, (3) the Nindam flysch, (4) the Nidar ophiolite, (5) the Shergol conglomerate, (6) the Drakkarpo unit, (7) the Ribil unit, (8) the Tso Morari eclogitic dome and (9) the Mata unit.

The main structural feature of the Indus sequences is characterized by hectometric NE vergent open (D2) folds with N120° S40° axial plane and axis striking N135°, plunging towards the SE at 35°. These folds are associated with the main foliation in this zone. In the inverted limb of the synclinorium, the Indus sequence is overturned. This deformation dated in the western Ladakh between 40 and 35 Ma by Van Haver *et al.* (1986) overprints a previous deformation (D1) stage characterized by south vergent synfoliated folds. The southern limit of the Indus sequences, consists of an upright north verging thrust, striking N70° and dipping at 80° to the South (Van Haver, 1984), reactivated as normal fault with a N60° SW50° stria; it separates the Indus sequences from the Nindam flysch (Fig. 2).

(3) The Nindam flysch

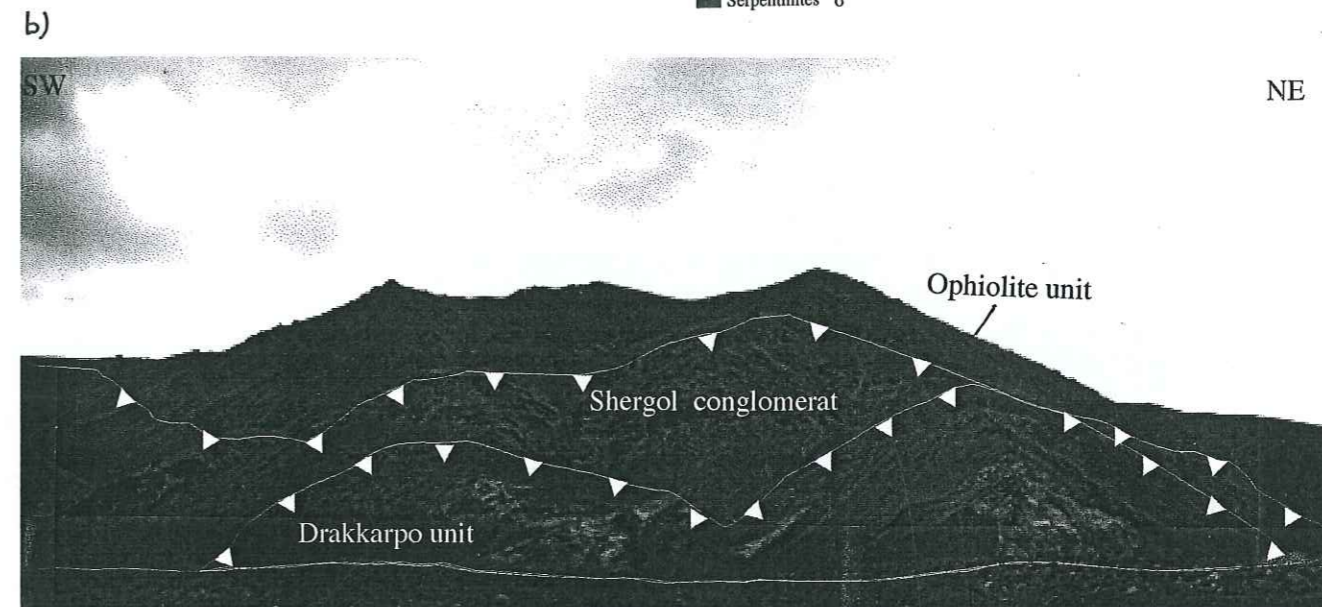
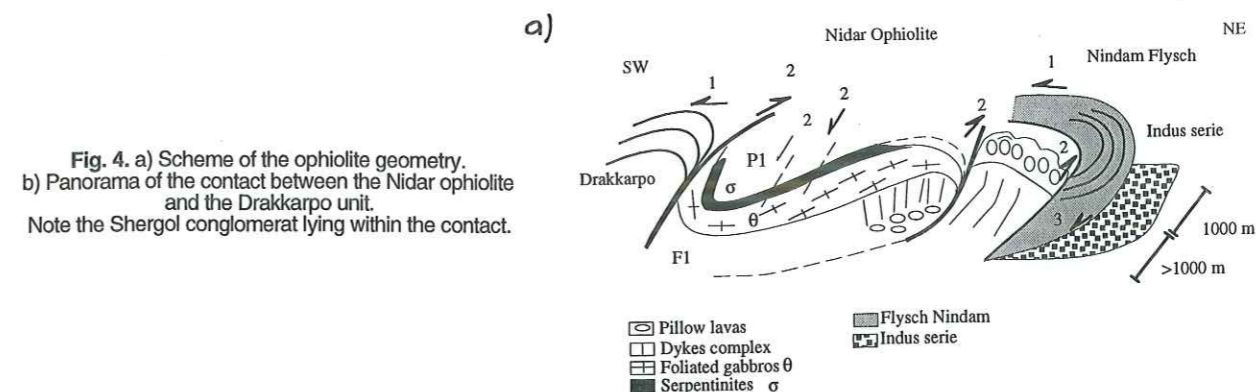
The thick (hectometric to kilometeric) Cenomano-Maastrichtian Nindam flysch consists of sandstones and pelitic rocks which come from the volcano-clastic products of the Ladakh magmatic arc (Bassoullet *et al.*, 1983). It had also recorded a polyphased deformation: it first overthrusts the Nidar ophiolite towards the South, and was secondly deformed by north vergent synfoliated folds which affected its basal contact.

(4) The Nidar ophiolite

Towards the South, in the Mahe-Sumdo valley, below the Nindam flysch, crops out the Indus suture zone *sensu stricto*. From North to South, the suture zone is composed by the complete ophiolitic series of Nidar followed by the volcanosedimentary slices of the Drakkarpo unit. At the map scale (Fig. 2) the ophiolitic complex has a striking elongated lens shape with a long axis of about N120° coherent with a NE-SW shortening direction. The first 1000 m of the Nidar ophiolite consists of well preserved pillow lava, overlying toward the South by a large dykes complex made of microgabbros infilled by many basic dykes with a N75° direction, dipping to the South at 55°. The magmatic contact between the ophiolite and the pillow lava dips toward the north (N136° N70°). The matrix of the pillow lavas and the basalts is made by glass and tabular plagioclases, the phenocrysts are mainly clinopyroxenes (augites), plagioclases and rare olivines. Late chlorites replace the clinopyroxenes, the basalts are fractured and infilled with carbonates, quartz and chlorites. Southwards, a 1 km wide level of gabbros replaces the dykes complex. The gabbros and dykes are separated by a thrusting contact. The gabbros present a magmatic foliation oriented at N130° dipping towards the South at 50°. They have a coarse grained equilibrated texture, composed by plagioclases and rare magmatic amphiboles. Above the gabbros, few hundreds of meters of serpentinites are observed. Within the serpentinites, cumulates of lower oceanic crust and mantle residue rocks are distinguished (Guillot *et al.*, 1998). The ophiolite complex is well preserved and mainly unmetamorphosed, only local occurrence of chlorites substituting the pyroxenes, and of carbonates, quartz and chlorite infilled in the fractures suggest hydrothermal metamorphism. The suture zone located between the Indian and Asian plates, is classically considered as a remnant of the Neo-Tethyan ocean (Bassoullet *et al.*, 1983; Ahmad *et al.*, 1996). However geochemistry on the volcanic member of the ophiolite (Thakur and Baht, 1983; de Sigoyer, 1998) suggests a forearc geodynamical setting rather than an oceanic one. The ophiolite undergone a polyphased deformation that leads to its partial overturning. The first kilometers from North to South of the ophiolite sequence is normal; on its southern part the dismembered sequence is overturned (Fig. 4a). This geometry is due to a first, folding and thrusting of the ophiolite (D1) toward the south, probably related to the obduction of the Nidar ophiolite on the Indian continental slope, during the Paleocene or upper Eocene (Fig. 4a) (Garzanti *et al.*, 1987). This situation is similar to the Spontang ophiolite thrust on the Zaskar platform more to the NW (Reuber *et al.*, 1987). Later, the ophiolitic nappe has been affected by a strong planar deformation striking N150° and dipping to the south at 70° (D2), associated with the northward thrusting of the southern Drakkarpo unit (Fig. 3), over the ophiolite. This event leads to the backthrusting of the Nidar ophiolite towards the north, and to the formation of large N140° directed folds, that partly overturned the ophiolitic complex towards the north-east (Fuchs and Linner, 1996). The Nidar ophiolite is also overthrust on its southern limb, towards the NE by a detritic continental series related to the Shergol conglomerate (Mascle *et al.*, 1986) (Fig. 2, 3, 4b)

(5) The Shergol conglomerates

This series lies in tectonic discordance on the ophiolite to the North and against the Drakkarpo unit to the South (Fig. 4b). The bottom of the series consists of a strongly coarse continental conglomerates coming from all the underlying units (Nidar ophiolite, Drakkarpo unit, Tso Moriri unit), topward the series is more rhythmic and thin and presents stream channels full of



microbreccias. This episutural formation is post collisional, it is not directly dated in Ladakh, but analogous conglomerates in a similar structural position are dated at Oligocene times in Tibet (Van Haver, 1984; Colchen *et al.*, 1987). The Shergol conglomerates correspond to the only erosional product of the internal Himalayan zone, in the studied area. It characterized the erosion of the Oligocene reliefs, produced during the thickening of the crust. In this unit we also observed slices of radiolarites, serpentinites and basalts in contact with the southern Drakkarpo unit.

(6) The Drakkarpo unit

The Drakkarpo elongated unit (Fig. 2), extends along 5 km wide and strikes along a N130° direction. This unit shows a double verging structure (Fig. 5). It overthrusts the Nidar ophiolite toward the North, and the Ribil unit toward the South. Its northern contact with the Nidar ophiolite involves the Shergol conglomerates (Fig. 4), suggesting that this contact was still active after the Oligocene time. This unit was interpreted as a part of the "Zildat ophiolitic mélange zone" described by Ahmad *et al.*, (1996). It consists of polygenic conglomerates, volcano-sedimentary complex associated with probable Permian limestone slices, overlaid by radiolaritic slices and pillow lavas (Fuchs and Linner, 1996). At the base of the unit crop out the conglomerates made by a matrix of schist, green sandstones, and calcareous slates in which lenses of tuffs, basalts, serpentinites, quartzites, micaschists, radiolarites are observed. Basaltic tuffs embedded in a gray matrix of carbonate, quartz, sphene, oxides, white micas, with apparition of late chlorite and plagioclase represent the main lithology of the unit. The tuff pebbles consist of glass and tabular plagioclases. Some relictual magmatic augites and altered plagioclases are also recognized. In the holes of the tuffs and in the fractures, carbonates, chlorites and oxides have crystallized, suggesting greenschist facies metamorphic imprint. Huge lenses of massive white limestones

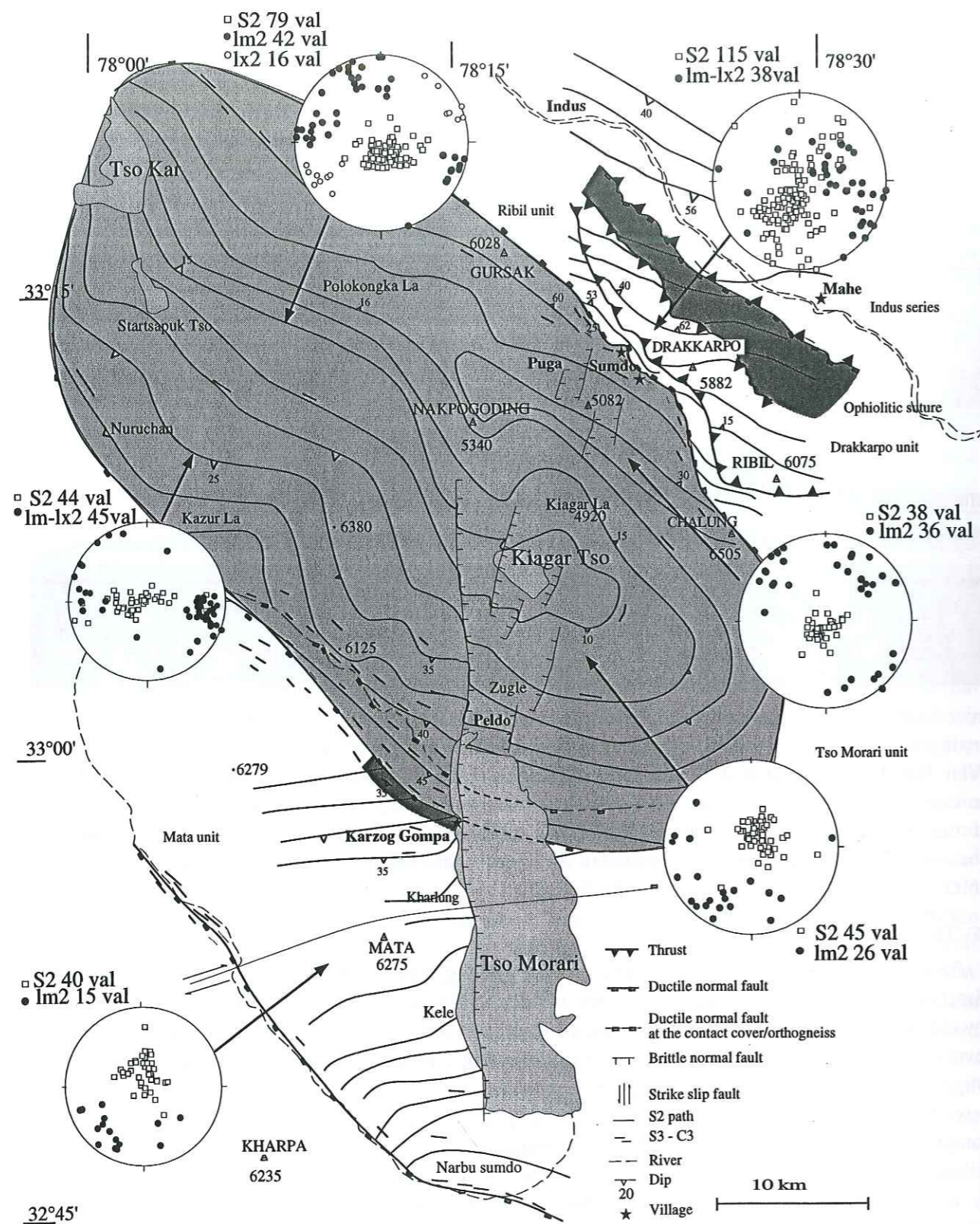


Fig. 5. Structural map of the studied area showing the schistosity (S2) trajectories in the different units. Some stereoplots of the main schistosity (S2) and of the mineral lineation (Lm2) and stretching lineation (Lx2) are shown in the Drakkarpo unit, the Tso Morari unit, and the Mata unit. The localization of the dated samples (Lk 93-40, Lk93-42) is plotted on this map.

typical of platform facies environment, and full of ferro-manganese coating are also present in the Drakkarpo unit (Fig. 6). These limestones are embedded in red sandstones, the latter are dated by planktonic fauna from Upper Albian to mid Cenomanien (Fuchs and Linner, 1996). The limestones of Drakkarpo unit could represent an equivalent of the Photaksar unit, observed below the Spong tang ophiolite (Colchen *et al.*, 1987) in which Permian and Albian limestones were described at the base and in the upper part of the serie, with indian and oceanic affinities. The occurrence of tuffs in the basal conglomerates, imposes the presence of effusive magmatism above the sea level in this area, before the indian-asian collision. Furthermore, according to Fuchs and Linner (1997) and to de Sigoyer (1998) the volcanic rocks of the Drakkarpo unit have alkaline affinities, their geochemical features suggest an oceanic island origin. Due to the location of this unit, south of the Nidar ophiolite and north of the indian margin, and to the occurrence of polygenic conglomerates and Permian limestones basement, we propose that the Drakkarpo unit represents an oceanic alkaline island built on the northern part of the indian margin. This unit was probably separated from the indian margin during the Permian rifting. It was followed by an effusive magmatism with OIB affinities. Later the occurrence of white Cretaceous limestones followed by pillow lavas and radiolarites suggest a deeper context of deposit (Fuchs and Linner, 1996).

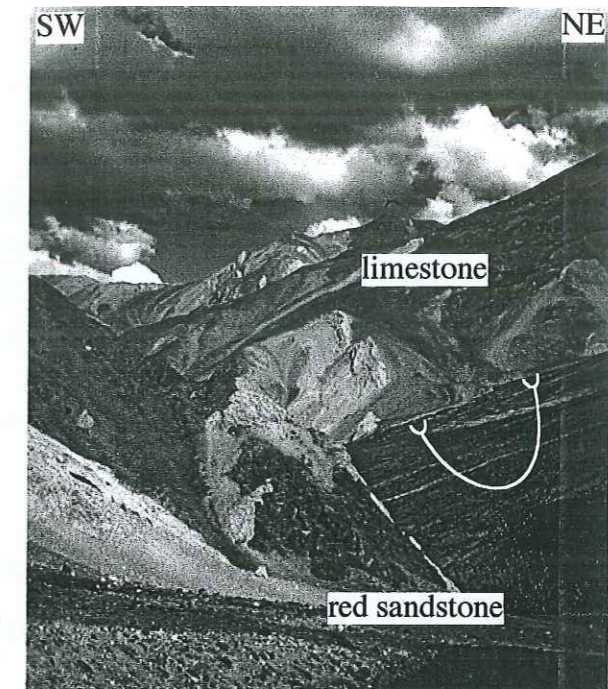


Fig. 6. Photograph in the Drakkarpo unit of the white limestones embedded in red sandstones.

An alignment of the white limestones is observed in the landscape and in the spot images, parallel to the whole N 120-140° strike elongation of the Drakkarpo unit and to the stretching and mineral lineation (L2) in the center of the unit (Fig. 5, 6). The mineral lineation Lm2 strikes N80° and dips at 40° on the borders of the unit, and is about N120° on the core, whereas the F2 folds axis strike about N140°. The S2 foliation is axial plane of the folds (F2), roughly oriented N120-140°; S2 dips to the south in the northern part of the unit and to the North in the southern part, leading to the fan shape of the unit. The F2 folds overprinted a previous S1 foliation. Double sense of shearing are commonly observed, they seem contemporaneous to the S2 schistosity and the L2 lineation. Later, a stretching lineation, Lx3, striking N30° is mainly observed on the borders of the unit. This stretching lineation perpendicular, to the boundaries of the unit is contemporaneous with the double thrusting event. The Drakkarpo unit was affected by greenschist metamorphic conditions during the D2 event, corresponding to a N30° horizontal compressional event during the India-Asia collision. This horizontal N30° compression leads to the N130-120° stretching of the Drakkarpo unit, and to the whole boudinage of the suture zone.

The petrological and structural features of the Drakkarpo unit are inconsistent with the hypothesis of a "mélange zone" as it was proposed (Jan, 1987, Ahmad *et al.*, 1996), where slices stack up and high pressure rocks should be expected. We proposed that the Drakkarpo unit consists of an oceanic island built on an indian basement.

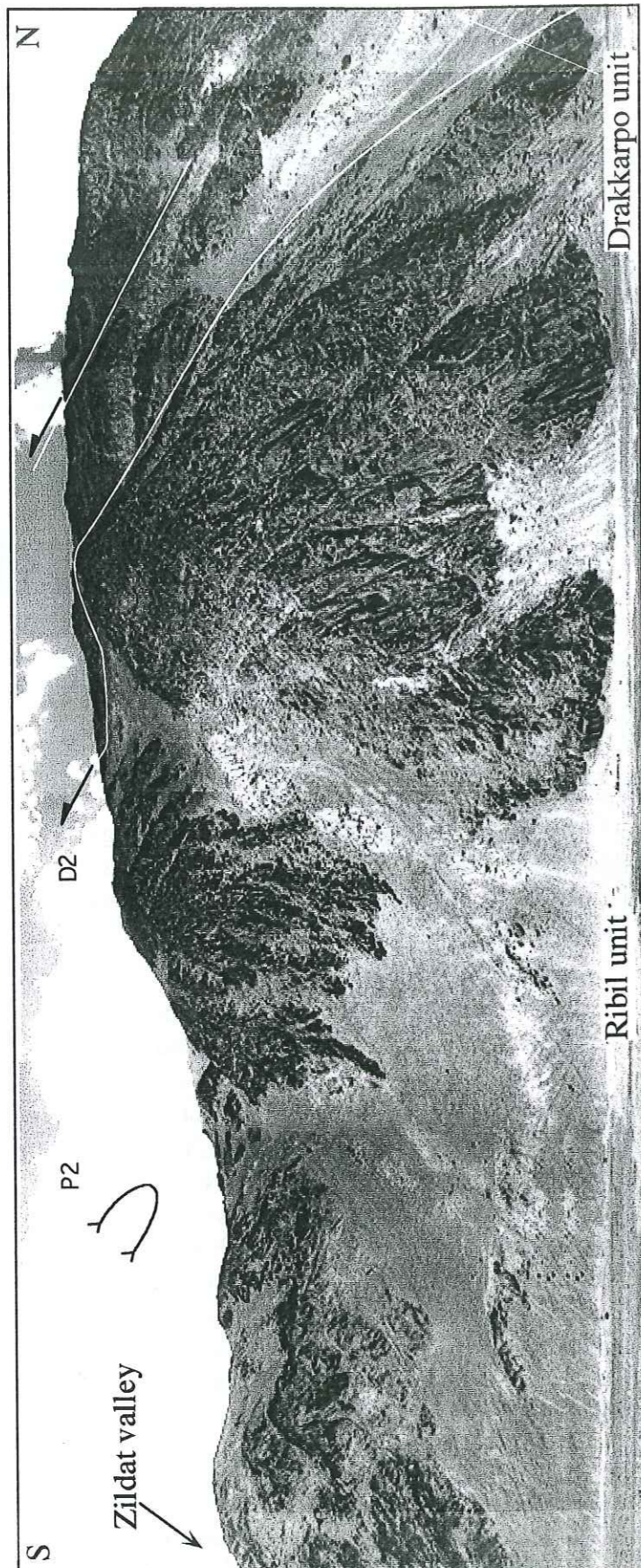


Fig. 7. Panorama of the thrusting contact between the Drakkarpo unit and the Ribil unit.

(7) The Ribil unit

To the south, on the northern side of the Ribil valley, the Drakkarpo unit thrusts upon the Ribil unit (Fig. 2, 3, and 7). The latter was interpreted as a part of the "Zildat ophiolitic mélange zone" (Ahmad *et al.*, 1996), where occurrence of blueschists were mentioned close to the Tso Morari (Jan, 1987). The Ribil unit consists of agglomeratic slates, overlaid by reddish brown dolomitic marbles and associated with pyroxenes bearing basalts, as well as vesicular basalts. Fuchs and Linner (1996) propose from the nature of the different levels (agglomeratic slates, limestones, and Panjal trapps) and the occurrence of brachiopod fragments in these marls, an Upper Palaeozoic age (Upper Carboniferous to Permian) for this unit. It probably constitutes the basement of the Lamayuru succession, and represents the distal part of the Indian continental margin (Colchen *et al.*, 1994). However, geochemical data on the basalts (de Sigoyer, 1998) rather suggest an alkaline OIB origin, like the Drakkarpo unit. The rocks are weakly metamorphosed under greenschist facies conditions.

The deformation in the Ribil unit is characterized by hectometric south vergent synfoliated folds (D1-D2), which lead to a NE dipping foliation, associated with shear planes showing early thrusting movement toward the SW (Fig. 5, 7, 8). Close to the Tso Morari unit these folds are overprinted by late NE normal ductile shears (D3), characterized by (1) C/S structures dipping to the NE, (2) training fold with axial plane oriented N130° N25, and followed by (3) kink bands (D3), and normal brittle fault, dipping to the NE. The stretching lineation is perpendicular to the border of the unit.

To the South, the Ribil unit is separated from the Tso Morari eclogitic unit by the Zildat detachment zone (Fig. 8).

(8) The Tso Morari unit

The Tso Morari unit (TMU) outcrops south of the Ribil unit, it has an elongated shape, striking NW-SE, like the ophiolitic unit and the Drakkarpo unit (Fig. 2). It is long of 100 km and large of about 50 km. In a north-south cross section (Fig. 3) it shows a dome-like geometry (Thakur, 1983), limited by two normal ductile zones, the Zildat detachment zone to the North and the Karzog detachment zone to the South (Fig. 3, 5). The TMU represents a remnant tilted block of the Indian continental margin (Colchen *et al.*, 1994) composed by a core of orthogneiss intruded in more or less deformed Cambro-Ordovician sediments (Trivedi *et al.*, 1986; de Sigoyer *et al.*, 1998), overlaid by a Palaeozoic metasedimentary cover. The serie developed from the Upper Carboniferous to Permian is mainly observed on the border of the dome (Colchen *et al.*, 1994; Fuchs and Linner, 1996). It consists of metapelites, metagreywackes, grey metacarbonates, reddish permian metadolomites, metaquartzites. Lenses of metabasic bodies are observed, some are infilled in the orthogneisses and correspond to doleritic dykes. The other lie in the cover, are associated with the dolomitic permian levels. All have continental tholeiitic affinities (de Sigoyer, 1998) and are related to the Carboniferous-Permian rifting of the Neo-Tethys (Bassoulet *et al.*, 1983; Honegger *et al.*, 1982). Granitic intrusions in the orthogneisses around the Polokongka La pass have also been described by Thakur, (1983). Such granitic intrusions are observed in many

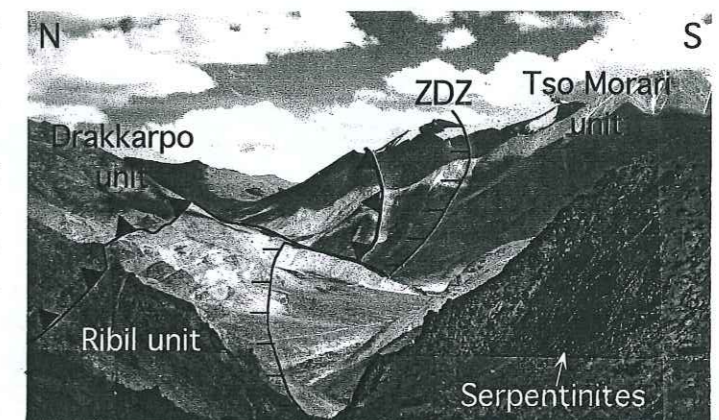


Fig. 8. Photograph within the Zildat-Ribil valley of the normal Zildat Detachment Zone (ZDZ), between the Ribil unit and the Tso Morari eclogitic dome, and of the thrusting contact between the Drakkarpo unit and the Ribil unit. Note the presence of serpentinites in the Zildat detachment zone.

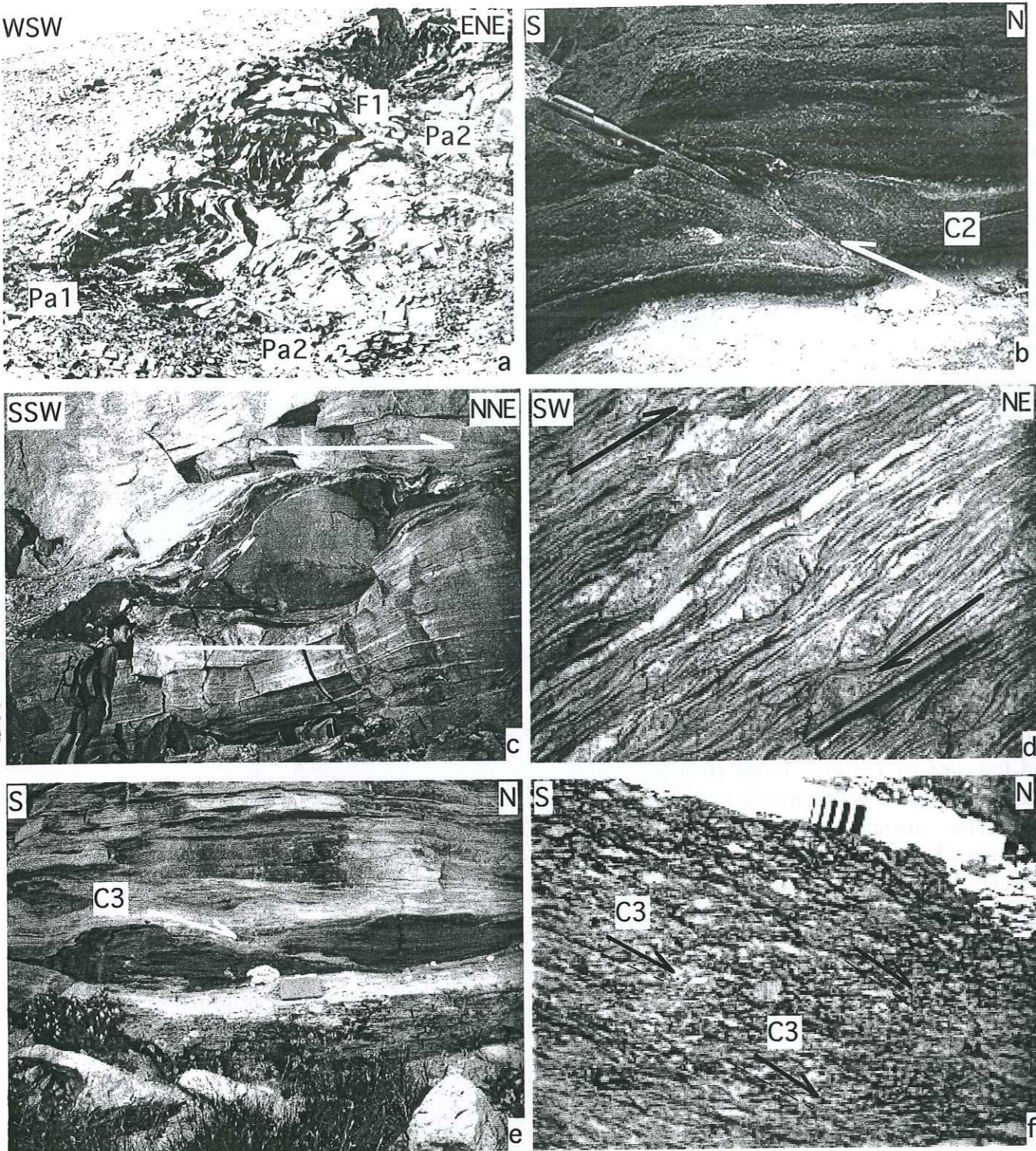


Fig. 9. Photographs of D1-D2-D3 in the Tso Morari dome. (a) F1 vertical fold, in the northern limb of the dome, axis F1 (N40° N 10°). The F1 fold is overprinted by F2 recumbent folds, F2 axis (N175° N14°). (b) D2 thrusting structures in metabasalt lenses, in the F1 limb, showing top to the South movement, located in the northern limb of the dome. (c) Metabasic lense in the southern limb showing a top to the north kinematic. (d) Top to the north shears C2 in metagranite of the southern limb. (e) C3 normal shears in metabasalt lenses the northern limb of the dome showing top to the north movement. (f) the C3 shears deform an orthogneiss in the northern limb of the dome, and show top to the north normal movement.

other places in the Tso Morari unit. A petrological study shows that they undergone the HP-LT metamorphism, like the other lithologies (de Sigoyer, 1998). According to Fuchs and Linner (1996) the Polokongka La granites form a part of the Cambro-Ordovician crystalline core of the Tso Morari unit, and were dated by Rb/Sr method at 487 ± 25 Ma (Trivedi *et al.*, 1986) and Sm/Nd method at 458 ± 14 Ma, on apatite, garnet and whole rock (de Sigoyer *et al.*, 1998). These ages

and the petrological arguments confirm the affiliation between the Polokongka La granite with the Ordovician orthogneiss recognized all over the Rupshu and Nyimaling area (Stutz and Steck, 1986) and they confirm the Indian origin for the Tso Morari unit.

The main striking feature of the Tso Morari unit is its elongated dome geometry (Fig. 5). In a north-south cross section (Fig. 3), the schistosity is flat on the center of the unit and becomes steeper toward its borders. Three main stages of ductile deformation are observed.

The first stage (D1) is preserved in the central part of the unit. The second one (D2) is well developed all over the unit except on its border, where the (D3) deformational stage strongly overprinted it.

The first stage (D1) consists of steep isoclinal folds (F1) of centimetric to hectometric scale associated with a sub-vertical schistosity (S1), oriented at N50° N70 (Fig. 9a). The Ix1 stretching lineation N45° S55°, is roughly parallel to fold axis. If the relics of D1 structures were not rotated during the further stages of deformation, the vertical folds and schistosity suggest a strong horizontal shortening during D1. The S1 schistosity is underlined by an eclogitic mineral association (de Sigoyer *et al.*, 1997). The HP assemblages are better preserved in the metabasic lenses rather than in the metapelites (Guillot *et al.*, 1997) or in the metagranites. Nevertheless, all the lithologies of the unit present relictual evidence of HP-LT metamorphism at about 20 ± 3 kbar and $580 \pm 60^\circ\text{C}$ (de Sigoyer *et al.*, 1997; Guillot *et al.*, 1997, de Sigoyer, 1998) (Fig. 10).

The D1 stage is deeply overprinted by the development of recumbent isoclinal to open metric folds (F2) associated with horizontal S2-I2 structures, which characterize the main (D2) deformational stage of the Tso Morari unit (Fig. 3, 5). In the central part of the unit, where the S2 schistosity is flat, the fold axis Ia2 strike N130°, they are subhorizontal, and parallel to the mineral lineation (Im2) (Fig. 5). On each station, variable senses of shear are observed associated with the recumbent folds (F2). Opposite rotation senses of K-feldspar porphyroclasts are also observed on the same outcrops. Going on the borders of the unit, the S2 schistosity, associated with the (F2) folds, is steeper. Between the opposite limbs of the unit the schistosity is symmetrical, conferring to the unit its domal shape. The folds F2 are convergent between the northern and the southern limbs of the dome toward the core. As the polarity of the series remains normal all over the Tso

Morari dome, the fold F2 are south verging in the northern limb of the unit and north verging in the southern part (Fig. 9a). These antagonistic fold verging between the limbs of the dome are confirmed by shear criteria observed at different scales. For example, asymmetric mafic lenses are noted in the northern limb showing top to the SW thrusting verging (Fig. 9b), whereas in the southern limb the same kind of boudins show top to the NE verging (Fig. 9c, d; 11). Such unusual convergent structures may be due to a strong horizontal shortening. However in many outcrops several different senses of shearing are seen, and they strongly complicate the kinematic interpretation. As we never observed evidence of superposition of the structures related to the D2 deformational stage, and as the D2 structures are always underlined by blueschist mineral assemblages, everywhere in the dome (Guillot *et al.*, 1997) (Fig. 10), we propose that the opposite

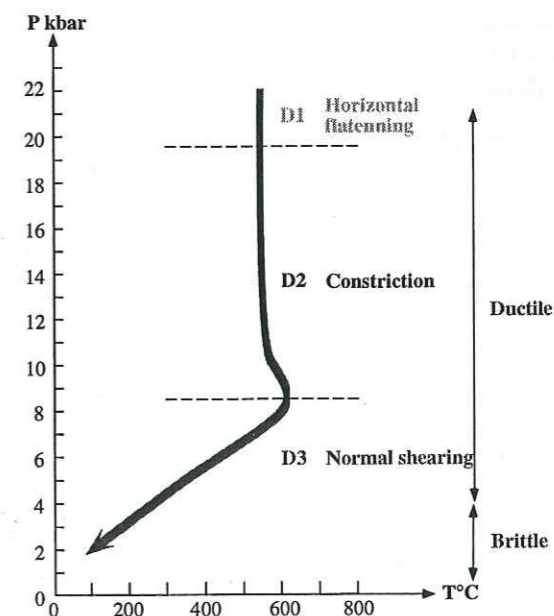


Fig. 10. P-T path showing the tectometamorphic evolution of the Tso Morari dome (de Sigoyer *et al.*, 1997; Guillot *et al.*, 1997).

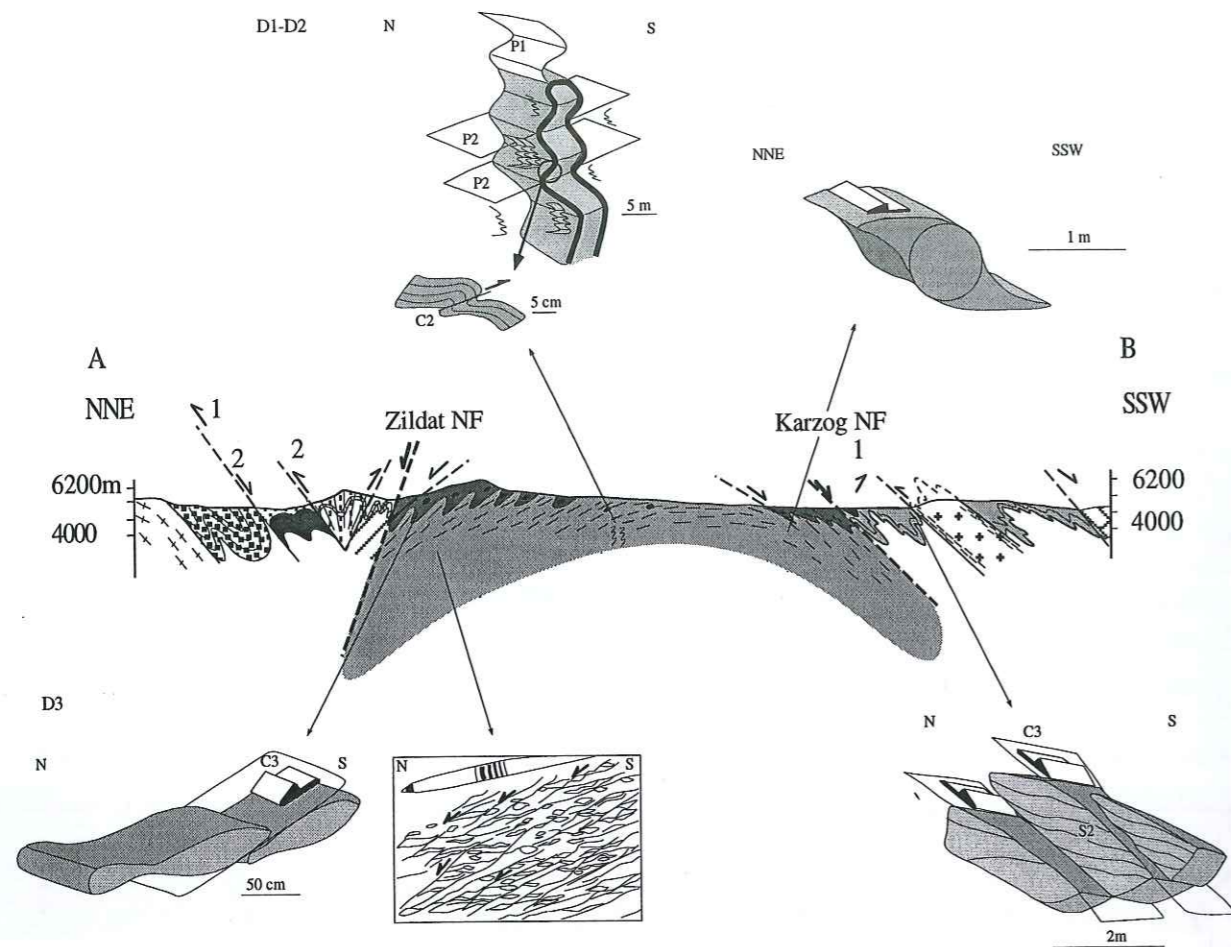


Fig. 11. Structural N-S cross section, showing the vertical D1 folds in the core of the dome, the convergent D2 structures observed from the different limbs of the Tso Morari dome and the divergent D3 structures in the borders of Tso Morari dome and in the Mata unit.

sense of shear observed on the same outcrop and opposite vergent folds observed in the limbs of the dome correspond to a single deformational event in a co-axial tectonic regime.

As we mentioned, the D2 stage was partly overprinted by D3 normal shear planes. The C3 planes are mainly developed in the metagranites and metapelites. In the first one, the C3 planes are localized on the border of the K-feldspar porphyroclasts. The shear planes are underlain by albite, biotite replaced by chlorite, suggesting amphibolitic followed by greenschist facies conditions during D3. In the central part of the unit the transition from D2 to D3 is marked by stretching lineations $lx2-3$ perpendicular to the $la2$ axis. However the D3 structures are mainly localized on the borders of the dome, in two normal detachment zones, the Zildat detachment zone to the north (Fig. 8) and the Karzog one to the south (Fig. 2, 3, 5), which separates the HP-LT Tso Morari unit from the weakly metamorphosed bordering units.

The Zildat detachment zone represents the northern limit of Tso Morari unit (Fig. 3). This zone follows the Zildat valley West of Sumdo, and continues in the southern side of the Ribil valley, East of Sumdo (Fig. 3, 8). The detachment zone is a ductile zone of deformation dipping toward the north. It is cross-cutted by a steep brittle normal fault, striking NW and dipping about 70° to the North (Fig. 8). All along the ductile zone, occurrences of metric serpentinite lenses with a mantle wedge signature are observed (Fig. 8). This suggests that this fault was initiated within the mantle wedge (Guillot *et al.*, 1998). The footwall of the detachment zone is located in the Tso Morari unit, it corresponds to a large deformed band, of more than one kilometer wide, where a NE dipping cleavage C3 striking $N120^\circ$ and dipping at 20° to the North is observed. This cleavage

is associated with S3/C3 structures showing a top to the NE movement (Fig. 9e). The stretching lineation $lx3$, $N65^\circ E30^\circ$ in the footwall of the detachment zone is associated with the normal S/C movement, this stretching lineation is orthogonal to the F3 training folds, ($la3$ fold axis $N165^\circ N15^\circ$), and to the unit boundary. In the hanging wall of the Zildat detachment zone which corresponds to the Ribil unit (Fig. 3, 5), few shear indicators are observed. The contrasted record of the deformation between the footwall and the hanging wall of the Zildat ductile zone, are interpreted as a consequence of a strong vertical motion of the HP Tso Morari unit relative to the Ribil unit (Fig. 11). In the metapelites of the northern border of the dome, the C3 shears are underlain by chlorites and rare biotites. These minerals suggest lower amphibolitic to greenschist conditions during D3.

The southern border of the Tso Morari unit is also affected by a thick normal ductile shear zone, larger than five km wide, dipping southward, defining the Karzog detachment zone. This zone separated the Tso Morari HP-LT unit from the less metamorphosed Mata unit to the south. In this zone the stretching lineations ($lx2-3$) striking $N170^\circ$ are perpendicular to the shearing planes. The S3/C3 structures in the orthogneisses suggest normal movement top to the SW, the S2-S3 schistosity strikes $N70^\circ$ and dips at 20° to the SE, these structures represent the third deformation stage (D3). In this zone, the transition between the orthogneissic core of the dome and the sedimentary cover is underlain by the Peldo normal fault (Fig. 5). The rocks of the Karzog detachment zone recorded a slight temperature increased up to $630 \pm 30^\circ C$ at around 9 ± 1 kbar during the D3 event (Guillot *et al.*, 1997) (Fig. 10). During D3, the metabasic eclogitic lenses were fractured, a progressive re-crystallization under amphibolitic conditions is noted along the fractures and on the borders of the lenses (de Sigoyer *et al.*, 1997). All the steps from fresh eclogites to deeply recrystallized amphibolites are observed. In contrast, in the northern limit of the Tso Morari dome the transition from HP-LT metamorphism recorded in the Tso Morari unit to the greenschist conditions recorded in the Ribil unit is strong. D3 began under amphibolitic or greenschist conditions, depending on the location in the dome, and continued in the brittle field of deformation, by the development of tilted block limited by normal fault, north verging in the north and south verging in the south of the dome.

The progressive transition from the Tso Morari unit with its southern surrounding contrasts with the steep transition in the northern part of the massif. Such a dissymmetry could be important to understand the exhumation processes.

(9) The Mata unit

South of the Karzog detachment zone, crop out, in the core of a synclorium, serpentinites and chromitic pods, associated with basaltic lavas. For Berthelsen, (1953) they are a witness of an oceanic ophiolite. Thakur, (1983) interpreted these rocks as an ophiolite outlier which belongs to the stratigraphic sequence of Zaskar. Whereas for Linner *et al.*, (1997) these rocks represent the initiation of oceanic crust during the Permian rifting and led to the individuality of the Tso Morari Crystalline tilted block. Following the classification of Thayer (1964), chromitite deposits are known only in two distinct contexts, the stratified igneous complexes, and the ophiolitic complexes. As no evidence of stratified complex is noted in the Karzog zone, the occurrence of chromite reflects the presence of an ophiolitic sheet thrust above the Mata unit. The Karzog ophiolite could be the southern continuity of the Nidar ophiolite (Fig. 3), obducted over the Indian continental margin, like the obducted Spontang ophiolite, in the western part of Ladakh (Reuber, 1990). After its obduction the Karzog-Nidar ophiolite has been dismembered during the exhumation of the Tso Morari eclogitic unit. Under the Karzog ophiolite crops out the sedimentary series of Mata, petrologically different from the Tso Morari unit. The Permian Mata series is normal (Viridi *et al.*, 1978), it is deformed by synfoliated north-vergent folds. Going to the south of Karzog, the Mata-Rupshu granite is observed in the core of a recumbent north vergent anticline. In the upper part of the Mata crest (6275m), the granite is intruded by doleritic sills. The

granite seems to be undeformed in its central part, and gets foliated toward its margins, with top to the north movement. Due to these structural features, Thakur (1983) interpreted it as syntectonic intrusion in the Permian sedimentary cover. However, Trivedi *et al.* (1986) proposed a Rb-Sr age of 487 ± 14 Ma for the Mata-Rupshu granite. A Rb/Sr age of 460 ± 8 Ma was obtained on the Nimaling crystalline dome located more to the north-west (Stutz and Steck, 1986) suggesting that the Mata granite represents the SE prolongation of the Nimaling crystalline dome (Fuchs and Linner, 1996). South of the Mata-Rupshu granite, a thick metasedimentary cover is developed. It begins with reddish brown dolomitic slates, overlaid by dark slates which show alternance of quartzitic and calcareous levels. In these latter levels, we found shell fragments and remains of ammonites, described by Viridi *et al.* (1978) as Permian fossils. However Fuchs and Linner (1997) and Steck *et al.* (1998), attributed this sequence to the Lower Palaeozoic Haimanta group. All the sequence underwent a polyphased deformation. As the serie is normal above the Mata granite, and as top-to-the-NE senses of shear are observed in the northern limb of the granite, the (F2) folds, that deformed this unit, are north-vergent. The main foliation S2 dipping to the south is axial plane of north vergent folds F2 (Fig. 5). The fold axes strike about N120° in the northern part of the unit, but are disturbed in the southern part where they strike N45°. The stretching lineation Lx2 strikes N160° to the north of the unit and is also disturbed in the southern part of the unit (N20°). Later, S3/C3 normal ductile structures, showing top to the south-west movements overprinted D2 structures. These normal ductile shear planes are mostly developed in the southern part of the unit, close to the Phirse valley. They lead to the top to the south movement of the Spiti sedimentary cover (Fig. 11).

All the structures described in the Mata unit were perturbed and rotated by a latter fault network still active nowadays, that could explain the striking difference noted in the La2 and Lx2 directions between the northern part and the southern part of this unit (Fig. 5). This fault network leads to the formation of pull apart basins, and dextral strike slip faults. As we can see on the (Fig. 2) north of the studied area, crops out the dextral Karakorum fault. The fault system developed in the Tso Morari and Mata area could be related to the Karakorum fault, and represent conjugated faults, striking north-south and N80° (Fig. 5).

South of the Karzog detachment zone no relics of eclogites were found. However in the northern part of the Mata unit occurrence of metabasite rocks composed of actinolite, biotite, plagioclase, zoisite, chlorite, black oxide and carbonate. These minerals underlain the S2 schistosity, and suggest upper greenschist to epidote-actinolite amphibolitic conditions during D2 (de Sigoyer, 1998). D3 also began under greenschist conditions, and continued under brittle field of deformation. The Mata unit, like the rocks of the Nimaling unit, located in the north-eastern prolongation of the Tso Morari area, has probably never been metamorphosed at high metamorphic grade. These petrological features added with the observations of Fuchs and Linner, (1996) on the Rupshu granite, argues that the Mata-Rupshu unit represents the southern prolongation of the Nimaling dome (Fig. 1, 2) (Steck *et al.*, 1993).

3. Bulk strain pattern and deformational evolution

The salient tectonic feature of eastern Ladakh is the NW-SE stretching direction for all the units, associated with a roughly N120° foliation, consistent with a NE-SW (N30°) horizontal shortening, which corresponds roughly to the direction of convergence between the Asian and Indian plates (Patriat and Achache, 1984). An other striking feature of this area is the juxtaposition of strongly contrasted tectonometamorphic units representative of different structural levels. According to petrological and structural observations, three main domains are distinguished. The Northern domain, corresponds to the suture zone. It is composed by the juxtaposition of units with Asian affinities (Ladakh batholith, the Indus sequence), Tethyan (the ophiolitic zone), and island oceanic origin (the Drakkarpo unit, and the Ribil unit) (Fig. 2, 11, 12, 13). The northern domain is roughly unmetamorphosed or slightly metamorphosed under

Deformation stage	Indus serie	Nidar ophiolite	Drakkarpo unit	Ribil unit	Tso Morari unit	Karzog ophiolite	Mata unit
D1 Structures Upper Eocene Cause	NE SW vergent folds indian subduction	SW vergent folds ophiolite obduction to the SW	G? ?	G SW vergent folds ophiolite obduction to the SW	Vertical folding Tso Morari exhumation	E SW vergent folds Gs? Ophiolite obduction	SW Gs? ?
D2 Structures Cause			Double thrusting structures Tso Morari exhumation	G SW vergent folds NE extension Tso Morari exhumation	Horizontal folding Tso Morari exhumation	BS NE vergent folds Gu SW normal shears Tso Morari exhumation	NE vergent folds Gu Tso Morari exhumation
D3 Structures Oligocene Cause	NE folds backthrust Tso Morari exhumation	NE folds backthrust Tso Morari exhumation			Normal ductile Brittle shears Tso Morari exhumation	A/G	G

E : Eclogite facies; BS : Blue Schist facies; Gu : upper Greenschist facies; G : Greenschist

Fig. 12. Table showing the (D1-D2-D3) stages of deformation in the different units.

greenschist conditions. The Central Domain corresponds to the Tso Morari eclogitic unit, and the Southern Domain contains the weakly metamorphosed (upper greenschist) Mata unit and the Karzog ophiolite (Fig. 13). In order to understand the mechanisms of exhumation, the evolution of the HP Tso Morari unit is compared to its surroundings. It allows to deduce the bulk finite strain pattern and the principal directions of finite deformation in these units.

The northern domain : the suture zone

Nowadays the northern domain is characterized by a double NE and SW vergence (Fig. 12, 13). Actually the units from the Ladakh batholith to the Nidar ophiolite first recorded south vergent structures (D1), overprinted by NE vergent folds (D2), considered as backthrusting, dated at (40-35 Ma) Van Haver *et al.* (1986), whereas the Ribil unit to the south shows SW vergent structures (D1-D2) followed by NE extension (D3) in the hanging wall of the Zildat detachment fault. The Drakkarpo unit has a fan shape related to its intermediate position, making the transition from north verging to south verging structures, and probably structured during D2-D3 events. This structural difference can be correlated with the stratigraphical one, the Drakkarpo and Ribil units are oceanic islands probably built on an Indian basement, while the northern units belong to the suture zone and the Asian margin. The D1 stage reflects the southward obduction of the ophiolite on the Indian margin, at the beginning of the continental subduction. This obduction probably induced greenschist facies metamorphism on the underlain Drakkarpo and Ribil units. The D2 stages mainly affected these two units, and corresponds to the pinching of Drakkarpo and Ribil unit between the Asian and Indian plate during the exhumation of the Tso Morari. It is followed by D3 north-east vergent backthrusting, backfolding and extensional movements in the ophiolite, Indus serie and the Ribil unit respectively. D3 is related to the piercing of the dome on the surface, that leads to the pinching of the northern domain between the Ladakh batholith and the Tso Morari unit (Fig. 12, 13). The implication of the Shergol conglomerates in the tectonic contact between the Nidar Ophiolite and the Drakkarpo unit suggests that the north vergent movements (D3) were active during the thickening of the crust at Oligocene times. Van Haver, (1984) propose that the D1 deformation began at upper Eocene time, more or less contemporaneous to the D1-D2 event of the Tso Morari unit (de Sigoyer *et al.*, 1998). Sigmoidal shape of the S2-S3 trajectories (Fig. 5), suggests a dextral strike-slip movement parallel to the suture zone.

The central domain : the Tso Morari dome

The structures described in the central domain, i.e. the Tso Morari unit are interpreted as a consequence of a progressive deformation during the exhumation of the HP-LT rocks. As discussed above, this domain presents an asymmetric dome-like geometry. Three main stages of deformation, associated with three stages of metamorphism (Fig. 12, 13), are clearly identified.

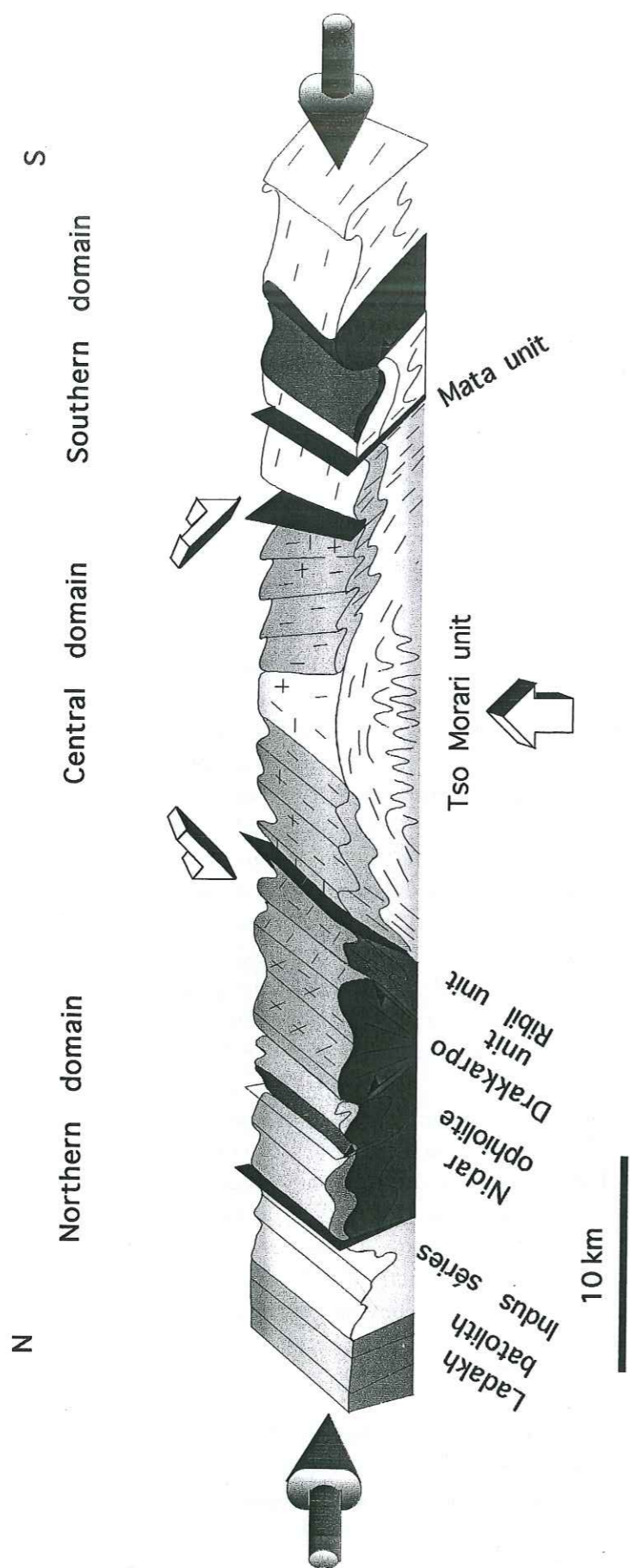


Fig. 13. Simplified cross section of the different units in the studied area, that compiled their striking structural features. Note the division between the strongly contrasted northern, central and southern domain.

D1 stage of deformation is only preserved in the core of the dome, the vertical folds (D1) with fold axis plunging at 55° to the south, associated with the eclogitic paragenesis show that the HP metamorphic conditions were recorded in a context of horizontal shortening before or at the beginning of the exhumation (de Sigoyer *et al.*, 1998), with probable vertical (S1) and horizontal (Ia1) directions of stretching. However the D1 structures were strongly overprinted and it is difficult to deduce the precise field of deformation corresponding to this event.

During D2, thrusting convergent folds and senses of shearing were developed on the two limbs of the dome. This opposite geometry of D2 observed at the scale of the dome or at the scale of the outcrop suggests a coaxial deformation in the central part of the dome. The axis of the strain ellipsoid for D2 are well constrained (Fig. 12, 13). In the central part of the dome the schistosity S2-S3 is subhorizontal, suggesting that λ_3 is vertical. λ_1 is in the horizontal plane, its direction, at about $N120^\circ$ is given by the mineral lineation and by the elongation trend of the Tso Morari unit. λ_2 , the intermediate axis of the finite ellipsoid, is perpendicular to the two other axis. λ_2 is then horizontal and strikes $N30^\circ$. The convergence of the F2 folds observed between the both sides of the Tso Morari unit suggests that λ_2 represents a shortening direction of the finite deformation, rather than a stretching one. The rocks, affected by the D2 deformational stage, were previously deformed during the D1 vertical event, they underwent first horizontal and then vertical shortening during D3. This change in the direction of shortening imposes a constrictional type of deformation during D2 (Brun and Pons, 1981 ; Brun, 1983 ; Choukroune, 1995). D2 is responsible for the recrystallization of the S2 schistosity under blueschist conditions (Fig. 10), it controlled then the main part of the Tso Morari rock exhumation, from about 70 km to 30 km depth. D2 represents then the transition between D1 vertical structures and D3 horizontal ones.

The end of the exhumation is controlled by D3 deformational stage, characterized by normal shearing which suggests a non-coaxial type of deformation, mainly localized on the borders of the dome. This stage of deformation began under ductile conditions, in the amphibolitic metamorphic facies, and continued by normal brittle fault. During D3 (Fig. 11, 12, 13) the finite strain suggests that the direction of the main shortening remained vertical whereas the main direction of extension is $N30^\circ$ parallel to Ix3. D3 is associated with the end of the Tso Morari exhumation, leading to its piercing across the crust and its horizontal expansion at surface level.

As a conclusion, we show that there is a strain partitioning between the core and the border of the dome, and that the trend of strain have strongly evolved during the exhumation of the HP-LT metamorphic rocks. Such a strain variation suggests that the exhumation of the HP-LT rocks has been ruled by a succession of different strength fields, activated at different structural levels. It is surprising to note that the similar kind of structures and the same succession of deformation, in space and time (horizontal shortening followed by constrictional field of deformation, and finally horizontal expansion) are observed during the emplacement of migmatitic domes (Dixon, 1975, Choukroune, 1995) and of the salt diapirs (Davison *et al.*, 1993). The strong structural similarities between the structures of the Tso Morari eclogitic dome, the migmatitic domes and the salt diapirs reflect probably a similarity in the kinematical evolution, consistent with a vertical exhumation.

The southern domain : Mata-Karzog units

The main difference between the central and the southern domains (composed by the Mata unit and the Karzog ophiolite) is the lack of eclogitic relics in the southern domain. The southern domain lies structurally over the Tso Morari eclogitic dome, it is separated from the dome by the Karzog normal southwards dipping ductile zone, and was metamorphosed at lesser grade, under upper greenschist conditions (de Sigoyer, 1998). The metamorphism record, either in the Karzog ophiolite than in the Mata unit, could be due to the slight burial, or/and to the deformation of this unit after the ophiolite obduction (D1). The transition from the Tso Morari unit to the Mata unit is diffuse and the same D2-D3 structures are observed. Then, we propose that the north vergent folds observed in the southern domain, are contemporaneous with D2-D3 stage in the Tso Morari (Fig.

12, 13), which also suggest horizontal shortening in the southern domain. Later normal southward movements overprinted the folds. These normal movements are probably contemporaneous to the non-coaxial D3 deformation stage of the Tso Morari unit. The bulk deformational pattern of this unit, the shortening and the southwards escape of the Mata unit can be explained by first the piercing of Tso Morari unit through the surface, that pinched of the southern domain between the Tso Morari and the Indian convergent plate, and then the sliding of the Mata unit to the south. Note that all the structures in the southern domain show opposite vergency relative to the structures observed in the northern border of the Tso Morari unit. From each side of the Tso Morari dome, the folds are convergent toward the dome, whereas the late shearing are divergent from the dome. The bulk deformation pattern in the surroundings is also compatible with those described around the diapiric domes (Dixon and Simpson, 1987 ; Choukroune, 1995). Furthermore it is noticeable that the deformation of each unit follow a common evolution since the end of D2-D3 stage.

4) Geochronological constraints

To better constrain the succession of the different mechanisms of exhumation, multichronometric studies on the Tso Morari rocks are in progress, (de Sigoyer *et al.*, 1998). Preliminary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results are obtained on three mineral fractions, two biotites (Lk93-40 ; Lk93-42) and a phengite (Lk93-42), coming from two retrogressed metapelites of the Tso Morari dome (Fig. 5). The metapelites were sampled in the southern border of the Tso Morari unit, in the footwall of the Karzog detachment zone. These rocks composed by staurolite, kyanite, biotite and muscovite, have been deeply recrystallized during the D3 deformation stage, under amphibolitic facies conditions at $630 \pm 30^\circ\text{C}$, 9 ± 1 kbar and during the end of decompression under greenschist facies (Guillot *et al.*, 1997). Dating these rocks informs about the end of the Tso Morari exhumation. The mineral were separated by magnetic and density contrasts, and the analyzed fractions have been hand-picked. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses were made at the University of Lausanne, Switzerland, following the general procedures of Cosca *et al.*, (1992). All the results are given with an analytical uncertainty of 2σ .

results and interpretation

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of each sample is regular (Fig. 14). A plateau age can be calculated on 57 % of ^{39}Ar released for the phengite of sample (Lk93-42) at 30.6 ± 0.4 Ma. It is slightly older than the plateau age obtained from the biotite (Lk93-40) on 58 % of ^{39}Ar released, at 29.3 ± 0.3 Ma. For the biotite of sample (Lk93-42), no plateau age can be calculated, but integrating the ages obtained on the 63 % of ^{39}Ar released of the closer heating steps a coherent age of 29 ± 0.4 Ma is also obtained. The integrated ages on the whole spectrum for the three samples and the results obtained on the argon isotope correlation diagrams are very similar to the plateau ages. In the studied rocks, muscovites and biotites have recrystallized during the decompression when the temperature increase, and after associated with the D3 event. During the recrystallization up to about 450°C (biotite in, Yardley 1989) the K/Ar isotopic system was re-equilibrated. The results obtained on these micas date the recrystallisation under greenschist conditions (de Sigoyer, 1998),

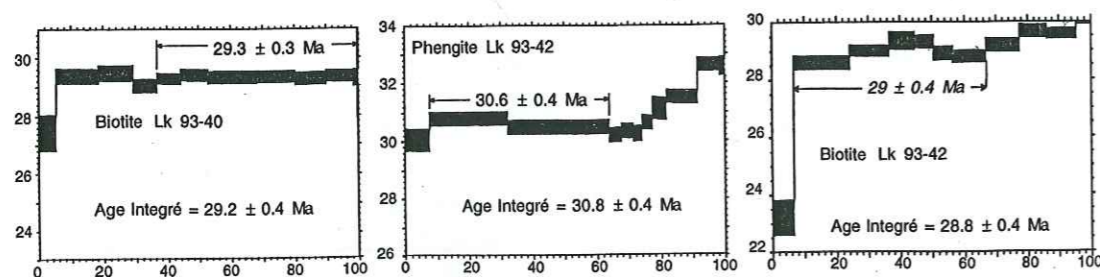


Fig. 14. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-heating spectrum. Ages for the "forced plateau" are written in italic.

when the rocks were already at a upper crustal level about 10 km. The results are consistent for the three samples, and allow to propose a geologically meaningful cooling age of about 30 Ma. This $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study shows that the Tso Morari unit was already exhumed to upper crustal levels by Oligocene times. This Oligocene age for D3 stage of deformation under greenschist conditions is coherent with the age of D3 stage in the Indus sequence, and suggest a common evolution of the northern and central domain since this time.

5) Exhumation by vertical extrusion

The geological description of this Eastern Ladakh area, put forwards the general NW-SE stretching of the units related to a strong NE convergent system. It also shows that the Tso Morari eclogitic dome and the surrounding units reflect drastic stratigraphic, petrologic and structural contrasts related to different structural levels of evolution.

The northern domain, represents the weakly metamorphosed suture zone with Asian, Tethyan and oceanic island affinities. The bulk deformation pattern described in the northern domain results from horizontal shortening (Fig. 12, 13). The D1 stage corresponds to south-vergent upper Eocene deformation. It evolved into a bulk fan shape geometry (D2), and northward movements (D3) probably due to the pinching of these units between the Asian plate and the exhuming Tso Morari crystalline unit during the Oligocene.

In contrast, the HP metamorphic conditions recorded by Tso Morari dome (20 ± 3 kbar, $580 \pm 60^\circ\text{C}$), imply its subduction down to a minimum depth of 70 ± 10 km (de Sigoyer *et al.*, 1997). The exhumation of the dome up to the surface, was polyphased and discontinuous. The onset of exhumation from 70 km up to 30 km is quasi isothermal, and rapid ($> 4 \text{ mm.yr}^{-1}$) (de Sigoyer *et al.*, 1998) (Fig. 10). This part of the exhumation was realized when the continental subduction was still active (*ibid.*). During this main part of decompression, the rocks underwent a transitional deformation from D1 (vertical folds) to D3 (normal shearing) with a constrictional regime of deformation during D2 (horizontal and vertical shortening). In the case of oblique convergence like the India-Asia convergence in the Ladakh area, strain partitioning are also expected in the deformed zone, explaining the D2 and probably D1 coaxial deformation in the central part of the Tso Morari unit and non coaxial on these limits (Jones and Tanner, 1995; Thompson *et al.*, 1997b). When the rocks arrived at crustal depth of about 30-40 km, they underwent an increase of temperature associated with a decrease of their exhumation rate ($\leq 2 \text{ mm.yr}^{-1}$) (Fig. 10) (de Sigoyer *et al.*, 1998). The softening of the Tso Morari unit during this temperature increase allowed an exhumation by extrusion associated with ductile normal shearing, during D3. It leads to the lateral expansion of dome as it reached the surface. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages obtained on amphibolitic retrogressed metapelites show that the Tso Morari unit was already mainly exhumed during Oligocene time. Since D3, the evolution of the surroundings and the Tso Morari dome began common. This D3 event corresponds to the exhumation of the Tso Morari across the crust. It is contemporaneous with the thickening of the Himalaya by the underthrusting of the HHC under the Tso Morari dome in a collisional context (de Sigoyer *et al.*, 1997).

South of the Tso Morari unit, the stratigraphical and petrological observations argue to consider the Mata unit as a prolongation of the Nyimaling crystalline unit (Stutz and Steck, 1986). Witness of the obducted Nidar-ophiolite remained on the Mata unit, it corresponds to the so-called Karzog ophiolite. They have been implied in the post-obduction deformational stages. The Mata-Karzog unit recorded lesser metamorphic conditions (greenschist) than the Tso Morari eclogitic dome. This metamorphism may be related to the obduction of the ophiolite or to the burial of the Mata unit at shallow depth. The normal movement between the Tso Morari unit and the Mata unit is also consistent with a upper position of the Mata unit (Fig. 12, 13, 15). The geometry of the Mata structures is first due to its pinching between the Tso Morari unit and the Indian continent, and then to the sliding of the unit toward the south related to the piercing of the Tso Morari

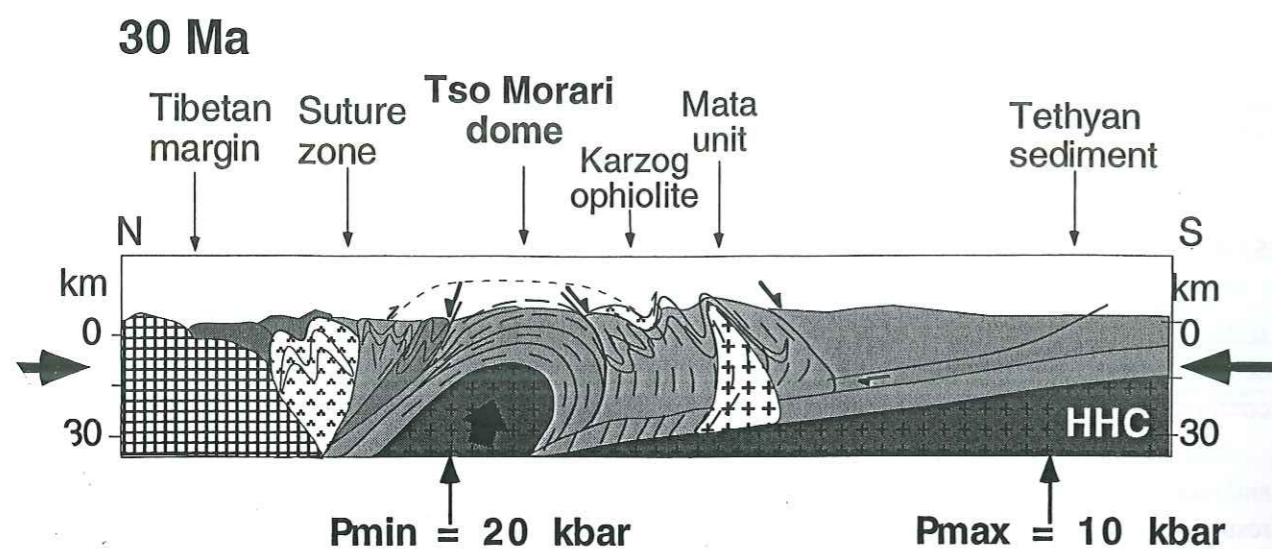


Fig. 15. A simplified cross section of the studied area at around 30 Ma, insight the model of (Chemenda *et al.*, 1996) for Oman eclogites. It was the time of the transition between convergent structures from the core of the dome to divergent structures in the dome and in the surroundings. The convergent structures result from the pinching of the surrounding units between the Tso Morari exhuming unit and the Indian and Asian landmasses. The divergent structures result from the lateral expansion of the dome when it reached the surface.

unit up to the surface. The tectonic features of the southern domain show an earlier opposite kinematic from the structures observed in the Ribil unit, located at the northern border of the Tso Morari dome (Fig. 11).

A simplified cross section of the studied area at around 30 Ma, at a regional scale (Fig. 15), shows that the Tso Morari dome was already in contact with its surrounding units, and the Karzog ophiolite lying south of the Tso Morari unit was already obducted and dismembered. At this time the High Himalayan Crystalline unit (HHC) located south of the Tethyan sediments, in the Indian plate was buried at a minimum depth of 40 km (Pognante *et al.*, 1990). The obtained geometry at 30 Ma is really close to the present day geometry for the Oman eclogites (Chemenda *et al.*, 1996). The similar geometry of the Tso Morari eclogitic dome with the Oman eclogites, is due to the similar geological context, i.e. the convergence between two continental plates (Fig. 16)

All the tectonic features of this area present striking similarities with the migmatitic and salt domes, and their surrounding overburden (Dixon and Simpson, 1987; Davison *et al.*, 1993). The analogical and numerical simulations of formation of diapiric structure show a progressive transition from initial vertical structures to horizontal structures within the dome, passing through a double shortening deformation (Dixon and Simpson, 1987; Choukroune, 1995). Later, in the upper crust and up to the surface, extensional structures are developed on the borders of the diapiric domes, they are due, in the models, to the horizontal expansion of the dome close to the surface. To understand the behaviour and the geometry of the surroundings, Davison *et al.*, (1993) have modeled the diapiric mechanisms by a vertical rigid indenter coming upwards into a soft overburden. They show that the exhumation of such an indenter induce the development of centripetal folds in the overburden, similar to those observed in the surroundings of the Tso Morari dome (Fig. 12, 13). When the diapir arrived through shallower level, its expansion leads to the lateral expulsion of the surroundings. These observations match well with the development of normal ductile shears in the Mata unit south of the Tso Morari, with the NE normal shears observed in the Ribil unit and the NE vergent folds of the Indus series and Nidar ophiolite. Moreover, it is noticeable that in the analogical models of diapir, the vertical motion is 1.5 to 3 times greater than the horizontal spreading (Dixon and Simpson, 1987; Davison *et al.*, 1993). The kinematic analogy

between the diapiric domes and the Tso Morari dome, is due in both case to a strong vertical motion. The 30 km wide of the Tso Morari unit imply a vertical motion comprise between 45 and 90 km, consistent with the depth from where the Tso Morari was exhumed. Moreover in the analogical models the development of domal geometry is not time constant, the rate of exhumation depends on the maturation of the dome. The onset of the exhumation is rapid and leads to a strong vertical motion. In contrast the extensional structures developed closer to the surface are associated with a decrease in the exhumation rate. Models of diapirism teach us that the formation of the salt and migmatitic domes is ruled by vertical extrusion, due to a rheological and buoyant contrast between the dome and the enclosing material. The convergence of structural deformation between salt and migmatitic domes and the Tso Morari unit suggests that the Tso Morari dome has also suffered a strong vertical extrusion rather than an important horizontal motion by thrusting, which implied asymmetric structures. However the rheological and buoyancy contrasts between a diapiric dome and its surrounding is inverted compare with the Tso Morari eclogitic rigid unit and its soft surroundings. These features and the model of Davidson *et al.*, (1993) allow to consider the Tso Morari unit as a rigid vertical indenter exhumed in a softer environment, like the rigid HP unit embedded in light and soft serpentinites seamounts observed nowadays in the Mariana zone (Yamamoto, 1995).

6) What is the motor of the exhumation ?

The quasi isothermal decompression of the Tso Morari dome, related with rapid exhumation rates ($\geq 4 \text{ mm.yr}^{-1}$). This part of exhumation occurred before the crustal thickening related to the underthrusting of the HHC, and responsible for relief formation. This part of exhumation is then incompatible with an exhumation only ruled by erosional processes or isostatic reequilibration. Moreover, the relative low temperature recorded during the decompression of the Tso Morari eclogites are not consistent with temperatures expected for an exhumation ruled by extensional collapse (Dewey *et al.*, 1993).

Exhumation of HP rocks by buoyancy forces have been proposed by Chemenda *et al.*, (1996), England & Richardson (1977). However, Le Pichon *et al.* (1997) showed that the density of eclogitized continental crust, with some basic intrusions is greater than ($3.06\text{-}3.16 \text{ g.cm}^{-3}$), close to the density of mantle ($3\text{-}3.3 \text{ g.cm}^{-3}$). Consequently, the exhumation of eclogitized crystalline terranes by buoyancy forces impose to exhume a thick piece of continental crust as shown by the analogical model of Chemenda *et al.* (1996). However, the Tso Morari unit only represents upper crustal rocks of a thinned tilted block, and it is unrealistic to exhume such a small eclogitized massif by buoyancy forces. Even if the Tso Morari eclogitic dome was embedded in serpentinitized rocks which present a lesser density (2.7 g.cm^{-3}) than the eclogitic dome and the mantle wedge (Guillot *et al.*, 1998), the very few amount of serpentinites founded around the eclogitized Tso Morari unit are unable to explained its exhumation by buoyancy forces. Nevertheless, the serpentinites seem to play a leading role in the exhumation of the HP Tso Morari dome, due to their great viscosity contrast with the more rigid mantle wedge.

The models of exhumation in an accretionary prism ruled by corner flow is very efficient to explain the rapid synconvergent exhumation of HP-LT rocks located at the rear of the bulk accretionary prism (Platt, 1986; Polino *et al.*, 1990; Allemand and Lardeaux, 1997). The location of the HP Tso Morari unit close to the paleo-subduction plane, between the suture zone and the Indian shelf, argues against this model. The deformation in the HP dome seems partly consistent with the structures developed in this model (the transition from the subduction to the exhumation of the HP unit leads effectively to the development of vertical folds, parallel to the direction of subduction). But, we show that the domal shape, limited by normal fault, is produced early in the Tso Morari (since D2), whereas the corner flow model predicts a later structuration of the dome (during the extension across the crust). Moreover, the specific deformation recorded in the overburden of the Tso Morari (northern and southern domains) is not explained by this model,

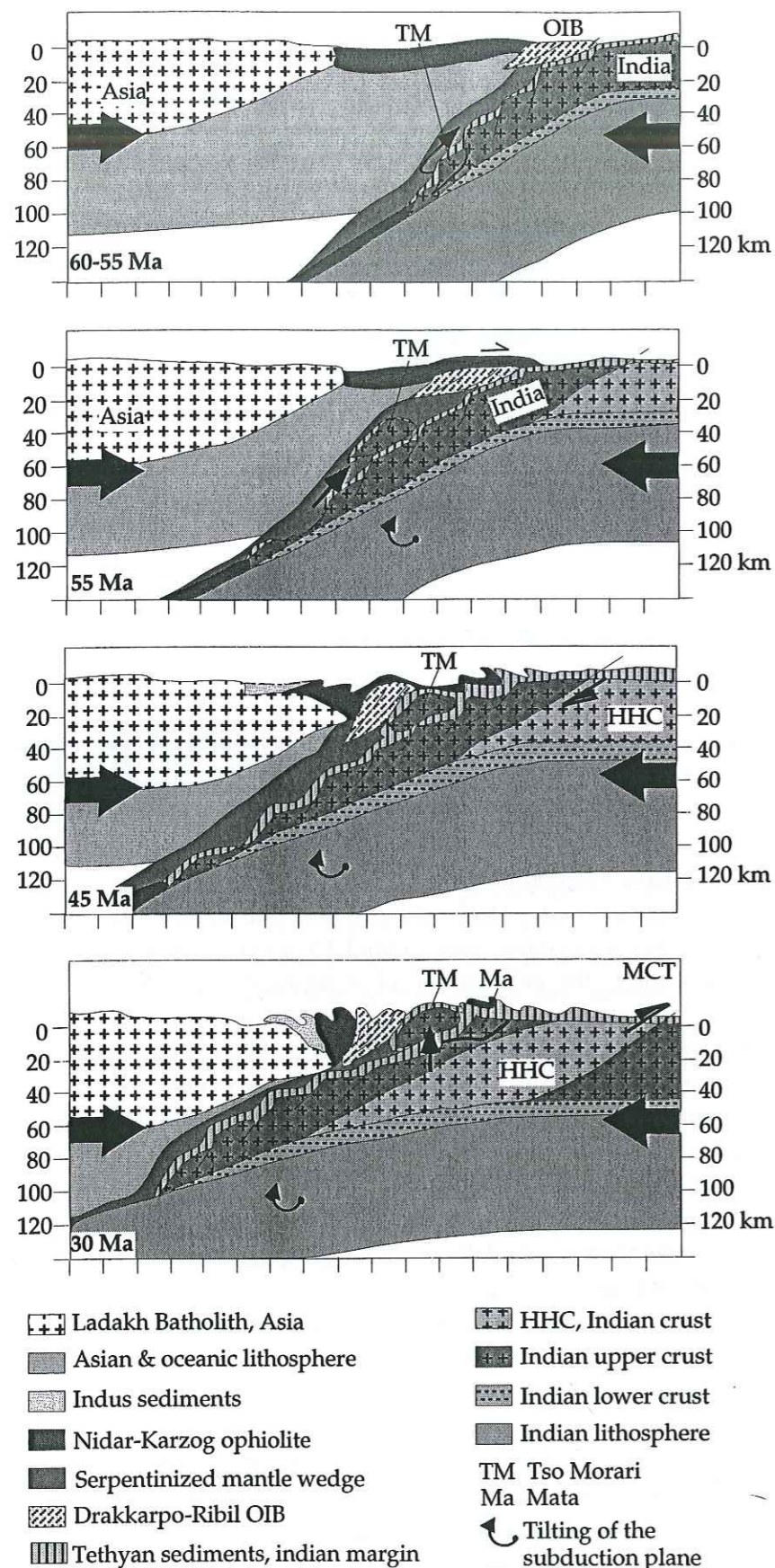


Fig. 16. Cartoon showing the simplified geodynamic evolution of the Tso Morari dome from its subduction to its exhumation in an active convergent zone. The geometry between the different units suggest an exhumation ruled by horizontal shortening between the Indian and Asian convergent landmasses. (HHC = High Himalayan Crystallines).

where strong extensional regime is observed in the prism near the buttress. Finally, the dynamic of the corner flow, in the model, is governed by constant underplating, whereas underplating of the HHC below the Tso Morari unit occurred only at the end of the Tso Morari exhumation. Underplating can not be the first motor of the Tso Morari exhumation.

The localization of the Tso Morari dome, and its association with weak serpentinites, seem to be more consistent with a model of Channel flow where the exhumation is controlled by the return flow along the subducting plate (Cloos, 1982 ; 1986). The dynamic of the interface between the rigid mantle wedge and the subducting Indian plate can partly explain the first part of isothermal exhumation of the Tso Morari dome but certainly not the end of the exhumation across the crust, associated with a temperature increase. The geological features of the Tso Morari area, i.e. the NW-SE elongated shape of each unit, the stretching lineation and schistosity trends of these units, are clearly related to the NE-SW convergence between India and Asia (Fig. 16). This convergence deeply acted on the exhumation of the Tso Morari. It implies a strong horizontal squeezing of the Tso Morari between the two landmasses, that lead to the pinching of the Tso Morari eclogitic dome and to its upward extrusion up to the surface.

References :

- Ahmad, T., R. Islam, P. P. Khanna and V. C. Thakur, 1996. Geochemistry, petrogenesis and tectonic significance of the basic volcanic units of the Zildat ophiolitic mélange, Indus suture zone, eastern Ladakh (India). *Geodinamica Acta* 9(1), 222-233.
- Ahnert, F. 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* 268, 243-263.
- Allemand, P. and J. M. Lardeaux 1997. Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge; Application to the Alpine belt. *Tectonophysics* 5229, 1-13.
- Argand, E. 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae geologicae Helvetica* 14, 145-204.
- Bassoulet, J. P., M. Colchen, T. Juteau, J. Marcoux, G. Mascle and G. Reibel 1983. Geological studies in the Indus suture zone of Ladakh (Himalayas). In: *contribution to Himalayan Geology* 2, Gupta ed., Indust. Publ. Corp., Delhi, 96-124.
- Baud, A., R. Arn, P. Bugnon, A. Crisinel, E. Dolivo, A. Esther, J. G. Hammerschlang, M. Marthaler, H. Masson, A. Steck et al. 1982. Le contact Gondwana-peri-Gondwana dans le Zaskar oriental (Ladakh, Himalaya). *Bulletin de la Société géologique de France* 24(2), 341-361.
- Berthelsen, A. 1953. On the Geology of the Rupshu District, N.W. Himalaya. *Medd. fra Dansk Geol. Forening. Kobenhavn* 12, 350-415.
- Brun, J. P. 1983. Isotropic points and lines in strain fields. *Journal of structural geology* 5(3/4), 321-327.
- Brun, J. P. and J. Pons 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology* 3, 219-229.
- Chemenda, A., M. Mattauer and N. Bokun 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters* 143, 173-182.
- Chemenda, A. I., M. Mattauer, J. Malavieille and A. N. Bokun 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting : Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters* 132, 225-232.
- Choukroune, P. 1995. Déformations et Déplacements dans la croûte terrestre. Paris, (Pages).
- Cloos, M. 1982. Flow melanges : numerical modelling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. *Geological Society of America Bulletin* 93, 330-345.
- Cloos, M. 1986. Blueschists in the Franciscan complex of California : Petrotectonic constraints on uplift mechanisms. *Geological Society America Bulletin* 164, 77-93.
- Colchen, M., G. Mascle and G. Delaygue, 1994. Lithostratigraphy and age of the formations in the Tso Morari dome. *Journal of the Nepal Geological Society* 10, 23.
- Colchen, M., I. Reuber, J. P. Bassoulet, J. P. Belier, A. Blondeau, M. Lys and P. De Wever, 1987. Données biostratigraphiques sur les mélanges ophiolitiques du Zaskar, Himalaya du Ladakh. *Compte Rendus de l'Académie de Sciences* 305(série II), 403-406.
- Cosca, M. A., Y. C. Hunziker, S. Huon and H. Masson, 1992. Radiometric age constraints on mineral growth, metamorphism and tectonism of the Gummfluh klippe, Briançonnais, domain of Prealps, Switzerland. *Contribution to mineralogy and petrology* 112, 439-449.
- Davison, I., M. Insley, M. Harper, P. Weston, D. Blundell, K. McClay and A. Quallington, 1993. Physical modelling of overburden deformation around salt diapirs. *Tectonophysics* 228, 255-274.
- de Sigoyer, J. 1998. Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression basse température, en contexte de convergence continentale (Tso Morari, NO Himalaya). Thèse Univ. Claude Bernard Lyon 1.
- de Sigoyer, J., S. Guillot, J. M. Lardeaux and G. Mascle 1997. Glaucophane-bearing eclogites in the Tso Morari dome (eastern Ladakh, NW Himalaya). *European Journal of Mineralogy* 9, 1073-1083.
- de Sigoyer, J., I. Villa, V. Chavagnac, S. Guillot and G. Mascle 1998. Multichronometry of Tso Morari eclogites, Eocene age and inheritance. *AGU spring meeting, Boston, USA.*
- de Sigoyer, J., I. Villa, V. Chavagnac, S. Guillot and G. Mascle 1998. Multichronometry of Tso Morari eclogites: Ordovician Plutonism, Tertiary eclogitization, and inheritance. *Geological Bulletin of Peshawar, Pakistan*. 31: 185-186.
- Debon, F., P. Le Fort, S. M. F. Sheppard and J. Sonet 1986. The four plutonic belt of the Transhimalaya-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *Journal of Petrology* 27, 219-250.
- Dewey, J. F., P. D. Ryan and T. B. Andersen 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phases changes: the role of eclogites. *Geological Society Special Publication*, (Pages).

- Dixon, J. M. 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* **28**, 89-124.
- Dixon, J. M. and D. G. Simpson 1987. Centrifuge modelling of laccolith intrusion. *Journal of Structural Geology* **9**, 87-103.
- Duchêne, S., J. M. Lardeaux and F. Albarède 1997. Exhumation of eclogites: Insights from retrograde depth-time path analysis. *Tectonophysics* **280**, 125-140.
- England, P. C. and S. W. Richardson, (1977). The influence of erosion upon mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal Geological Society London* **134**, 201-213.
- Fuchs, G. and M. Linner 1996. On the geology of the Suture Zone and Tso Morari Dome in Eastern Ladakh (Himalaya). *Jahrbuch der geologischen bundesanstalt* **139(2)**, 191-207.
- Fuchs, G. and M. Linner 1997. Multiphase tectonics in the Indus suture zone of eastern Ladakh. *12th Himalayan Karakorum Tibet workshop*, 33-35.
- Garzanti, E., A. Baud and G. Mascle 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). *Geodinamica Acta* **1(4/5)**, 297-312.
- Guillot, S., J. de Sigoyer, J. M. Lardeaux and G. Mascle 1997. Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **128**, 197-212.
- Guillot, S., K. Hatori and J. de Sigoyer 1998. Origin of the serpentinites in the Indus suture zone (eastern Ladakh): its role in the exhumation of the Tso Morari eclogites. *Geological Bulletin of Peshawar, Pakistan*, 31: 72-73.
- Henry, P., X. Le Pichon and B. Goffé 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Himalayas: constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation. *Tectonophysics* **273**, 31-56.
- Honegger, K., V. Dietrich, W. Frank, A. Gansser, M. Thöni and V. Trommsdorff 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth and Planetary Sciences Letters* **60**, 253-292.
- Honegger, K., P. Le Fort, G. Mascle and J. L. Zimmermann 1989. The blueschists along the Indus Suture Zone in Ladakh, NW Himalaya. *J. Met. Geol.* **7**, 57-72.
- Jan, M. Q. 1987. Phase chemistry of blueschists from eastern Ladakh, Himalaya. *Schweizer* **87(613635)**,
- Jollivet, L., B. Goffé, P. Monié, C. Truffert-Luxey, M. Patriat and M. Bonneau 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics* **15(N° 6)**, 1129-1153.
- Jones, R. H. and P. W. Tanner 1995. Strain Partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology* **17(6)**, 793-802.
- Le Fort, P. 1975. Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Sciences* **275A**, 1-44.
- Le Fort, P. 1986. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In *Cowards, M. P. Ries, A. C. (Eds) Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.* **19**, 159-172.
- Le Fort, P. 1989. The Himalayan orogenic segment. In *"Tectonic evolution of the Tethyan region"*, A.M.C. Sengör(ed.), *Kluwer Academic Press* **259**, 289-386.
- Le Fort, P., S. Guillot and A. Pêcher 1997. HP metamorphic belt along the Indus suture zone of NW Himalaya: new discoveries and significance. *Compte rendue de l'Académie des Sciences* **325**, 773-778.
- Linner, M., G. Fuchs and F. Koller 1997. Permian rifting and the eclogites of the Tso Morari dome. *12th Himalaya-Karakorum-Tibet international workshop abstract volume*, 175-176.
- Mascle, G. 1985. L'Himalaya résulte-t-il du télescopage de trois chaînes? *Bulletin de la Société Géologique de France* **I**, 289-304.
- Mascle, G., G. Hérail, T. Van Haver and B. Delcaillau 1986. Structure et évolution des bassins d'épisuture et de pénétration liés à la Chaîne Himalayenne. **10**, 181-203.
- Mattauer, M. 1986. Intracontinental subduction, crust mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Collisions tectonics, geological Society Special Publication, edited by Coward M.P. & Ries A.C.* **19**, 37-50.
- Matte, P. 1998. Continental subduction and exhumation of HP rocks in paleozoic orogenic belts : Uralides and Variscides. *GFF* **120**, 209-222.
- Patriat, P. and J. Achache 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature* **311**, 615-621.

- Platt, J. P. 1986. Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bulletin of Geological Society of America* **97**, 1037-1053.
- Platt, J. P. 1993. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks : a review of concepts and processes. *Terra Nova* **5**, 119-133.
- Pognante, U., D. Castelli, P. Benna, G. Genovese, F. Oberli, M. Meir and S. Tonarini 1990. The crystalline units of High Himalayas in the Lahul-Zaskar region (northwest India) : metamorphic -tectonic history and geochronology of the collided and imbricated Indian plate. *Geological Magazine* **127**, 101-116.
- Pognante, U. and D. A. Spencer 1991. First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). *European Journal of Mineralogy* **3/3**, 613-618.
- Polino, R., G. V. Dal Piaz and G. Gosso 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoire de la Société Géologique de France* **156**, 345-367.
- Reuber, I. 1990. Géométrie et dynamique de l'accrétion dans les ophiolites téthysiennes : Himalaya du Ladakh, Oman et Turquie. *Thèse de doctorat d'état es Sciences Naturelles*, p. 626.
- Ruppel, C., L. Royden and K. Hodges 1988. Thermal modelling of extensional tectonics: application to pressure-temperature-time history of metamorphic rocks. *Tectonics* **7**, 945-957.
- Spalla, M. I., J. M. Lardeaux, G. V. Dal Piaz, G. Gosso and B. Messiga 1996. Tectonic significance of alpine eclogites. *Journal of geodynamics* **21(3)**, 257-285.
- Steck, A., J. L. Epard, J. C. Vannay, J. Hunziker, M. Girard, A. Moraro and M. Robyr 1998. Geological transect across the Tso Morari and Spiti areas: The nappe structures of the Tethys Himalaya. *Eclogae Geologicae Helveticae* **91**, 103-121.
- Steck, A., L. Spring, J. C. Vannay, H. Masson, E. Stutz, H. Bucher, R. Marchant and J. C. Tèche 1993. Geological transect across the Northwestern Himalaya in eastern Ladakh and Lahul (a model for the continental collision of India and Asia). *Eclogae Geologicae Helveticae* **86/1**, 219-263.
- Stutz, E. and A. Steck 1986. La terminaison occidentale du Cristallin de Tso Morari (Haut-Himalaya ; Ladakh méridional, Inde) : Subdivision et tectonique de nappe. *Eclogae Geologicae Helveticae* **79**, 253-269.
- Thakur, V. C. 1983. Deformation and metamorphism of the Tso Morari crystalline complex. *Wadia Institut of Himalaya Geology (dehra Dun)*, 1-8.
- Thakur, V. C. and M. I. Baht 1983. Interpretation of the tectonic environment of Nidar ophiolite: A geochemical approach. (Pages).
- Thayer, T. P. 1964. Geological features of podiform chromite deposits. *Méthodes de prospection de la chromite* R. Woodtli ed. **OCDE Paris**, 135-146.
- Thompson, A., K. Schulmann and J. Jezek 1997a. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks on convergent orogens. *Geology* **25(6)**, 491-494.
- Thompson, A. B., K. Schulmann and J. Jezek 1997b. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics* **280**, 171-184.
- Trivedi, J. R., K. Kewal, Sharma and K. Gopalan 1986. Widespread Caledonian magmatism in Himalaya and its tectonic significance. *Terra cognita* **6**, 144.
- Van Haver, T. 1984. Étude stratigraphique sédimentologique et structurale d'un bassin d'avant arc : Exemple du Bassin de l'Indus, Ladakh, Himalaya. Grenoble I, Thèse Université Joseph Fourier. 204.
- Van Haver, T., M. Bonhomme, G. Mascle and J. Aprahamian 1986. Analyses K/Ar de phyllites fines des formations détritiques de l'Indus au Ladakh(Inde). Mise en évidence de l'âge éocène supérieur du métamorphisme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **302 serieII N°6**, 325-330.
- Virdi, N. S., V. C. Thakur and R. J. Azmi 1978. Discovery and significance of Permian microfossils in the Tso Morari crystallines of Ladakh, India. *Himalayan Geology* **8(2)**, 993-1000.
- Yamamoto, K. 1995. Origin of blueschists-facies clasts in the Mariana forearc, western pacific. *Geochemical Journal* **29**, 259-275.
- Yardley, B. W. D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. *Longman ed. Earth Science*, 248p.

Chapitre III- Cartes de foliations et de linéations

Afin de rendre compte de la géométrie des déformations successives, nous proposons d'examiner, dans chaque unité, les trajectoires de schistosités et de linéations correspondantes aux différents stades de l'évolution.

III- 1. Trajectoires de schistosités

Trajectoires S1

Deux directions de schistosité précoce ressortent à partir des quelques mesures qu'il a été possible de réaliser :

- La première direction (environ N140°) a été observée dans les unités de la marge asiatique et de l'océan (le batholite du Ladakh, les sédiments de l'Indus et l'ophiolite de Nidar). Cette schistosité est parallèle à la marge asiatique actuelle. Elle peut être liée, soit à l'accrétion de ces unités sur la marge, soit à une tectonique à vergence SO en réponse à la subduction de la marge indienne sous l'Asie, soit elle a été réorientée.

- La deuxième direction de schistosité (N50°) est enregistrée dans l'unité de Drakkarpo, au coeur du dôme du Tso Morari (où S1 est verticale et parallèle au plan axial des plis P1) et dans l'unité de Mata. La direction est commune, alors que S1 n'a pas été enregistrée au même niveau structural (Drakkarpo et Mata était en sub-surface, alors que le Tso Morari était profondément enfoui). Cette direction de schistosité précoce (N50°) est très oblique par rapport aux directions des marges (N120-140°). Elle suggère un raccourcissement plutôt parallèle aux marges et donc une convergence très oblique des marges indienne et asiatique. Une différence de 90° est notée entre les unités d'affinité indienne et les unités de la marge asiatique et de la suture, situées plus au nord

Trajectoires S2-S3

Cette schistosité S2-S3 correspond au plan d'aplatissement le mieux développé dans les unités étudiées. S2 n'est distincte de S3 que dans le dôme du Tso Morari, où elle est soulignée par des minéraux du faciès schistes bleus. Pendant la déformation D3, la schistosité S2 évolue en schistosité S3, associée à une recristallisation sous des conditions amphibolitiques puis schistes verts. Pendant ces recristallisations, la direction de schistosité ne change pas (Fig. IV-2). Ainsi, en se basant uniquement sur les directions de schistosité, il est difficile de discriminer les stades de la déformation D2-D3, la distinction se fait par les microstructures et l'étude pétrologique associée. En dehors du dôme, S2 ne s'observe que dans les unités proches du dôme (Ribil, Drakkarpo et Mata). Elle est liée à des plis convergents vers le dôme au nord et au sud, dans Ribil et Mata, ou à la structure en éventail dans Drakkarpo.

La schistosité S2-S3 est globalement orientée NO-SE dans toute la zone étudiée (Fig. IV-2). Ceci témoigne d'un raccourcissement général NE-SO, compatible avec la direction de convergence entre les continents indien et asiatique (N20°) (Patriat & Achache, 1984). En examinant les données de façon plus locale, il apparaît des variations d'orientation de la schistosité entre les domaines nord, centre et sud.

- Dans le domaine Nord, la schistosité S3 orientée N140-120° est compatible avec les rétrochevauchements et les plis à vergence NE, décrits dans les séries de l'Indus et de l'ophiolite de Nidar. Dans la zone de suture, notamment dans Drakkarpo, la schistosité S2-S3 est oblique aux accidents limitant ces unités. Dans l'unité de Drakkarpo en particulier, et dans la zone de suture en général, les variations de direction de S2-S3 dessinent une sigmoïde (Fig. IV-2), suggérant une composante décrochante dextre de la déformation (Fig. IV-3).

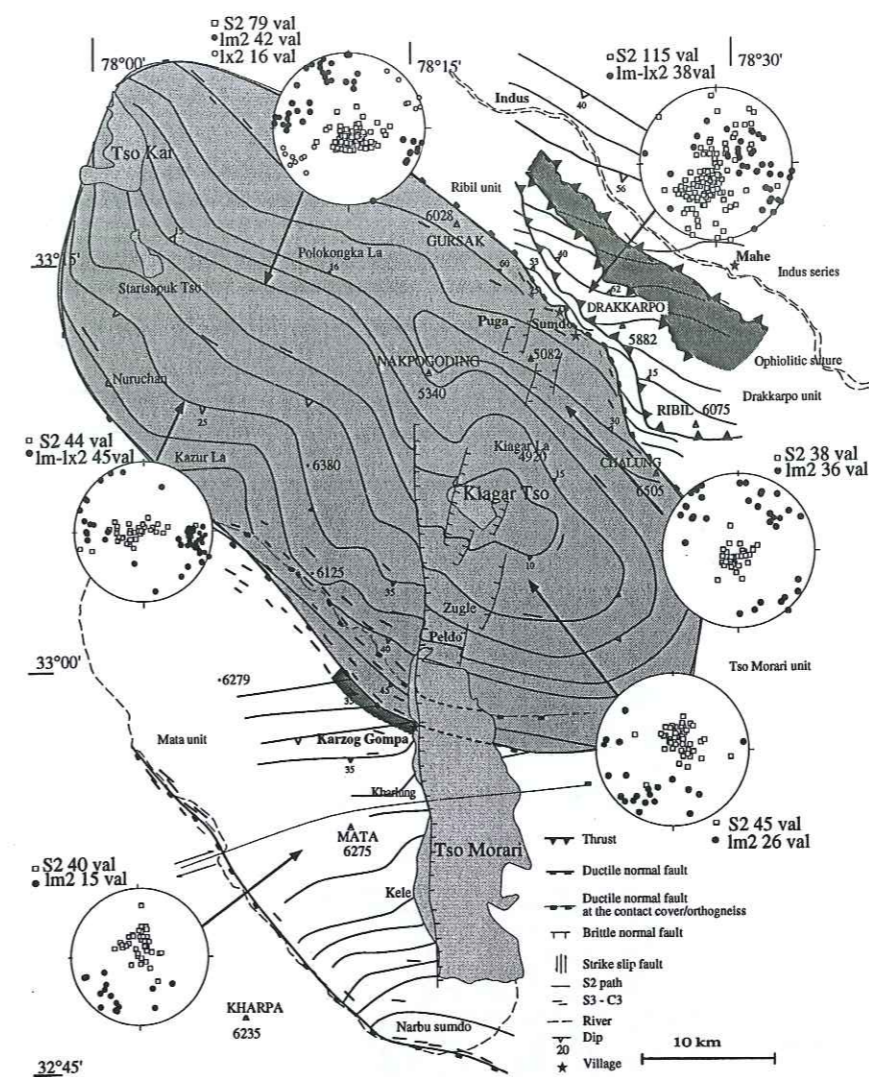


Fig. IV-2 : Trajectoires de schistosité S2-S3 faites à l'aide du programme de lissage de Lee (1996). Les stéréogrammes représentent les plans de schistosité S2, les linéations minérales Lm2 d'étirement Lx2 et les axes de plis La2.

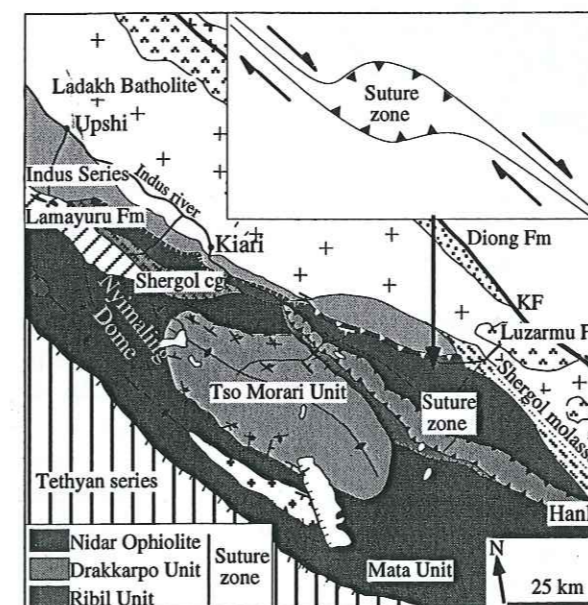


Fig. IV-3 : Schéma montrant les mouvements possibles entre les structures et les mouvements décrochants dextres d'après Reuber (1990b). Ce schéma s'applique à la déformation observée dans l'unité de Drakkarpo.

- Dans l'unité du Tso Morari, la schistosité S2 souligne la forme en dôme allongé (NO-SE). En effet, les trajectoires de schistosité se resserrent et se ferment dans les terminaisons nord-ouest et sud-est de l'unité (Fig. IV-2). Au contact entre les différentes lithologies, les directions de schistosité varient légèrement traduisant des accommodations locales de la déformation. D'autres variations de direction de la schistosité sont localisées près des failles tardives, responsables de la formation des bassins quaternaires (Tso Kar, Kiagar Tso, Tso Morari). Sur les bordures du dôme, la schistosité S2 et les cisaillements associés sont parallèles aux accidents majeurs. Cette schistosité est parallèle au plan axial des plis P2, convergents de part et d'autre du dôme. Elle s'est développée lors de la formation et l'exhumation du dôme. S3 est subparallèle à S2, mais est associée à des cisaillements C3 et des plis P3 divergents par rapport au coeur du dôme.

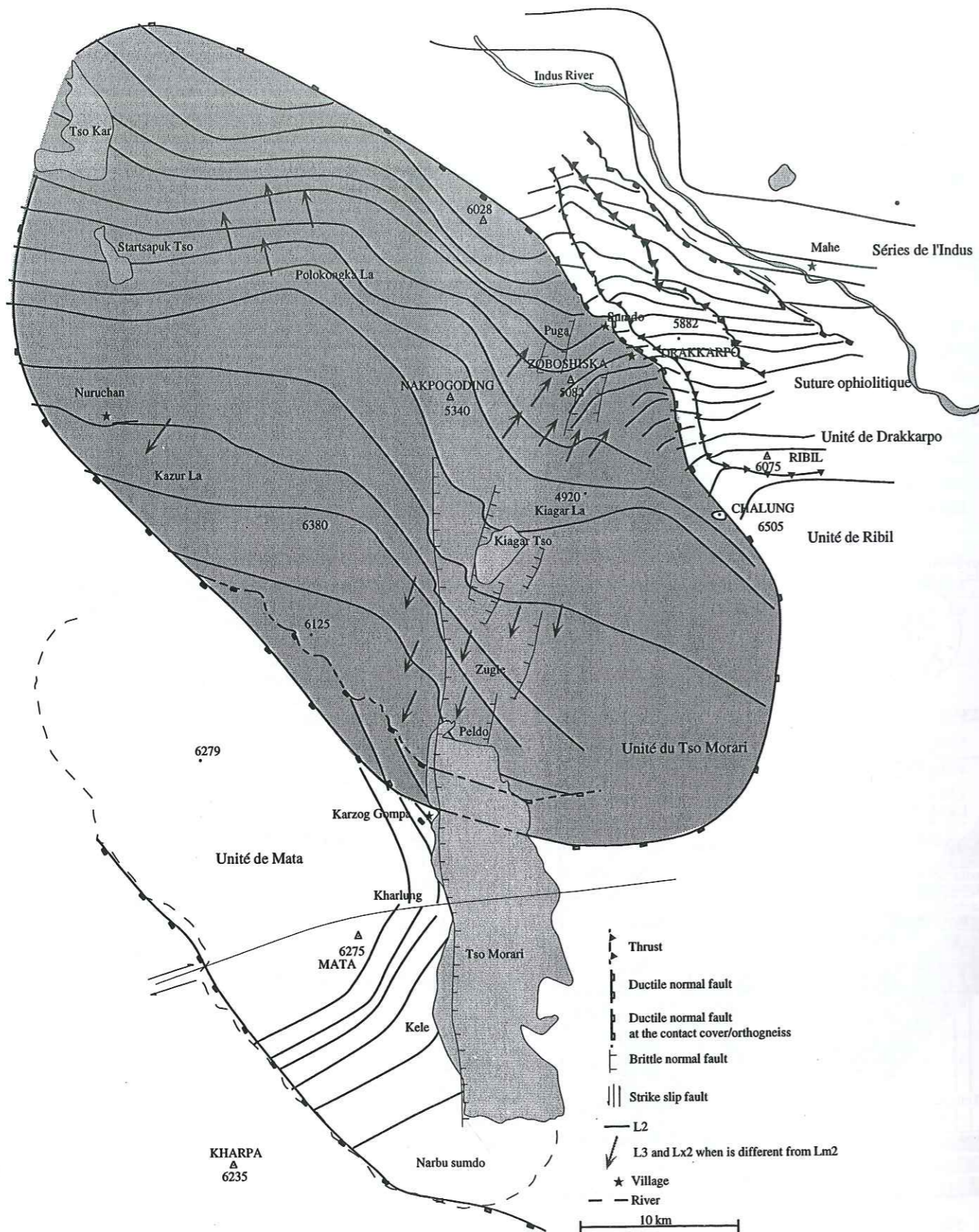


Fig. IV-4 : Trajectoires de linéations L2, faites à l'aide du programme de lissage de Lee (1996), et linéations Lx2 et L3.

• Dans l'unité de Mata au sud, la schistosité S2-S3 de direction N110° est compatible avec une direction de raccourcissement NE-SO. Cependant, les mesures effectuées à proximité du lac du Tso Morari montrent des variations importantes de direction de la schistosité (Fig. IV-2), attribuées au fonctionnement des failles tardives normales et décrochantes.

Les variations de direction de la schistosité semblent, dans cette région, presque toujours liées à une composante décrochante dextre de la déformation, précoce dans la zone de suture et plus tardive ailleurs.

III-2. Trajectoires de linéations

Il n'y a que dans le dôme du Tso Morari que s'observe une linéation précoce L1. Elle correspond aux axes de plis P1 (La1), éclogitiques, orientés N 50° 25°SO, ainsi qu'à la linéation minérale éclogitique, portée par les omphacites (Lm1) N45° 55°SO.

Trajectoires L2-L3 (Lm-Lx)

Lorsque la linéation observée n'est pas clairement attribuée à l'allongement des minéraux (Lm), nous l'avons appelée linéation d'étirement (Lx).

Alors que la direction de schistosité est relativement homogène dans toute la région étudiée, il est frappant de constater que la direction linéation d'étirement, associée au plan S2-S3, varie d'une unité à l'autre (Fig. IV-4).

• Depuis les séries de l'Indus au nord jusqu'à l'unité de Ribil (en contact avec le Tso Morari), la linéation (minérale et d'étirement) L2-L3 est de plus en plus oblique par rapport à l'allongement des unités N120-140°. Elle passe de N160° dans les séries de l'Indus à N45-90° dans l'unité de Ribil. La linéation est même perpendiculaire aux accidents majeurs, tels que le chevauchement entre Drakkarpo et Ribil ou la faille normale ductile de la Zildat. Ces linéations suggèrent des déplacements vers le NNE pour les unités de Drakkarpo, l'ophiolite et les séries de l'Indus ou vers le SO pour le sud de Drakkarpo et Ribil. Ces unités, situées au nord du Tso Morari, elles répondent à l'exhumation du dôme par des structures d'échappement liées à leur pincement entre le dôme de HP et la marge asiatique (Fig. 13 de l'article en préparation).

• Dans l'unité du Tso Morari, deux directions de linéation sont distinguées (Fig. IV-2, IV-4).

- Une linéation minérale précoce (associée à D2): orientée N120-140°, parallèle à la direction d'allongement du dôme, est observée essentiellement au cœur du dôme (trajectoire L2 Fig. IV-4).

- Une linéation d'étirement, orientée NE-SO (N90-45°) est perpendiculaire à la linéation minérale. Elle est essentiellement observée sur les plans de cisaillement C2, et semble plus tardive (D2-D3) que la linéation minérale Lm2. Elle reflète les mouvements relatifs du dôme par rapport à son encaissant, lors de sa structuration et de son exhumation (Choukroune, 1995). Près des limites du dôme, cette linéation d'étirement (L2-L3) est particulièrement bien développée et plonge de part et d'autre du dôme vers l'extérieur. Elle caractérise l'extrusion puis "l'étalement" NE-SO du dôme. Les plans de cisaillements portant cette linéation montrent des jeux normaux, suggérant qu'elle est associée au fonctionnement de faille normale qui limite le dôme (la faille de Zildat au nord qui rejoint celle de Karzog au sud). Ceci suggère que la structuration du dôme débute pendant D2, et non pas tardivement (Thakur, 1983; Steck *et al.*, 1998).

• Dans l'unité de Mata, au sud de la faille de Karzog, deux directions de linéation L2 sont observées sur les plans C2 (Fig. IV-4): des directions N20° au nord et N45° au sud. Elles montrent un plongement vers le sud-ouest et sont associées à des jeux normaux. Au nord ces directions sont quasiment perpendiculaires à la faille de Karzog et probablement liées à son fonctionnement. Au sud, les linéations d'étirement sont perpendiculaires à la faille de Phirse (Fig. IV-4), qui limite l'unité de Mata. Les accidents limitant de l'unité de Mata semblent donc contemporains du développement de la linéation d'étirement.

Dans toutes les unités et lorsque les linéations d'étirement L3 sont clairement observées, elles sont orientées N 20-45°, traduisant une déformation commune liée à l'étalement NE-SO du dôme et de son encaissant.

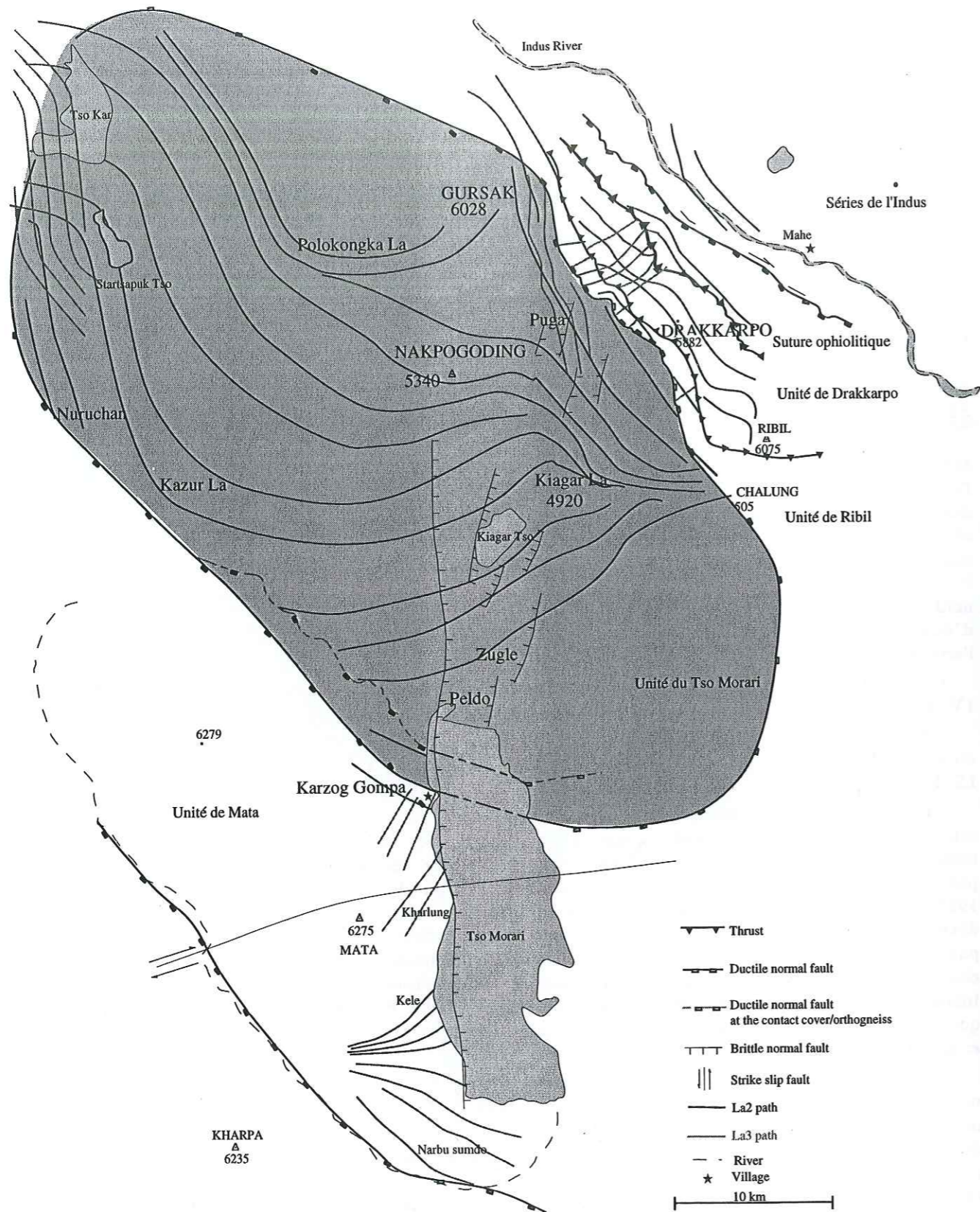


Fig. IV-5 : Trajectoires de linéations La2-La3, faites à l'aide du programme de lissage de Lee (1996).

Trajectoires des axes de plis La2-La3

Les trajectoires des axes de plis (La2), observées dans le Tso Morari, sont distinguées de celles des unités adjacentes. Les plis P2 ne se produisent pas au même niveau structural et ne sont sans doute pas synchrones dans toutes les unités (Fig. IV-5).

- Globalement, dans le domaine Nord, les plis sont ouverts, les axes de plis (La2) sont parallèles à la direction d'allongement principal (N160° dans les séries de l'Indus et la zone de suture, et N120-140° dans Drakkarpo et Ribil). Ces plis montrent une vergence vers le NE des séries de l'Indus au nord de Drakkarpo et SO au sud de Drakkarpo et dans l'unité de Ribil, ce qui suggère des mouvements vers le NE au nord et SO (Ribil) au sud, perpendiculaires aux limites des unités. Ces plis sont compatibles avec les linéations Lx2-3. Quelques axes de plis tardifs, La3, sont obliques (N90°) à l'allongement principal des unités ainsi qu'à leurs limites (notamment ceux observés aux bordures des unités de Drakkarpo et de Ribil. Mascle & Pêcher (1977) et Cobbold & Quinquis (1980) proposent que de tels plis (perpendiculaires aux accidents majeurs) répondent à des déplacements importants, parallèles à la direction des plis, qui sont donc dans le cas de notre étude compatibles avec la direction de mouvement sur les failles normales ductiles (Zildat, Karzog).

- Dans l'unité du Tso Morari, les plis sont isoclinaux, les axes de plis La2 sont subhorizontaux au centre du dôme et parallèles à l'allongement principal N130-140° ainsi qu'à la linéation minérale Lm2 (Fig. IV-5). Le plan axial de ces plis est parallèle à la schistosité S2, portant des minéraux du faciès schistes bleus. Au niveau des limites du dôme, les axes de plis La2 sont parallèles aux failles bordières, orientés N140-160° près de la faille de Zildat et N160° près de Karzog. Les trajectoires des axes La2 semblent dessiner une sigmoïde dans le dôme. Sur les flancs du dôme, les plis P2 sont dissymétriques et convergents vers le coeur. Ils sont associés à des cisaillements inverses également convergents de part et d'autre du dôme (voir Partie IV, Chapitre II). Les plis P2 ne sont donc pas des plis d'entraînement, ils sont plutôt issus d'un épisode de raccourcissement horizontal NE-SO. L'association des plis et des cisaillements inverses symétrique de part et d'autre du dôme suggèrent qu'ils se sont développés pendant la structuration précoce (pendant D2) du dôme. Des variations locales des directions des axes de plis sont liées aux failles décrochantes tardives.

L'axe La3 des plis dissymétriques P3, observés essentiellement sur les bords du dôme, a globalement la même orientation que celui des plis P2 (La2), ils sont subhorizontaux. Cependant, ils ne sont pas convergents mais divergents par rapport au centre de l'unité. Ils représentent donc des plis d'entraînement associés au fonctionnement des failles normales bordant le dôme, perpendiculaires à la linéation d'étirement (Lx3).

- Dans l'unité de Mata au sud, les axes de plis P2 isoclinaux (La2) sont également parallèles à la direction d'allongement principal de l'unité N120-140°. Ils sont compatibles avec une vergence NE (Fig. IV-5). Tardivement, des plis P3 ont un axe La3 de direction N45°. Ces plis se sont essentiellement développés à proximité de la faille de Phirse (qui limite l'unité de Mata au sud). La schistosité synfoliale S3 porte une linéation Lx3 qui suggère des déplacements normaux vers le SO.

La grande diversité d'orientation des axes de plis (La2) d'une unité à l'autre peut s'expliquer par le fait qu'il n'y a pas de continuum géographique entre toutes ces unités, à ce stade de la déformation. En effet, pendant D2, le Tso Morari se situe entre 70 et 30 km de profondeur, alors que les unités de la suture et de Karzog Mata sont proche de la surface.

L'ensemble de ces trajectoires de schistosités, de linéations et d'axes de plis, associé aux structures décrites dans le chapitre précédent, est compatible avec l'extrusion à forte composante verticale du dôme à travers son encaissant mantellique comme le suggèrent les serpentinites qui limitent le dôme. Dans la croûte, l'exhumation se poursuit avec une composante horizontale plus importante. Ces observations sont cohérentes avec les variations de vitesse d'exhumation. L'unité du Tso Morari se déplace donc à travers son encaissant immédiat, et non avec lui. Cette interprétation apporte des contraintes majeures sur les mécanismes d'exhumation.

L'extrusion du Tso Morari se fait dans un contexte de raccourcissement horizontal globalement NE-SW, dû à la convergence Inde-Asie. La déformation observée dans les unités, au-dessus du Tso Morari, traduit le pincement de ces unités entre les marges asiatique ou indienne et le dôme qui remonte. Les trajectoires de schistosités et de linéations rendent

également compte de l'échappement de ces unités vers le nord et le sud lors de la percée ainsi que de l'étalement du dôme dans la partie supérieure de la croûte.

L'allure sigmoïdale de la schistosité et l'obliquité des linéations d'étirement, par rapport à l'allongement principal dans la zone de suture, témoignent de mouvements "transcurrents" dextres. Ce décrochement semble être relativement précoce car il est déduit des structures D2-D3 de la suture. Même si aucune grande faille décrochante n'a été reconnue, quelques systèmes de décrochements conjugués ont été observés. D'ailleurs, dans ce contexte, la forme en éventail doublement chevauchant (structure en fleur) de Drakkarpo pourrait être liée à la déformation décrochante précoce (Fig. IV-4). De nombreuses zones de déformations décrochantes dextres sont décrites au Ladakh, et plus précisément dans la zone de suture, près de Lamayuru-Padum (Reuber, 1990b) (Fig. I-7), ainsi qu'à l'interface entre le dôme des Nyimaling et la zone de suture (Stutz & Steck, 1986; Stutz, 1988). Steck *et al.* (1993) interprètent ce décrochement comme une déformation transpressive, associée à l'exhumation du dôme des Nyimaling. Des mouvements dextres sont également décrits plus au sud, à l'interface entre le Cristallin du Haut Himalaya et la couverture sédimentaire téthysienne (Gilbert, 1986; Pécher, 1991). Ces déplacements se produisent aux interfaces géologiques majeures et reflètent probablement un partitionnement de la déformation. Les accidents majeurs, qui limitent les unités étirées, enregistrent la partie "non coaxiale" (cisaillement simple) de la déformation. Au coeur des unités, la déformation est plus homogène avec probablement une composante coaxiale plus importante, présentant une discordance angulaire avec les bordures.

Ces décrochements sont le reflet d'une déformation transpressive régionale comme en témoigne la présence plus au nord de la faille dextre du Karakorum, d'échelle lithosphérique.

Chapitre IV- Transpression et Partitionnement de la déformation

Partitionnement de la déformation au sein du dôme du Tso Morari

Les champs de déformations observés dans le dôme du Tso Morari reflètent trois régimes de déformation distincts :

- Le stade D1 est caractérisé par des plis P1, une foliation verticale S1 et une linéation L1 plongeante de (55°). Cette déformation est associée aux paragenèses de HP-BT. Les axes λ_1 et λ_2 de la déformation finie pour le stade D1 étaient probablement très redressés (dans le plan de la schistosité verticale) et sont des axes d'étirement principal, alors que λ_3 , subhorizontal, témoigne de la direction de raccourcissement principal. Ces axes définissent donc une déformation de type coaxiale, en aplatissement.

- Le stade D2 est caractérisé par une schistosité horizontale due à du raccourcissement verticale, par des plis P2 subhorizontaux convergents de part et d'autres du dôme suggérant du raccourcissement horizontal, ainsi que par une linéation d'étirement L2, parallèle aux axes des plis La2. Ces structures sont associées à des cisaillements de sens opposés, convergents vers le dôme, et montrent une déformation en double raccourcissement (axes de déformation finie λ_1 horizontal N140° en allongement, λ_3 vertical en raccourcissement et λ_2 horizontal N30° en raccourcissement).

- La déformation D3 est caractérisée par des cisaillements ductiles, observés partout mais principalement en bordure du dôme. Ces cisaillements montrent des jeux normaux et témoignent d'une déformation non coaxiale (λ_1 horizontal N30° en allongement et λ_3 vertical en raccourcissement).

La transition de la schistosité verticale (S1) à la schistosité horizontale (S3) impose le développement d'un point triple (Brun, 1983 ; Choukroune, 1995). Durant l'exhumation du Tso Morari, les foliations verticales, vont être progressivement déformées et superposées par les structures horizontales. Cette région va donc être affectée par deux raccourcissements perpendiculaires ce qui, du point de vue de la déformation finie signifie un ellipsoïde en constriction (D2). Ce type d'évolution a été observé dans les diapirs (Fig. IV-6a). De plus, les structures enregistrées dans les unités avoisinantes aux diapirs sont convergentes vers le coeur du diapir (Fig. IV-6a), compatibles avec les structures observées dans les unités autour du dôme du Tso Morari (Fig. 13 chapitre II). Les modélisations analogiques (Fig. IV-6b) et numériques des structures diapiriques rend compte du partitionnement de la

déformation observée entre le coeur et les bordures du dôme du Tso Morari. En effet, les bordures sont affectées par des cisaillements normaux divergents alors que le coeur est affecté par des structures convergentes (Fig. IV-6b).

Partitionnement de la déformation à l'échelle régionale

Les modèles numériques de Jezek *et al.* (en prep) (K. Schulmann, com. pers., 1998), permettent de calculer l'ellipsoïde de déformation finie dans le cadre d'une déformation transpressive. Les paramètres qui influencent l'ellipsoïde de déformation sont (Thompson *et al.*, 1997a) :

- La vitesse de convergence = v
- L'obliquité de la convergence, c'est-à-dire l'angle entre le vecteur convergence et la limite de la plaque stable = α
- La largeur de la zone déformée = d
- Le partitionnement de la déformation, si la zone de déformation est hétérogène.

Ces modèles proposent que le type d'évolution de la déformation enregistrée dans le dôme du Tso Morari, soit le reflet d'une augmentation de l'angle de convergence locale α , pendant l'exhumation traduisant le passage d'une convergence oblique à une convergence plus frontale.

Ceci est compatible avec le caractère transpressif de la convergence entre l'Inde et l'Asie dans la zone étudiée. En effet, les reconstitutions paléogéographiques (Patriat & Achache, 1984; Klootwijk *et al.*, 1985) montrent que sur le flanc Est de l'indenteur indien (là où se trouve actuellement le dôme du Tso Morari), l'angle entre les limites de plaques a diminué au cours de la convergence. Les limites de plaques lors de la collision étaient probablement très différentes des limites actuelles, si on croit à

(a)

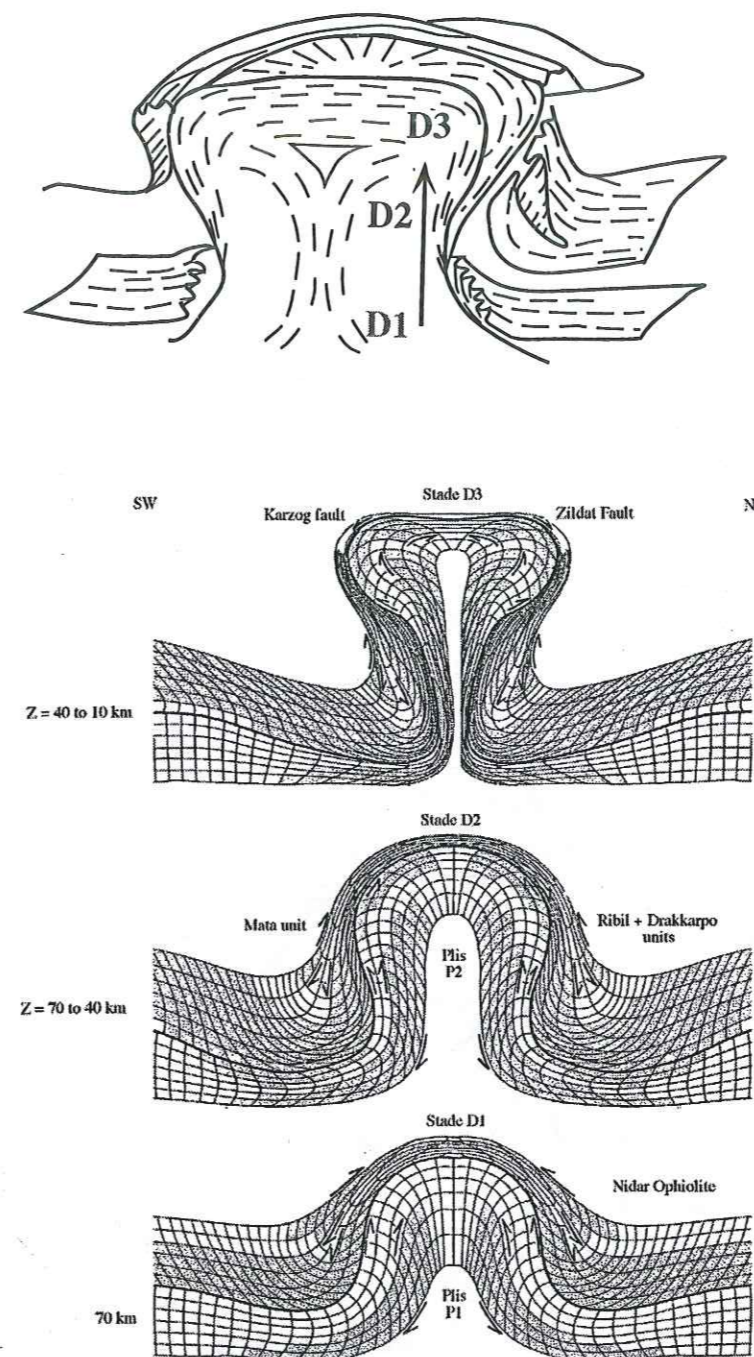


Fig. IV-6 : a) Schéma simplifié montrant l'évolution de la déformation dans un diapir au cours de sa maturation, d'après Choukroune (1995), modifié.

Au coeur du diapir, la transition entre une schistosité verticale (S1) et horizontale (S3) entraîne la formation d'un point triple.

Ce schéma illustre également l'évolution de la déformation dans l'encaissant.

b) Coupe schématique extraite de Burg (1987)

d'une grille d'éléments déformés dans le modèle de diapir de Dixon (1975), montrant le partitionnement de la déformation entre le coeur, les bordures du diapir et l'encaissant.

l'existence d'une large marge indienne "Great India". Ces limites devaient être très obliques au début de la collision à l'aplomb de la zone étudiée, elles se sont parallélisées au cours de la convergence, à la faveur de la rotation anti-horaire, de l'Inde par rapport à l'Asie (considérée

comme stable) (Fig. IV-7). Donc localement, la convergence était d'abord très oblique avec un angle de convergence locale α faible (Fig. IV-7) et une composante décrochante forte. Puis l'angle de la convergence a augmenté au cours du temps, au niveau de la zone étudiée, conduisant à une convergence plus frontale. (Rappelons que ce sont les limites de plaques qui ont varié dans le temps et non la direction globale de convergence entre l'Inde et l'Asie, les variations d'angle de convergence discutés sont locales).

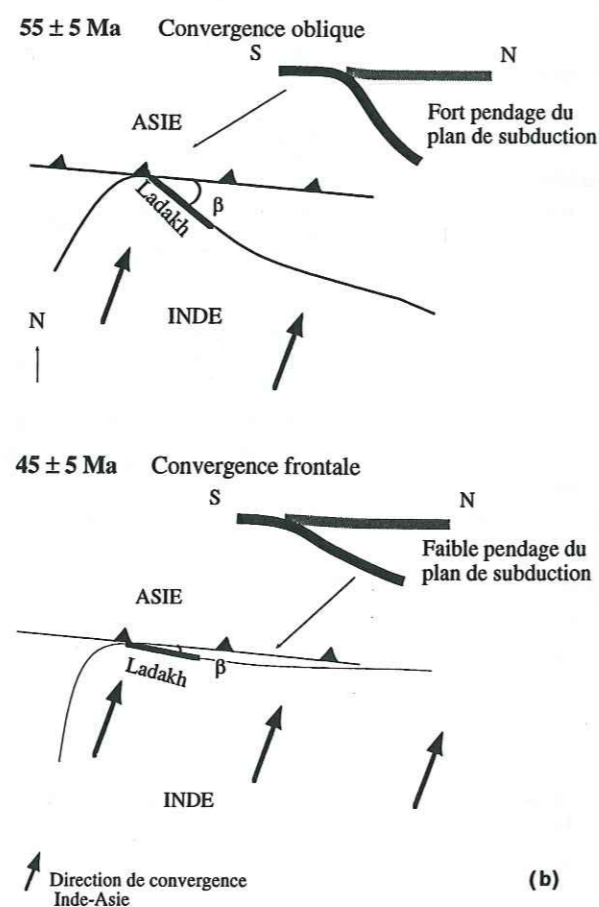
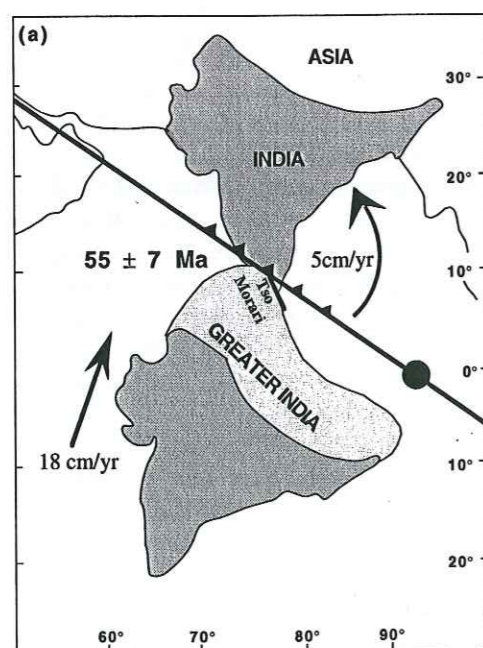
Sanderson & Marchini (1984) ont décrit la transpression comme la résultante d'une déformation décrochante avec une composante en raccourcissement horizontal et une en allongement vertical. Si cette déformation transpressive est appliquée sur une zone hétérogène, il y a partitionnement total ou partiel de la déformation et des contraintes (Jones & Tanner, 1995), avec des domaines en déformation coaxiale séparés par des zones de déformation non coaxiale.

D'après le modèle de Jezek *et al.* (en prep), une schistosité et une linéation verticales peuvent être obtenues pour un angle de convergence $\alpha < 20^\circ$. Dans le Tso Morari, la schistosité S1 est bien verticale et la linéation L1 est fortement pentée. Cette déformation s'est produite au début de la subduction indienne, quand l'angle de convergence était faible au Ladakh (Patriat & Achache, 1984; Klootwijk *et al.*, 1985). Si cet angle était supérieur à 20° , un partitionnement de la déformation pendant D1 a pu se réaliser, entre une composante de convergence quasi frontale et une composante de convergence oblique. Le modèle de Jezek *et al.* (en prep) suggère que la convergence frontale s'accomode en partie par de la déformation non coaxiale. Or de grandes failles, d'échelle lithosphérique, sont observées dans cette région de l'Himalaya: la faille du Karakorum ou celle de l'Altyn Tagh, beaucoup plus au nord. Tapponnier *et al.* (1986) proposent que ces failles soient très précoces dans l'histoire de la chaîne, ce qui reste compatible avec notre hypothèse.

Fig. IV -7 : a) Rotation de l'Inde par rapport au contact initial Inde-Asie à 55 ± 5 Ma (Patriat & Achache, 1984 ; Klootwijk *et al.*, 1985 ; Treloar & Coward, 1991 ; Beck *et al.*, 1995). La ligne noire souligne la position de la marge asiatique, avant la collision. Les triangles représentent la subduction. Le segment noir souligne le flanc est de l'indenteur, qui correspond à la région étudiée.

b) Schéma décrivant l'influence sur la région du Ladakh de l'évolution de la géométrie de la convergence Inde-Asie depuis le Paléocène, β = angle entre les plaques.

La direction de convergence globale n'a pas vraiment changé, en revanche la plaque indienne a tourné, impliquant le passage d'une convergence oblique au Paléocène, à frontale à partir de l'Éocène (Treloar & Coward, 1991), alors que dans l'Himalaya central, la collision a été plus tardive et plus frontale. Illustration en coupe de la variation du plongement de la subduction en fonction de l'angle de convergence.



Entre la déformation D1 et D3, l'angle de convergence local a augmenté, en réponse à la rotation anti-horaire de l'Inde par rapport à l'Asie (Treloar & Coward, 1991). Au Ladakh, l'angle de convergence devait être $\alpha \gg 50^\circ$ pendant D2 (du Paléocène supérieur à l'Éocène). La convergence est devenue plus frontale pour cette partie du Ladakh au cours de la rotation de l'Inde (*ibid.*). Le modèle de Jezek *et al.* montre qu'alors, la schistosité est horizontale, ainsi que l'allongement λ_1 , lui-même perpendiculaire à la direction de convergence. Ceci est cohérent avec la déformation D2 enregistrée au Tso Morari.

Quand l'angle des limites de plaques en convergence varie au cours du temps, la convergence peut localement et temporellement être transpressive et partitionnée. Les relations entre les déformations régionales et les mouvements des plaques sont alors complexes. La prise en compte d'une composante oblique de la convergence dans cette partie de l'Himalaya permet d'expliquer un peu mieux l'évolution (D1-D2) du régime de la déformation dans le dôme du Tso Morari.

Chapitre V- Synthèse

Cette synthèse permet d'intégrer les informations structurales avec l'ensemble des observations pétrologiques et chronologiques obtenues sur la région du Tso Morari.

Grâce à ce travail, une vision nouvelle est proposée pour l'évolution de la déformation dans cette région. En effet, la coupe proposée, depuis le batholite du Ladakh jusqu'aux séries sédimentaires de la marge indienne, montre une très grande diversité de lithologies, de métamorphisme et de déformation entre les différentes unités traversées. Ceci suggère qu'elles ont été juxtaposées après avoir connu une évolution indépendante. L'étude proposée montre, de surcroît, que les deux premiers stades de déformation de l'unité HP du Tso Morari et des unités adjacentes, se sont effectués à des niveaux structuraux différents. Cependant, toutes ces déformations résultent d'un raccourcissement NE-SO, dû à la convergence Inde-Asie.

Dans les unités adjacentes au dôme, les structures observées se sont développées en subsurface. D1 résulte de mouvements vers le sud-ouest, liés à la subduction de l'Inde et à l'obduction de l'ophiolite de Nidar sur la marge indienne. D2 représente les premiers effets de l'exhumation du dôme sur les unités avoisinantes. Ces effets se font sentir alors que les unités ne sont pas encore en contact. Le stade de déformation D3, dans les unités adjacentes, témoigne de la percée du dôme en surface et de son étalement depuis l'Oligocène. Cet âge de déformation est confirmé par la présence de conglomérats oligocènes de Shergol, en écaillures entre les unités de Nidar et Drakkarpo. L'absence de métamorphisme de HP-BT, dans les unités adjacentes au Tso Morari, suggèrent que leur juxtaposition avec le dôme s'est faite à une faible profondeur.

Dans le dôme du Tso Morari, toutes les structures observées (D1-D2-D3) sont liées à l'exhumation. Elles se sont développées pendant l'extrusion verticale du dôme, depuis le manteau jusqu'à la surface. Contrairement à ce qui est classiquement admis, la structuration en dôme se fait de façon précoce, dès la phase de déformation D2.

Les changements structuraux mis en évidence dans cette partie coïncident avec des changements pétrologiques (Partie 2) et de vitesses d'exhumation (Partie 3). Ils reflètent une exhumation en deux étapes. La première débute au Paléocène supérieur. Elle est rapide (> 4 mm.an⁻¹) et associée à une décompression, quasiment isotherme, à travers le manteau. Elle entraîne une déformation D1-D2 coaxiale (en constriction pour D2). Elle est corrélée à la convergence également rapide entre l'Inde et l'Asie au début de la subduction indienne (18 cm.an⁻¹) (Patriat & Achache., 1984). Puis, à partir de l'Éocène (45-50 Ma), l'exhumation du Tso Morari ralentie (< 2 mm.an⁻¹). Elle se fait par des cisaillements normaux, à travers et avec la croûte, associés à une augmentation de température. Ces changements sont contemporains de variations globales de la géométrie et de la cinématique en l'Himalaya. En effet à partir de 53 Ma la vitesse de convergence Inde-Asie décroît brutalement jusqu'à 10 puis 5 cm. an⁻¹ (Patriat & Achache, 1984; Klootwijk *et al.*, 1985). Ce ralentissement correspond en fait au passage d'un **contexte de subduction continentale** (où les mouvements verticaux dominent) à un **contexte de collision continentale** (où la composante horizontale de la déformation s'accroît). Cette transition est causée par la subduction intracontinentale du HHC, qui provoque un épaissement crustal important. Henry *et al.* (1997) remarquent que l'enfouissement du HHC se fait suffisamment vite pour ne pas impliquer de changements de densité trop important. Le HHC constitue donc une unité cristalline massive et plutôt légère.

La subduction intracontinentale du HHC sous le dôme éclogitique du Tso Morari (plus dense) va faciliter l'exhumation du dôme, grâce aux forces d'Archimède. Cet enfouissement va, en même temps, provoquer un redressement du plan de subduction continentale.

Nous avons également noté que l'augmentation de l'angle de convergence entre les plaques indienne et asiatique, au niveau du flanc et de l'indenteur, peut expliquer l'évolution du régime de la déformation entre D1 en aplatissement, et D2 en constriction. Cette transpression s'applique sur une zone de déformation hétérogène. Les différentes unités, déformées de manière globalement homogène, sont limitées par des accidents chevauchants ou normaux. Ces accidents majeurs, comme la faille de Zildat, de Karzog, mais aussi MCT, FNNH... sont globalement parallèles à la marge asiatique, tout au long de la chaîne himalayenne. D'autres accidents, obliques aux premiers, se sont développés en Himalaya, telle que la faille décrochante dextre du Karakorum. Ces failles rendent compte du partitionnement de la déformation, lors de la convergence oblique sur les flancs de l'indenteur indien (Tapponnier *et al.*, 1981, 1986). Ainsi l'évolution tectono-métamorphique du Tso Morari, calée sur l'évolution de la chaîne himalayenne, permet de progresser dans la compréhension de cette orogénèse et des mécanismes d'exhumation des roches de HP-BT.

Enfin, l'analogie avec les diapirs et le partitionnement de la convergence oblique suggèrent qu'un contraste rhéologique important, entre le massif exhumé et son encaissant, est nécessaire pour que l'exhumation soit possible. Nous proposons que la recristallisation dynamique des minéraux lors de l'éclogitisation, puis la recristallisation dans le faciès amphibolite, ont en partie affaibli le massif du Tso Morari, notamment sur les bords du dôme (où l'amphibolitisation est plus importante). Cependant, le contraste rhéologique majeur, mis-en-évidence dans ce travail concerne la présence des serpentinites. Elles sont observées sur la limite nord-est du dôme du Tso Morari, dans la faille normale de la Zildat. Ces serpentinites ont permis la localisation de la déformation en bordure du dôme, et l'affaiblissement de cette unité face à son encaissant mantellique. Elles ont ainsi facilité l'exhumation du dôme du Tso Morari. Notons que la recristallisation dans la limite nord du dôme s'est faite sous des conditions de moindre température que dans les limites dépourvues de serpentinites. Autrement dit, la localisation de ces serpentinites dans la limite nord du dôme explique les dissymétries pétrologiques et structurales observées entre les bordures nord-est et sud du dôme. Cette analogie avec les diapirs suggère aussi que le dôme du Tso Morari remonte à travers son encaissant, et non pas avec lui.

Il apparaît après cette étude que la convergence, plus ou moins oblique entre l'Inde et l'Asie, d'abord en subduction puis en collision, a un rôle moteur dans l'exhumation du massif HP-BT du Tso Morari. L'ensemble des données et observations acquises (pétrologiques, géochronologiques et structurales) impose des contraintes importantes sur les mécanismes d'exhumation et permet de discuter les modèles d'exhumation. C'est l'objet du chapitre suivant.

Partie V

Discussion sur les mécanismes d'exhumation

Partie V- Discussion sur les mécanismes d'exhumation

Dans cette partie, les différents modèles, proposés pour expliquer l'exhumation des roches de HP BT en contexte de convergence, sont confrontés aux données acquises dans le dôme du Tso Morari et dans d'autres massifs éclogitiques.

Chapitre I- Les problèmes posés par la HP-BT

Les problèmes majeurs posés par la présence des massifs de HP-BT dans les chaînes de montagne ont été synthétisés par Platt (1987, 1993). Ils concernent :

- la **préservation du faciès éclogitique**, notamment celle des éclogites de BT, pendant leur exhumation vers la surface, ainsi que leur exhumation quasi-isothermale ;
- l'**exhumation rapide** et les **variations** dans le temps des **vitesse d'exhumation** ;
- le fait que l'exhumation des éclogites de BT se produit en contexte de **convergence active** (exemple de la HP dans les Cyclades ou les Caraïbes) ;
- le **manque d'influence** notable de l'**érosion**: en effet, la remontée se produit avant l'acquisition de reliefs élevés.

En plus de ces contraintes majeures, un certain nombre de caractères, mis en évidence dans le dôme HP-BT du Tso Morari, sont communs à de nombreux massifs éclogitiques, notamment :

- le fait qu'à partir d'arguments métamorphiques, structuraux et géochronologiques, l'exhumation soit divisée en deux étapes : une étape qui se produit alors que la subduction de la marge amincie se poursuit et une étape en collision ;
- ces roches de HP sont surmontées de nappes faiblement métamorphisées, qui sont trop minces pour expliquer le métamorphisme HP de l'unité sous-jacente. Comme, c'est le cas pour les unités de la suture et de Mata, qui entourent le Tso Morari, ou des unités ophiolitiques non métamorphiques qui surmonte les éclogites du complexe franciscain (fig. 2 et 3 in Platt, 1987) ;
- les massifs HP ont souvent une forme en dôme ;
- la déformation dans ces dômes est syn-métamorphique, suggérant une exhumation par des processus tectoniques ;
- les unités avoisinantes ont subi une déformation causée par la percée du dôme de HP-BT, montrant que le dôme s'exhume à travers son encaissant ;
- les structures associées à l'exhumation ressemblent à celles observées dans les diapirs et les dômes migmatitiques. Elles sont d'abord plutôt coaxiale, puis non coaxiale dans le dernier stade de l'exhumation. L'analogie cinématique avec les diapirs suggère une composante verticale importante au cours de l'exhumation et confirme une exhumation active du massif éclogitique à travers ses encaissants successifs ;
- ces unités éclogitisées sont souvent limitées par des zones de failles normales. Dans le cas du Tso Morari, ces failles sont syn-métamorphiques et précoces ;
- ces massifs sont généralement en contact avec la zone de suture, localisés au niveau de la paléo-zone de subduction ;
- dans les chaînes de montagnes, les éclogites affleurent essentiellement dans les zones de courbure, où la convergence a été oblique.

Pour rendre compte de ces observations plusieurs modèles ont été proposés. Ils sont basés sur deux concepts qui s'opposent (Platt, 1987) :

- (i) la remontée du massif éclogitique se fait à travers son encaissant et elle est active (extrusion) ;
- (ii) la remontée du massif éclogitique se fait avec son encaissant (uplift) et elle est passive (modèles d'érosion, de flambage....).

Chapitre II- Les différents modèles d'exhumation des roches de HP-BT

Les modèles, classiquement proposés pour l'exhumation de ces massifs de HP-BT, considèrent que le moteur de l'exhumation est soit les forces de volume (forces d'Archimède), soit les forces localisées aux limites du système.

II-1- Modèles contrôlés par les forces d'Archimède

Exhumation par équilibre isostatique et érosion

Ce sont les premiers modèles proposés pour l'exhumation des roches de HP (Clark & Jäger, 1969; England & Richardson, 1977; England, 1981; Rubie, 1984). Ils sont basés sur l'idée que l'ensemble éclogitisé remonte de façon passive avec son encaissant, grâce à la rééquilibration isostatique. Cette rééquilibration produit des reliefs, que l'érosion détruit. Cependant, ces modèles se heurtent aux observations de terrain. Tout d'abord, une exhumation par érosion impliquerait une quantité énorme de sédiments érodés, qui n'est pas observée dans les chaînes de montagnes. Ainsi, en Himalaya, le remplissage sédimentaire du golfe du Bengale est daté du Miocène à l'actuel (France-Lanord *et al.*, 1993). Il ne permet donc pas d'expliquer une exhumation anté-oligocène. De plus, Burg & Chen (1984) et Van Haver (1984) observent des sédiments marins éocènes dans la zone suture de l'Indus-Tsang Po, au Tibet et au Ladakh. Ces sédiments marins témoignent de l'absence de reliefs continentaux au début de la collision himalayenne. D'autre part, dans ces modèles de dénudation par érosion-isostasie, la zone exhumée passivement présenterait des caractéristiques métamorphiques communes avec son encaissant. Or le dôme du Tso Moriri, comme de nombreux massifs éclogitiques alpins (Dora Maira, Grand Paradis, Mont Rose), est surmonté d'unités faiblement métamorphisées. De plus, si l'exhumation est contrôlée uniquement par le couple érosion-isostasie, les roches enfouies à plus de 70 km de profondeur devraient enregistrer des réchauffements importants au cours de leur remontée (England & Thompson, 1984). Le fait que les éclogites de BT n'enregistrent pas ou peu d'augmentation de température au cours de leur décompression, suggère que l'exhumation est rapide et contrôlée par d'autres mécanismes, probablement tectoniques. En effet, les vitesses d'exhumation, associées à la simple érosion, sont de l'ordre de 1 mm.an^{-1} . Or les éclogites sont généralement exhumées beaucoup plus rapidement (de l'ordre de 4 mm.an^{-1} au début de l'exhumation des éclogites du Tso Moriri) et de façon discontinue (Duchêne *et al.*, 1997b). Notons cependant, dans les contextes géologiques où le couplage tectonique-érosion est fort (syntaxes himalayennes, par exemple), des vitesses d'exhumation de l'ordre du cm.an^{-1} (Zeitler *et al.*, 1982; Burg *et al.*, 1997). Enfin, Thompson *et al.* (1997a) montrent que l'exhumation par érosion permet seulement de revenir à une épaisseur de croûte normale (30 km) à partir d'une croûte épaissie, et donc ne peut en aucun cas permettre l'exhumation de roches enfouies à plus de 70 km de profondeur. Quoi qu'il en soit, notre étude structurale montre que la déformation dans le dôme de HP-BT du Tso Moriri est différente de celle des unités avoisinantes. Ces structures observées impliquent une exhumation contrôlée par des processus tectoniques.

Exhumation par éduction (appliquée au modèle de "slab breakoff")

Une partie de la croûte métamorphisée en faciès éclogitique (v. Blanckenburg *et al.*, 1989; Andersen *et al.*, 1991; Davies & v. Blanckenburg, 1995; v. Blanckenburg & Davies, 1995) acquiert une densité comparable à celle du manteau ($3.1-3.3 \text{ g.cm}^{-3}$) (Oxburg & Turcott, 1976) et se détache. L'éduction de la croûte éclogitisée entraîne sa disparition dans le manteau et provoque une remontée isostatique de la partie restante. Les reliefs, créés en surface, sont alors érodés.

Le premier problème est que ce modèle ne peut pas s'appliquer aux roches de la croûte supérieure, de compositions globalement granitique, qui, même éclogitisées, n'ont pas la même densité que le manteau (3.06 g.cm^{-3}) (Platt, 1987; Henry *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1997a). La création de reliefs élevés associée à ce type d'exhumation est de plus en contradiction avec l'absence de relief déduite des données sédimentologiques, dans les zones internes de la chaîne, lors de l'exhumation précoce du massif du Tso Moriri. Enfin, ce modèle suggère une exhumation passive de tout l'encaissant, contrairement à ce que l'on observe.

Exhumation par les forces d'Archimède, avec une géométrie de subduction (Ernst, 1975, 1984; England & Holland, 1979; Cloos, 1982; Chemenda *et al.*, 1997)

Cette proposition a fait l'objet de modélisations analogiques (Shemenda, 1993; Chemenda *et al.*, 1995, 1996, 1997; Matte & Chemenda, 1996) et a été appliquée à diverses chaînes de montagne (Matte, 1998). Ce mécanisme d'exhumation, assisté par la tectonique et l'érosion, semble a priori cohérent avec certaines observations liées à l'exhumation. Il donne notamment une explication des variations de vitesse d'exhumation. En effet, les forces d'Archimède sont invoquées pour expliquer l'exhumation de massif cristallin à travers le manteau, où le contraste de densité est supposé assez fort. Quand le massif arrive dans la croûte, les forces d'Archimède s'annulent et le massif se bloque. D'autres mécanismes d'exhumation doivent prendre le relais, telles que l'érosion et l'extension. Ces modèles permettent également d'expliquer le développement de failles normales en bordure des unités exhumées (*ibid.*). Ils rendent compte de l'emplacement des massifs éclogitiques à proximité des paléo-zones de subduction (cas pour le Tso Moriri). Henry *et al.* (1997) proposent, à partir de la densité des minéraux constituant les roches métamorphiques, qu'une croûte supérieure ou intermédiaire éclogitisée a une densité de 3.06 à 3.31 g.cm^{-3} . Ces valeurs sont comparables à la densité du manteau ($3.1-3.3 \text{ g.cm}^{-3}$) (Oxburg & Turcott, 1976). Cloos (1993) montre que la subduction ne se réalise que si la différence de densité entre la lithosphère et le manteau est supérieure à 10%. En supposant que l'exhumation par les forces d'Archimède nécessite pour se produire une différence de densité similaire, le massif éclogitisé doit être de 10% moins dense que le manteau pour être exhumé. Ceci n'est pas toujours le cas, en particulier pour les unités de croûte océanique éclogitisée ($d = 3.5 \text{ g.cm}^{-3}$ environ). Or des éclogites d'origine océanique sont décrites en Himalaya (Le Fort *et al.*, 1997) et dans les Alpes (Spalla *et al.*, 1996). Comme la différence de densité entre le massif éclogitique et le manteau est faible (même pour les massifs granitiques), ces modèles nécessitent l'exhumation d'unités d'échelle crustale. Or, le dôme du Tso Moriri ou les massifs cristallins internes alpins (*ibid.*), ne sont constitués que de roches de la croûte supérieure.

Platt (1987) pense effectivement que les forces d'Archimède agissent sur une unité crustale enfouie dans le manteau. Mais il précise que pour qu'elles constituent le moteur de l'exhumation, il faudrait cependant qu'elles contrebalancent les forces de traction associées à la subduction. Ces forces d'Archimède ne peuvent être un processus efficace d'exhumation que si la convergence cesse ou ralentit, si l'angle de subduction augmente ou si elles s'appliquent à une unité de dimension crustale. Ces conditions ne répondent pas aux observations faites sur la plupart des massifs éclogitiques (Platt, 1987 : fig. 1). De plus, à faible profondeur, les forces d'Archimède ont même un effet contraire à l'exhumation car les roches éclogitisées sont plus denses que leur encaissant crustal.

D'un point de vue structural, Behrmann & Ratschbacher (1989) considèrent qu'une linéation plongeante (très redressée) devrait être observée dans des unités exhumées par les forces d'Archimède. Or la linéation d'étirement, observée dans le dôme du Tso Moriri, est subhorizontale pendant D2. Ce caractère est relativement commun dans les massifs éclogitiques (*ibid.*). Behrmann & Ratschbacher (1989) remarquent également que l'exhumation d'un massif par contraste de densité ne devrait pas impliquer de fortes déformations dans les unités avoisinantes. Or les unités adjacentes au dôme du Tso Moriri ont subi une déformation D2-D3 importante, liée à son exhumation.

L'ensemble de ces arguments s'oppose donc à l'implication des forces d'Archimède comme moteur unique de l'exhumation, quelle que soit la géométrie du système choisi.

II-2. Modèles contrôlés par les forces aux limites du système

Exhumation par des processus de flux retour, dans un chenal ou un prisme sédimentaire

Ce modèle de "channel flow" a été appliqué, pour le mélange franciscain (Cloos, 1982) (Fig. V-1), qui contient de petits blocs de HP-BT; dont les trajets P-T rétrogrades de ces roches se calquent, en sens inverse, sur ceux de l'enfouissement. Ces blocs sont entourés de sédiments, de carbonates, de boues ou de serpentines peu ou pas métamorphiques. Le modèle d'exhumation pour ce mélange, est basé sur le concept de flux retour, "return flow": le matériel profondément enfoui revient à la surface par un chemin très proche de celui par lequel il est descendu. L'idée première pour expliquer ce flux retour reposait sur les forces d'Archimède, appliquées aux matériaux légers constituant le chenal. Les blocs de HP denses remontaient, entourés de matériaux légers dans le chenal. Cette exhumation est en fait contrôlée par le diapirisme (England et Holland, 1979). Plus tard, Cloos (1982) propose que la dynamique du chenal soit en fait essentiellement contrôlée par la géométrie de la convergence

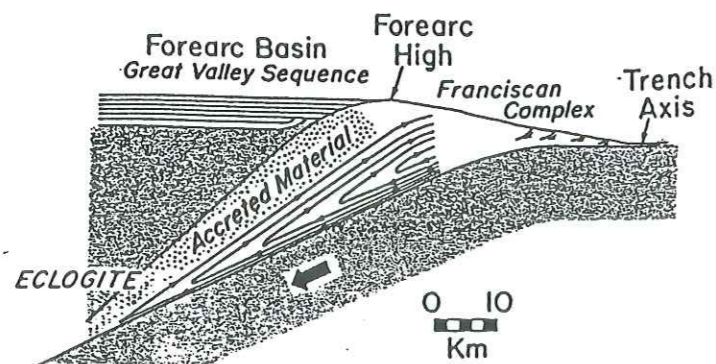


Fig. V-1 : Modèle de "channel flow" : la dynamique du chenal est induite par la subduction d'une plaque. L'exhumation se produit suivant une trajectoire similaire à l'exhumation.

d'exhumation nécessite, pour fonctionner, la création d'un chenal de faible viscosité, dans lequel s'exhument les roches de HP-BT. La composition de ce chenal va donc conditionner le type de roches susceptibles d'être exhumées :

- Si le chenal est constitué de sédiments et de roches océaniques, il n'aura un comportement ductile que pour des températures inférieures à 300°C (Kirby, 1983). Un tel chenal ne permet la remontée que de roches qui ont une $P < 15$ kbar. Il n'explique donc pas l'exhumation de roches de grande profondeur, telles que celles du Tso Morari (20 ± 3 kbar 580 ± 50 °C). De plus, dans un chenal sédimentaire, Ernst (1984) remarque que seuls des petits blocs de HP au sein de zones de mélanges peuvent être exhumés. Or le massif cristallin éclogitisé du Tso Morari mesure plus de 1000 km², et n'est situé ni dans une zone de mélange, ni dans un prisme sédimentaire.

- Si le chenal est constitué de serpentinites, moins visqueuses que la boue, la différence est de l'ordre de 3 ordres de grandeur (e.g. Raleigh et Paterson, 1965 ; Cloos, 1982), l'exhumation de blocs plus gros et provenant de plus grande profondeur devient possible. Ceci est confirmé par les diapirs de serpentinites, contenant des clastes de schistes bleus qui sont observés dans l'avant-arc des Mariannes et d'Izu-Bonin (Fryer *et al.*, 1985 ; Maekawa *et al.*, 1993). La formation d'un chenal de serpentinites serait liée au métasomatisme du coin mantellique, situé juste au-dessus de la zone de subduction. Bebout (1996) et Kepezhinskas *et al.* (1993) montrent que ce métasomatisme est dû à la libération de fluides, lors du métamorphisme de la plaque océanique subductée. Peacock (1993) propose que pour une vitesse de subduction de 10 cm.an⁻¹, la serpentinisation du manteau peut atteindre, en 10 Ma, une épaisseur de 40 km, parallèlement à la zone de subduction. Ces suggestions pétrologiques sont confirmées par des données sismiques sur les zones de subduction actuelles. En effet, une zone de faible vitesse d'onde sismique est documentée au-dessus des zones de subduction entre 20 et 70 km de profondeur, dans les régions du NE Japon (Furukawa, 1993) ou sous l'Alaska. Cette zone est interprétée comme une région hydratée et serpentinisée du manteau, qui constitue une sorte de chenal de très faible viscosité. Pour Escartin *et al.* (1997), la faible viscosité des serpentinites (10^{20} Pa.s⁻¹) par rapport à la viscosité du manteau (10^{26} Pa.s⁻¹) à 550 °C (Raleigh & Paterson, 1965 ; Carter, 1976 ; Carter & Tsenn, 1987), permet un affaiblissement de 30% de la résistance du manteau face à la déformation par rapport à un manteau non serpentinisé.

L'existence de chenal de serpentinites au-dessus des zones de subduction montre que les hypothèses faites dans le modèle de "channel flow" sont réalistes (Fig. V-2). Elles le sont d'autant plus que la présence de serpentinites, entourant des massifs de HP-BT, est commune dans les chaînes de montagne, comme le massif du Tso Morari ou les massifs de HP alpins (Grand Paradis, Viso...) (Ernst & Dal Piaz, 1978 ; Spalla *et al.*, 1996 ; Ballèvre, 1986).

plutôt que par les forces d'Archimède (Fig. V-1). Le mouvement de matière dans un chenal, situé au-dessus de la zone de subduction, est induit par le couplage de la plaque subductée avec le coin mantellique dans les 100 premiers kilomètres de la subduction (Allemand & Lardeaux, 1997). Plus en profondeur, ce couplage mécanique disparaît. Le système se bloque alors et la matière, descendue dans le chenal est contrainte de remonter car elle ne peut être stockée en profondeur (Fig. V-1). Ce modèle

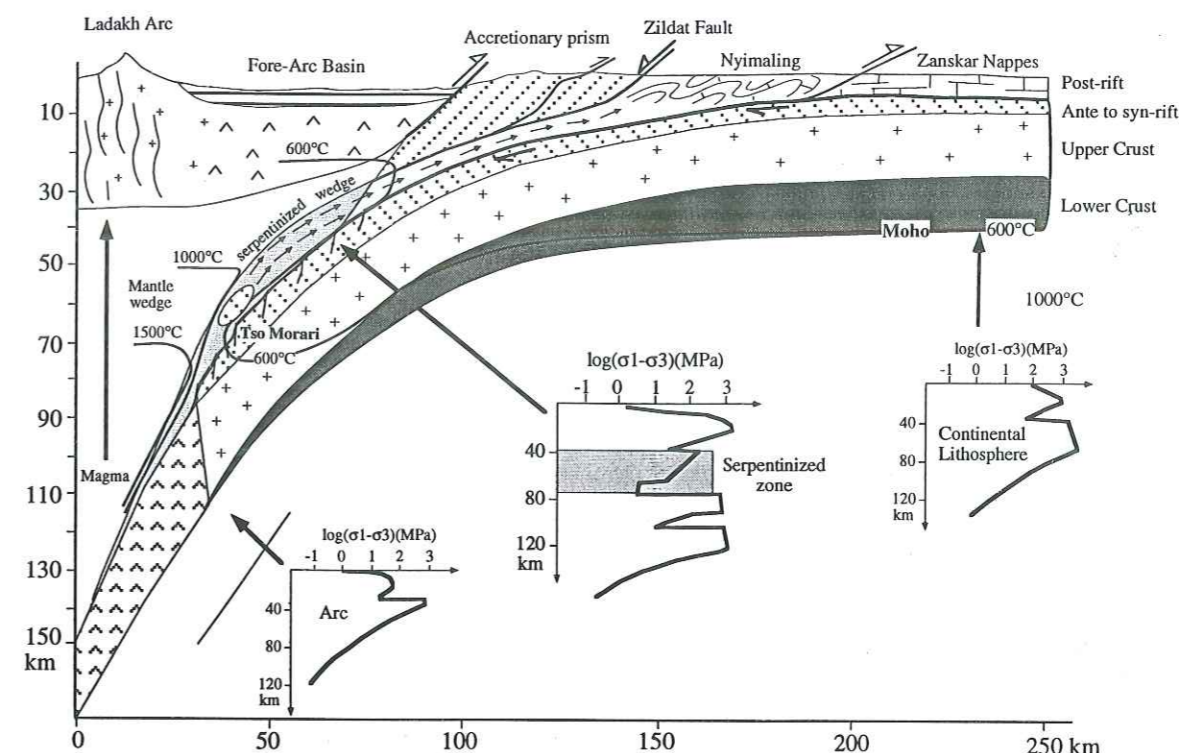


Fig. V-2 : Figure illustrant l'influence de la serpentinisation du manteau (Guillot *et al.*, 1998), situé au-dessus du plan de subduction, sur l'exhumation des éclogites du Tso Morari. Les mécanismes d'exhumation impliqués sont proches de ceux décrits par le modèle de "Channel Flow" (Cloos, 1982). Noter la forte réduction de la résistance du manteau dans la zone serpentinisée (modifié d'après Ranalli (1991)).

Ce modèle présente donc l'avantage de prendre en compte et d'expliquer certains points cruciaux de l'exhumation des roches de HP-BT :

- Il montre notamment que l'exhumation est liée directement à la convergence: si la subduction cesse, la dynamique du chenal s'arrête.
- L'exhumation se fait à travers son encaissant et non pas avec lui, comme ce qui est observé dans le Tso Morari.
- Ce modèle justifie la présence de serpentinites d'origine mantellique autour des dômes éclogitiques.
- Enfin, il permet d'expliquer la localisation de la déformation en bordure du dôme ainsi que celle du dôme à l'aplomb du paléo-plan de subduction.

Cette discussion montre que l'exhumation se fait nécessairement au sein d'une zone de faiblesse qui est animée par une dynamique propre, permettant l'exhumation active de l'unité HP.

Cependant, si la totalité de l'exhumation s'expliquait par ce type de modèle, le trajet P-T rétrograde du Tso Morari ne devrait pas enregistrer de réchauffement. D'autres processus d'exhumation doivent donc intervenir lors de cette augmentation de température. D'autre part, Cloos (1986) remarque que les petits blocs de schistes bleus ou d'éclogites du mélange franciscain se sont comportés de façon rigide face à la déformation: ils ne sont quasiment pas déformés, alors que la matrice boueuse est extrêmement schistosée. Au contraire, le dôme du Tso Morari présente une déformation précoce, associée à l'exhumation. Enfin, ce modèle ne tient pas compte du fait que les éclogites sont essentiellement présentes dans des zones de convergence oblique.

Exhumation liée à la dynamique du prisme d'accrétion (à l'échelle d'une orogène)

La dynamique du prisme est contrôlée par le maintien d'une géométrie de prisme à l'équilibre de type Coulomb (Cowan & Shilling, 1978 ; Platt, 1986, 1987, 1993 ; Polino *et*

al., 1990; Jolivet *et al.*, 1996; Allemand et Lardeaux, 1997). Toutes les zones de convergence peuvent être décrites par une géométrie en prisme, limitée par une plaque rigide (qui subducte) et un buttoir "butress" (une zone rigide à l'arrière) (Fig. V-3). La géométrie de prisme résulte des forces qui s'appliquent à l'intérieur. La forme du prisme va tendre vers une géométrie d'équilibre, appelée prisme critique. En réponse à l'accrétion, par sous-plaquage de matériaux provenant de la plaque subductée, le prisme va se déformer jusqu'à atteindre une nouvelle géométrie d'équilibre et ainsi engendrer une dynamique interne, responsable de l'exhumation des roches de HP (Fig. V-3) (Platt, 1987). La déformation se fait de façon continue et se traduit par une compression à l'intérieur du prisme, et une extension à l'arrière. Aussi longtemps que le sous-plaquage se poursuit, le prisme se déforme (Fig. V-3) (Platt, 1987). La vitesse d'exhumation sera proportionnelle à la quantité de sous-plaquage et donc à la vitesse de convergence. Behrmann & Rastchbacher (1989) suggèrent que le ralentissement des vitesses de convergence engendre une extension du prisme orogénique. Lorsque la subduction ralentit, l'angle de subduction diminue, ce qui facilite l'exhumation tardive des roches de HP. Platt (1987) indique que l'exhumation totale des roches peut se réaliser en 10 Ma seulement.

D'un point de vue structural, ce type d'exhumation permet l'acquisition de plis subhorizontaux associés à une schistosité plate qui se surimpose à une première schistosité très redressée. De telles observations sont cohérentes aussi bien avec les descriptions faites dans le Tso Morari que dans les massifs cristallins internes alpins (Platt & Liner, 1985). Ces stades de la déformation accommodent la plus grande partie de l'exhumation. Tardivement, le fonctionnement des failles listriques, bordant l'unité HP, est responsable de la juxtaposition des massifs de HP avec des unités faiblement métamorphisées. Ceci est également observé dans la région du Tso Morari.

Cependant, dans le modèle de Platt (1993) les structures extensives associées à l'exhumation ne s'observent qu'à partir d'une certaine profondeur, correspondant à l'arrivée de l'unité HP à des profondeurs crustales (Platt, 1993). Or, dans le cas du Tso Morari, des cisaillements normaux ductiles, se développent dès le stade D2 (schistes bleus) de la déformation, correspondant à des profondeurs plus importantes. Ces structures normales dans le dôme du Tso Morari ne correspondent pas à de l'extension mais à de l'extrusion, c'est à dire qu'elles refètent des mouvements relatifs du dôme par rapport à son encaissant. Elle se poursuit de façon plus intense lorsque le dôme atteint des profondeurs crustales et traverse la croûte susjacent (unité de la suture et de Mata). Cette observation apporte donc un premier bémol à l'application d'un tel modèle.

De plus, dans le modèle de prisme orogénique dynamique (Platt, 1987), l'exhumation des massifs HP s'effectue à l'arrière du prisme d'accrétion, près du buttoir. Or, au contraire, le dôme du Tso Morari est localisé à l'aplomb du paléo-plan de subduction, c'est-à-dire à l'avant du prisme orogénique.

D'autre part, aucune grande faille normale n'est décrite à l'arrière du prisme orogénique himalayen, dans le batholite du Ladakh, comme l'impliquerait le modèle de prisme orogénique.

Enfin, contrairement à ce que préconise le modèle de flux tournant, le sous-plaquage d'unités crustales sous le dôme HP-BT du Tso Morari n'est pas associé aux stades précoces de la déformation. En effet, les arguments pétrologiques, géochronologiques et structuraux montrent que la subduction intracontinentale du HHC correspond à son "sous-plaquage", ou sous charriage sous le dôme du Tso Morari. Le sous-plaquage du HHC est associé à la deuxième phase d'exhumation du dôme du Tso Morari, qui est contemporaine de l'arrivée du dôme à des profondeurs crustales. Le sous-plaquage ne peut donc pas constituer le moteur de l'exhumation dans le massif de HP-BT du Tso Morari comme le suggère le modèle de prisme dynamique. En revanche lors du sous-charriage du HHC sous le dôme du Tso Morari de nombreuses structures normales se développent dans le dôme et ses unités adjacentes, sous

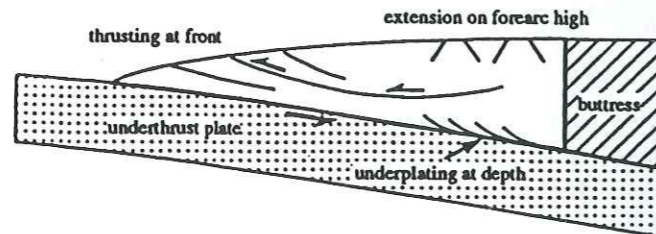


Fig. V-3 : Modèle de prisme orogénique : la dynamique du prisme d'accrétion est créée par le maintien d'une forme de prisme de Coulomb, d'après Platt (1993). Elle nécessite du sous-plaquage à la base du prisme et implique de l'extension à l'arrière du prisme.

des conditions amphibolitiques et schistes verts. La subduction intracontinentale du HHC permet ainsi de rendre compte de l'exhumation finale du dôme au sein de la croûte continentale.

Exhumation par extrusion tectonique contrôlée par la transpression

Les effets de la transpression sur l'exhumation des roches de HP ont été étudiés en combinant des modèles de déformation en régime transpressif avec des modèles thermiques. Ces modèles ont d'abord été développés pour une zone de déformation homogène, dans le cas d'une collision frontale (Thompson *et al.*, 1997a) et dans le cas d'une collision oblique [(Thompson *et al.*, 1997b; Sanderson & Marchini, 1984 (ne traitent que des aspects tectoniques)]. Puis, Jones & Tanner (1995) et Jezek *et al.* (sous presse) ont modélisé la déformation acquise, lors d'une convergence oblique appliquée sur une zone de déformation hétérogène. Ils discutent ainsi de l'influence du partitionnement de la déformation sur l'ellipsoïde de déformation finie, au cours d'une convergence oblique (Schulmann, com. pers., 1998).

L'ensemble des modèles proposés considère que le **taux d'exhumation** d'un domaine préalablement épaissi est fonction de la **vitesse de convergence** des plaques lithosphériques, de l'angle de convergence locale et de la largeur de la zone de déformation.

Le premier type de modèle proposé par Thompson *et al.* (1997a, b), appliqué sur une zone de déformation homogène, suggère qu'une exhumation rapide et froide des roches (par déformation coaxiale), n'est possible que si la convergence est frontale. Or dans le cadre de notre étude, nous observons exactement l'inverse des prédictions de Thompson *et al.* (1997a). En effet, les roches de HP-BT n'affleurent que dans les flancs de la syntaxe nord-ouest himalayenne, là où la convergence a été oblique (Treloar & Coward, 1991) (Fig. I-10). Aucune éclogite de BT ne s'observe en revanche dans les zones où la collision a été frontale (Guillot *et al.*, 1999).

Ceci peut être expliqué par un partitionnement de la déformation dans les zones de convergence plus oblique (Jezek *et al.*, sous presse). Ainsi, dans le dôme du Tso Morari, la déformation associée au début de l'exhumation est principalement coaxiale (D1-D2); alors que dans la zone de suture, des mouvements décrochants dextres sont décrits (Partie IV, Chapitre III) traduisant de la déformation non coaxiale. Ces décrochements sont également décrits plus au nord, dans la plaque asiatique (avec notamment la faille lithosphérique dextre du Karakorum) (Fig. I-10). Ces grands décrochements ont probablement localisé la composante non coaxiale de la déformation ceci dès le début de la subduction de la plaque continentale indienne.

Cependant, rappelons que le partitionnement de la déformation n'est réalisable que si la convergence est appliquée sur une zone de déformation hétérogène (Jones & Tanner, 1995; Jezek *et al.*, sous presse; Schulmann, com. pers., 1998). Or, les zones de subduction sont par nature des zones hétérogènes; la zone de subduction du Tso Morari mêle notamment des roches de rhéologie très différentes telles que des roches mantelliques, plus ou moins serpentinisées, et des roches crustales. Autours du Tso Morari, les serpentinites du coin mantellique ont notamment permis un affaiblissement important de la zone déformée, facilitant ainsi la déformation et l'exhumation du dôme, avant que le système himalayen ne s'épaississe.

Nous avons vu, dans la partie IV, qu'à l'effet du partitionnement de la déformation s'ajoute celui de l'augmentation de l'angle de convergence au cours du temps. Le couplage de ces deux paramètres rend compte de l'évolution de la déformation dans le dôme du Tso Morari (Jezek *et al.*, sous presse). Cette interprétation est d'autant plus vraisemblable que l'augmentation de l'angle de convergence au Ladakh s'explique par la rotation antihoraire de l'Inde, par rapport à l'Asie (Fig. IV-7) (Patriat & Achache, 1984; Klootwijk *et al.*, 1985; Treloar & Coward, 1991).

Enfin, ces modèles testent l'effet de la largeur de la zone de déformation sur l'exhumation. Dans un modèle de convergence frontale, Thompson *et al.* (1997b) montrent qu'une exhumation isotherme ne peut se réaliser que si la largeur de la zone déformée est inférieure à 100 km. De plus, England *et al.* (1985) remarquent que la largeur de la zone de déformation ductile est fonction de la longueur au front de l'indenteur (largeur = longueur/2).



Fig. V-4 : Carte topographique de l'Asie, montrant l'étendue de zone de déformation. La chaîne himalayenne ne représente que la limite sud cette zone de déformation.

Ces observations s'appliquent à la chaîne Himalayenne (Fig. V-4). Dans la syntaxe nord-ouest du Nanga Parbat, qui constitue l'indenteur, la chaîne est "courte", et la largeur de la zone déformée est inférieure à 750 km (200 km de large si on ne considère que la chaîne himalayenne sensu stricto). Sur les flancs relativement courts (≤ 400 km) de cet indenteur, affleurent les roches de HP-BT. En revanche, entre les deux virgations himalayennes, correspondant à l'Himalaya central (là où la collision a été frontale), la longueur de la chaîne est de 1500 km et la largeur de la zone déformée dépasse les 3000 km (celle de la chaîne himalayenne sensu stricto est supérieure à 300 km). Aucune éclogite de BT n'est observée dans cette portion de la chaîne. Ainsi, dans une même chaîne de montagne et suivant la géométrie de la convergence, l'évolution thermique et structurale peut être extrêmement différente.

Ces observations s'accordent avec le fait que le plan de subduction plonge plus fortement au niveau des zones de subduction oblique (comme dans la syntaxe nord-ouest himalayenne) qu'au niveau des zones de convergence plus frontale (Himalaya central). La subduction est donc plus rapide dans les syntaxes (Guillot *et al.*, 1999). De plus, des vitesses de convergence très rapides, de l'ordre de 18 cm.an^{-1} , sont proposées (Patriat & Achache, 1984), pour début de subduction continentale, qui impliquait la partie amincie de la marge NO himalayenne. L'ensemble de ces facteurs (rapidité de la subduction et fort pendage du plan de Wadatti-Benioff) favorise un régime thermique froid et facilite la subduction et l'exhumation de la croûte, océanique puis continentale (Guillot *et al.*, 1999). En revanche, dans la partie centrale de la chaîne, la subduction continentale de l'Inde débute plus tardivement (à cause de la rotation anti-horaire de l'Inde) vers 50-45 Ma, elle correspond à la subduction de la plaque indienne (non amincie) au NO de la chaîne. À cette époque, la vitesse de convergence entre les deux plaques a déjà fortement ralenti, et continue à diminuer (de 10 à 5 cm.an^{-1}) (Fig. IV-7) (Patriat & Achache, 1984 ; Klootwijk *et al.*, 1985). Dans la partie centrale de la chaîne, la subduction et la collision ont été plus frontales, entraînant un plan de subduction moins raide et un régime thermique plus chaud. Ce qui a défavorisé la formation et l'exhumation de roches éclogitiques, expliquant ainsi l'absence d'éclogites au centre et à l'est de la chaîne (Guillot *et al.*, 1999).

Le contraste métamorphique observé d'ouest en est dans les zones internes de la chaîne (entre Kaghan-Tso-Morari de HP-BT et Kangmar MP MT plus à l'est) (Fig. I-10) et dans le HHC (Pognante *et al.*, 1993 ; Guillot *et al.*, 1999) semble lié à la géométrie initiale de la convergence des plaques, ainsi qu'à la rotation anti-horaire de l'Inde. Cette rotation syn-convergente entraîne une subduction continentale et une collision diachrone d'ouest en est (Villa & Oddone, 1988 ; Guillot *et al.*, 1999) (Fig. IV-7). Des différences de géométrie (longueur de l'indenteur et angle de convergence) influent sur les vitesses de convergence et le plongement de la subduction. Elles façonnent ainsi mécaniquement et thermiquement les chaînes de montagne, en conditionnant notamment la formation et l'exhumation des roches de HP-BT.

Ces modèles de convergence permettent d'expliquer de nombreuses caractéristiques de l'exhumation. Cependant, ils impliquent une exhumation passive et ne rendent pas compte du déplacement du massif éclogitique à travers son encaissant.

Autres modèles

D'autres modèles ont été proposés pour expliquer l'exhumation des roches de HP-BT. Notamment, un modèle numérique (Hynes *et al.*, 1996) suggère que la forte rigidité flexurale de la plaque continentale subductée provoque un mouvement de retour le long du plan de subduction. Ce modèle montre que la croûte de la plaque subductée concentre la déformation et explique sa rapide migration après sa délamination, en sens inverse du flux de subduction. Il tient compte de la localisation des massifs éclogitiques proche des paléo-zones de subduction.

Enfin, un modèle de plissement à l'échelle crustal est proposé pour expliquer des exhumations rapides ($> 1 \text{ cm.an}^{-1}$) de roches dans les syntaxes est et ouest himalayennes (Burg *et al.*, 1994, 1996). Ce modèle ne concerne pas les éclogites et préconise une exhumation passive d'une portion importante de croûte. Il est associé à une érosion extrêmement importante ainsi qu'à de l'extension ; il nécessite donc la création préalable d'une zone épaissie. Il ne s'applique donc pas à l'exhumation précoce de massifs éclogitiques de BT, des chaînes de montagnes.

Chapitre III- Bilan

La discussion menée sur les principaux modèles d'exhumation des roches de HP-BT montre qu'il n'existe pas de modèle unique et idéal, permettant de rendre compte de toutes les caractéristiques de l'exhumation d'un massif de HP-BT. Ces modèles sont tous basés sur des moteurs d'exhumation différents. La confrontation des modèles aux données réelles permet d'extraire les principaux mécanismes qui gouvernent l'exhumation des roches de HP-BT. **Les mécanismes agissant au début de l'exhumation sont à distinguer de ceux qui interviennent tardivement, alors que le massif écolitique a atteint des profondeurs crustales.**

La préservation du métamorphisme HP-BT et l'exhumation isothermale, enregistrée par les roches de HP, impliquent un refroidissement continu de la zone d'exhumation. Ce refroidissement n'est possible que si la subduction d'une plaque lithosphérique froide se poursuit au cours de l'exhumation (Ernst, 1988 ; Rubie, 1990). Ainsi, on montre que l'exhumation des roches de HP-BT est directement liée à la **convergence**.

Les écolites étant de densité supérieure ou égale à leurs encaissants, les modèles qui utilisent les forces de volume (forces d'Archimède) comme moteur de l'exhumation ne sont probablement pas adaptés pour expliquer l'exhumation des roches de HP. Seuls les modèles qui utilisent la convergence comme **moteur** de l'exhumation sont à même d'expliquer l'exhumation des roches de HP-BT. Il s'agit des modèles basés sur les **forces aux limites du système** (modèle "channel flow", prisme orogénique et de convergence oblique). La convergence doit être active tout au long de l'évolution des roches de HP-BT, pour que leur exhumation soit possible.

Les variations des vitesses d'exhumation, associées à des changements métamorphiques et structuraux, sont corrélés aux **variations de la vitesse de convergence** (Inde-Asie, dans le cas du Tso Morari). Or la vitesse de convergence est directement liée à la **géométrie de la zone de convergence**, c'est à dire à l'obliquité des plaques convergentes (convergence oblique ou frontale), au plongement de la zone de subduction et à la maturité du prisme orogénique épaissi ou non. Les modèles basés sur la cinématique aux limites font directement intervenir la géométrie du système dans les mécanismes d'exhumation (notamment les modèles de convergence oblique et de prisme orogénique). Ces mécanismes restent actifs pendant toute l'exhumation du massif de HP.

En résumé, la première partie de l'exhumation du massif écolitique est **active**. Elle se fait à travers l'encaissant. Seuls les modèles impliquant la **dynamique d'un prisme** permettent de rendre compte de cette caractéristique. La dynamique du prisme est donc le moteur principal de l'exhumation dans la partie mantellique de la remontée.

De plus, pour qu'il y ait exhumation, nous avons vu que la convergence doit s'appliquer sur **une zone de déformation hétérogène**. L'hétérogénéité de la déformation est due à la présence de serpentinites (appartenant au coin mantellique) autour des massifs de HP. Le modèle de "channel flow" est celui qui explique le mieux le rôle majeur des serpentinites au cours de l'exhumation des roches de HP. L'hétérogénéité de la zone agit principalement sur la première étape de l'exhumation, à travers le chenal mantellique serpentinisé.

Puis, à partir de la base de la croûte, l'exhumation toujours active affecte davantage l'encaissant crustal de l'unité HP. La collision continentale induit un épaississement crustal et un raccourcissement horizontal des zones internes, ce qui conduit au redressement du plan de subduction intra-continentale et à l'extrusion verticale du massif écolitique. Elle s'accompagne d'une création de reliefs : l'érosion peut alors être un processus actif dans l'exhumation.

L'exhumation totale d'un massif écolitique résulte donc de la mise en oeuvre de l'ensemble de ces mécanismes. L'exhumation des massifs de HP va dépendre de l'évolution de la convergence. Les massifs cristallins écolitiques, impliqués très tôt dans l'histoire de la convergence, vont rendre compte de toute sa complexité.

Conclusions et perspectives

Conclusions et perspectives

L'approche multi-disciplinaire, développée dans le cadre de ce travail, renseigne sur la géologie, encore mal connue, de la zone interne himalayenne de l'est du Ladakh et sur les processus d'exhumation des roches de haute pression, en contexte de convergence actuelle.

La découverte et l'étude des premières éclogites à glaucophane en Himalaya (20 ± 3 kbar ; $580 \pm 50^\circ\text{C}$), associées à des métasédiments à jadéite-chloritoïde (20 ± 2 kbar ; $550 \pm 50^\circ\text{C}$) et des métagranites éclogitisés, ont permis de mettre en évidence la subduction continentale de la partie distale de la marge nord-indienne à plus de 70 km de profondeur. La rétro-morphose est quasi-isothermale dans les conditions du faciès Schistes Bleus, jusqu'à 35 ± 5 km de profondeur, suivie d'une décompression, associée à une augmentation de température, sous des conditions du faciès amphibolite, puis du faciès schistes verts.

L'étude structurale et stratigraphique des unités de l'Indus, associée à la caractérisation géochimique des basaltes de cette région (suture de l'Indus et Tso Morari), permet de remonter à la géométrie anté-collision. Elle suggère une origine de bassin d'avant-arc pour l'ophiolite de Nidar et d'île océanique, basée sur substratum indien, pour les unités de Drakkarpo et de Ribil. Les roches basiques du dôme du Tso Morari sont des tholéiites continentales, associées à l'événement extensif carbonifère puis au rifting permien, enregistrés sur la marge nord-indienne.

L'étude multichronométrique effectuée sous contrôle des paragenèses métamorphiques permet de contraindre l'évolution du massif du Tso Morari. Les orthogneiss sont datés par Sm/Nd, sur grt-RT à 458 ± 14 Ma, par Rb/Sr sur grt-ap-RT à 457 ± 41 Ma, et par U/Pb sur zrn à 525 Ma. Ceci confirme l'origine continentale indienne du Tso Morari. L'éclogitisation est datée, par Lu-Hf sur grt-cpx-RT d'une éclogite, à 55 ± 12 Ma, et par U-Pb sur des aln d'une métapélite éclogitisée, à 55 ± 17 Ma. Ainsi, la subduction de la marge continentale indienne, dans la région du Ladakh, est directement datée au Paléocène supérieur.

Le métamorphisme Schistes Bleus du Tso Morari est daté à 55 ± 7 Ma, par Sm/Nd sur grt-gln-RT, montrant que l'exhumation du Tso Morari a débuté en contexte de subduction continentale au cours du Paléocène, avant l'épaississement crustal (collision continentale).

La recristallisation des roches de haute pression dans les conditions du faciès amphibolite est datée à l'Eocène inférieur : à 48 ± 2 Ma par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur phengites, à 47 ± 11 Ma par Sm/Nd sur grt-amp-RT d'une éclogite amphibolitisée, et à 45 ± 4 Ma par Rb/Sr sur phe-ap-RT d'une métapélite également amphibolitisée. La fin de la rétro-morphose, à la transition amphibolite-Schistes Verts, est datée à 30 ± 1 Ma par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des biotites et des muscovites de métasédiments très rétro-morphosés.

Le couplage P-T et T-t montre que la remontée du dôme du Tso Morari a été discontinue dans le temps. Elle a commencé rapidement (≥ 4 mm.an-1), au Paléocène supérieur, en contexte de subduction continentale, sous les conditions Schistes Bleus, et elle s'est poursuivie plus lentement (< 2 mm.an-1) à partir de l'Eocène, en contexte de collision continentale dans les conditions amphibolitiques puis Schistes Verts.

L'évolution tectono-métamorphique du dôme du Tso Morari montre que les variations des vitesses d'exhumation sont corrélées à des changements majeurs des stades de la déformation. Les stades D1-D2, coaxiaux et en constriction pour D2, contrôlent la partie

rapide de l'exhumation. Le stade de déformation D3, non-coaxial, correspond à une localisation de la déformation aux limites du dôme, sous la forme de failles normales ductiles. Cet événement D3 correspond à un ralentissement de la vitesse d'exhumation. L'évolution structurale précoce (D1-D2) du dôme du Tso Morari est relativement indépendante de celle des unités adjacentes. Le stade D3 correspond au poinçonnement vertical des unités de subsurface, dans la zone interne himalayenne, par le dôme du Tso Morari. Les champs de déformation, superposés au cours du temps, traduisent une extrusion à forte composante verticale du dôme du Tso Morari, vers la surface, très comparable à l'évolution des diapirs de sel ou de granite.

Les changements dans les processus d'exhumation sont corrélés aux variations cinématiques de la convergence des plaques continentales : rotation anti-horaire de l'Inde par rapport à l'Asie et diminution de la vitesse de convergence. La localisation des roches de HP-BT, sur les flancs est et ouest de l'indenteur nord-ouest himalayen, suggère que l'exhumation des roches de HP est facilitée par un plan de subduction abrupt et des limites de plaques obliques. Les zones de déformation, dans lesquelles se trouvent les éclogites sont étroites par rapport au reste de la zone de collision Inde-Asie. Elles sont également hétérogènes et lubrifiées par les serpentinites. Cette hétérogénéité rhéologique, couplée à une convergence oblique, entraîne un partitionnement de la déformation entre des zones de déformation coaxiale (au cœur du dôme du Tso Morari) et des zones de déformation non-coaxiale (aux bordures des unités et au niveau des failles décrochantes lithosphériques).

En résumé, l'exhumation du massif HP du Tso Morari s'est effectuée à travers le coin mantellique (présence de serpentines à l'affleurement), avec une forte composante de déplacement vertical. Cette exhumation s'est effectuée rapidement ($\geq 4 \text{ mm.an}^{-1}$) à partir de 55 Ma, directement contrôlée par la dynamique du coin mantellique, en contexte de **subduction continentale**. De plus, cette exhumation précoce, n'implique pas ou peu d'érosion en surface. La deuxième partie de l'exhumation du Tso Morari commence vers 45-50 Ma, lors de l'arrivée du dôme à la base de la croûte continentale. Cette étape plus lente de l'exhumation ($\approx 2 \text{ mm.an}^{-1}$) est contemporaine du début de la subduction intracontinentale du Cristallin du Haut-Himalaya, sous le dôme de HP. L'introduction d'une portion de croûte aussi importante que le HHC ($> 10 \text{ km}$ d'épaisseur), dans le prisme orogénique, ralentit le système et provoque un épaissement crustal important ainsi que l'apparition de reliefs à la limite Eocène-Oligocène. D'autres mécanismes d'exhumation, impliquant un poinçonnement de la croûte et un partitionnement de la déformation, prennent alors le relais. La relaxation thermique, associée à l'épaissement de la chaîne himalayenne, permet d'expliquer l'augmentation de température enregistrée à ce stade. Nous attribuons la diminution brutale de la vitesse de convergence Inde-Asie (de 18 cm.an^{-1} à 10 cm.an^{-1} , puis 5 cm.an^{-1}), à partir de 50-55 Ma, au passage de la **subduction continentale** à la **collision continentale**.

Cette étude apporte des contraintes susceptibles d'être appliquées à d'autres massifs éclogitiques appartenant à d'autres sites géotectoniques.

A l'issue de ce travail, trois points apparaissent essentiels pour une meilleure compréhension des processus d'exhumation des roches de HP :

- La nature et le rôle des serpentines dans l'exhumation des roches de HP en contexte de subduction active.
- Le rôle du partitionnement de la déformation dans les zones de convergence oblique sur l'exhumation des roches de HP-BT.
- La nécessité d'une approche pluridisciplinaire géologie-géochronologie-géophysique.

Bibliographie

Bibliographie

- Ahmad, T., R. Islam, P. P. Khanna, & V. C. Thakur, (1996). Geochemistry, petrogenesis and tectonic significance of the basic volcanic units of the Zildat ophiolitic mélange, Indus suture zone, eastern Ladakh (India). *Geodynamica Acta*, 9: 222-233.
- Allemand, P., & J. M. Lardeaux, (1997). Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge; Application to the Alpine belt. *Tectonophysics*, 5229: 1-13.
- Allen, T., & Chamberlain, C.P., (1991). Metamorphic evidence for an inverted crustal section, with constraints on the Main Karakoram Thrust, Baltistan, northern Pakistan. *Journal metamorphic geology*, 9: 403-18.
- Andersen, T. B., B. Jamtveit, J. F. Dewey, & E. Swensson, (1991). Subduction and exhumation of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3: 303-310.
- Arnaud, N. O., & S. P. Kelley, (1995). Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira (western Alps, Italy), using an ultra violet laser ablation microprobe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 121: 1-11.
- Ballèvre, M., (1986). Collision continentale et chemin P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). Thèse Université de Rennes, 332p.
- Ballèvre, M., Y. Lagabrielle, & Merle, (1990). Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Société Géologique de France, mémoires*, 156: 227-236.
- Baranowski, J., J. Armbuster, L. Seeber, & P. Molnar, (1984). Focal depths and fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 89: 6918-6928.
- Bassoullet, J. P., M. Colchen, J. Juteau, J. Marcoux, & G. Mascle, (1980). L'édifice des nappes du Zaskar (Ladakh, Himalaya). *C. R. Acad. Sci*, 290: 961-964.
- Bassoullet, J. P., M. Colchen, T. Juteau, J. Marcoux, G. Mascle, & G. Reibel, (1983). Geological studies in the Indus suture zone of Ladakh (Himalayas). In: contribution to Himalayan Geology, 2, Gupta ed., Indust. Publ. Corp., Delhi: 96-124.
- Bassoullet, J. P., M. Colchen, J. Marcoux, & G. Mascle, (1981). Field evidences for continental rifting in Triassic time in the Ladakh part of the Indus suture zone. *Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau 1*, science press, Beijing: 579-586.
- Baud, A., R. Arn, P. Bugnon, A. Crisinel, E. Dolivo, A. Esther, J. G. Hammerschlag, M. Marthaler, H. Masson, A. Steck, & J. C. Tièche, (1982). Le contact Gondwana-peri-Gondwana dans le Zaskar oriental (Ladakh, Himalaya). *Bulletin de la Société géologique de France*, 24: 341-361.
- Baud, E., M. Gaetani, E. Garzanti, E. Fois, A. Nicora, & A. Tintori, (1984). Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent Lahul area (Northwestern Himalaya). *Eclogae Geological Helvetica*, 77: 171-197.
- Bebout, G. E., (1996). Volatile transfer and recycling at convergent margins: mass-balance and insights from High-P/T metamorphic rocks. *Geophysical Monograph Series, Subduction top to Bottom*, Bebout, GE; Scholl, DW; Kirby, SH, Platt, JP (eds), 96: 179-193.
- Beck, R. A., D. W. Burbank, W. J. Sercombe, G. W. Riley, J. K. Barndt, J. R. Berry, J. Afzal, A. M. Khan, H. Jurgens, J. Metje, A. Cheema, N. A. Shafique, & R. D. Lawrence, (1995). Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature*, 373: 55-58.
- Behrmann, J. H., & L. Ratschbacher, (1989). Archimedes revisited : a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. *Terra Nova*, 1: 242-252.

- Berthelsen, A., (1953). On the Geology of the Rupshu District, N.W. Himalaya. *Medd. fra Dansk Geol. Forening*, København, 12: 350-415.
- Bertrand, J. M., Kienast, J.R., Pinardon, J.L., (1988). Structure and metamorphism of the Karakorum gneisses in the Braldu-Baltoro valley (north Pakistan). *Geodynamica Acta*, 2: 135-50.
- Blake, M.C., Brothers, R.N. & Lamphere, M.A., 1977. Radiometric ages of blueschists in New Caledonia. *Technip, International symposium of geodynamic in south-west Pacific*, Noum_a, 1976, 279-282.
- Blanckenburg v., F. V., & J. H. Davies, (1995). Slab breakoff : A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14: 120-131.
- Blanckenburg v., F. V., & I. M. Villa, (1988). Argon retentivity and argon excess in amphiboles from the garbenschists of the Western Tauern Window, Eastern Alps. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 100: 1-11.
- Blanckenburg v., F. V., I. M. Villa, H. Baur, G. Morteani, & R. H. Steiger, (1989). Time calibration of a P-T path from the Western Tauern Window, Eastern Alps: the problem of closure temperature. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 101: 1-11.
- Blichert-Toft, J., C. Chauvel, & F. Albarède, (1997). Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 127: 248-260.
- Bonhomme, M., & E. Garzanti, (1991). Age of metamorphism in the Zaskar Himalaya (India). *Geologie Alpine, Mémo H.S.* 16: 15-16.
- Bowtell, S. A., Cliff, R. A., Barnicoat, C., (1994). Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite. *Journal metamorphic geology*, 12: 187-196.
- Brothers, R. N., (1985). Regional mid-tertiary blueschist-eclogite metamorphism in northern New Caledonia. *Géologie de la France*, 1: 37-44.
- Brun, J. P., (1983). Isotopic points and lines in strain fields. *Journal of structural Geology*, 5: 321-327.
- Bucher-Nurminen, K., (1987). A recalibration of the chlorite-biotite geobarometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96: 519-522.
- Burchfiel, B. C., & L. H. Royden, (1985). North-South extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, 13: 679-682.
- 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 Université de Montpellier.
- Burg, J. P., (1987). Regional shear variation in relation to diapirism and folding. *Journal of Structural Geology*, 9 (8): 925-934.
- Burg, J. P., M. N. Chaudhry, M. Ghazanfar, R. Anczkiewicz, & D. Spencer, (1996). Structural evidences for back-sliding of the Kohistan arc in the collisional system of NW Pakistan. *Geology*, 24: 739-742.
- Burg, J. P., & G. Chen, (1984). Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, 311: 219-223.
- Burg, J. P., P. Davy, & J. Martinod, (1994). Shortening of analogue models of the continental lithosphere : New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*, 13 n° 2: 475-483.
- Burg, J. P., P. Davy, P. Nievergelt, F. Oberli, D. Seward, Diao Zhizhaong, & M. Meier, (1997). Exhumation during crustal folding in the Namche Barwa syntaxis. *Terra Nova*, 9: 53-56.
- Burg, J. P., M. Guiraud, G. M. Chen, & G. C. Li, (1984a). Himalayan metamorphism and deformation in the North Himalayan Belt (Southern Tibet, China). *Earth and Planetary Science Letters*, 69: 391-400.
- Burg, J. P., A. Leyreloup, J. Girardeau, & G. M. Chen, (1987). Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust : the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet). *Phil. Trans. Royal Soc. London* 321: 67-86.

- Burton, K. W., M. J. Kohn, A. S. Cohen, O'Nions, & R. Keith, (1995). The relative diffusion of Pb, Nd, Sr and O in garnet. *Earth and Planetary Science Letters*, 133: 199-211.
- Burton, K. W., & R. K. O'Nions, (1991). High-resolution garnet chronometry and the rates of metamorphic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 107: 649-671.
- Burton, K. W., & R. K. O'Nions, (1992). The timing of mineral growth across a regional metamorphic sequence. *Nature*, 357: 235-238.
- Cannat, M., & G. Mascle, (1990). Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Himalaya du Ladakh. *Bulletin de la société géologique de France*, 4: 553-582.
- Carswell, D. A., (1990). Eclogite facies rocks. 396p.
- Carter, N. L., (1976). Steady state flow of rocks : reviews of geophysics and Space Physics. 14., 14.: 301-360.
- Carter, N. L., & M. Tsenn, (1987). Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Chamberlain, C. P., & P. K. Zeitler, (1996). Assembly of the crystalline terranes of the northwestern Himalaya and Karakorum, northwestern Pakistan. *Tectonic evolution of Asian*, eds Yin & Harrison: 138-148.
- Chatelain, J. L., S. W. Roecker, D. Hatzfeld, & P. Molnar, (1980). Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu-Kush region and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 85: 1365-1387.
- Chavagnac, V., & J. Bor-ming, (1996). Coesite-bearing eclogites from the Bixiling complex, Dabie Mountains, China: Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications. *Chemical Geology*, 133: 29-51.
- Chemenda, A., M. Mattauer, & N. Bokun, (1996). Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, 143: 173-182.
- Chemenda, A., M. Mattauer, J. Malavieille, & A. N. Bokun, (1995). A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting : Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 132: 225-232.
- Chemenda, A., P. Matte, & V. Sokolov, (1997). A model of paleozoic obduction and exhumation of high-pressure /low-temperature rocks in the southern Urals. *Tectonophysics*, 276: 217-227.
- Chen, Z., Y. Liu, K. V. Hodges, B. C. Burchfiel, L. H. Royden, & C. Deng, (1990). The Kangmar Dome : a metamorphic core complex in southern Xizang (Tibet). *Science*, 250: 1552-1556.
- Choukroune, P., (1995). Déformations et Déplacements dans la croûte terrestre, Paris, p. 226.
- Clark, S. P., & E. Jäger, (1969). Denudation rates in the Alps from geochronologic and heat flow data. *American Journal of Science*, 267: 1143-1160.
- Cliff, R. A., Barnicoat, A.C. & Inger, S., (1998). Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite. *Journal metamorphic Geology*, 16: 447-455.
- Cloos, M., (1982). Flow melanges : numerical modelling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 330-345.
- Cloos, M., (1986). Blueschists in the Franciscan complex of California : Petrotectonic constraints on uplift mechanisms. *Geological Society America Bulletin*, 164: 77-93.
- Cloos, M., (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis : Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arc, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 715-737.
- Cobbold, P. R., & H. Quinquis, (1980). Development of sheath folds in shear regime. *Journal of structural geology*, 2: 119-126.
- Colchen, M., (1997). Upper cretaceous to lower eocene ophiolite and melangs obduction above the northern Indian margin in Ladakh, Himalaya. 12 th Himalaya-Karakorum-Tibet international workshop, 135.

- Colchen, M., G. Mascle, & G. Delaygue, (1994). Lithostratigraphy and age of the formations in the Tso Morari dome. *Journal of the Nepal Geological Society*, 10: 23.
- Colchen, M., I. Reuber, J. P. Bassoullet, J. P. Belier, A. Blondeau, M. Lys, and P. De Wever, (1987). Données biostratigraphiques sur les mélanges ophiolitiques du Zaskar, Himalaya du Ladakh. *Compte Rendus de l'Académie de Sciences*, 305: 403-406.
- Compagnoni, R., & B. Maffeo, (1973). Jadeite-bearing metagranite l.s. and related rocks in the Monte Mucrone area (Sesia Lanzo zone, Western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 53: 355-377.
- Cooper, A. F., & J. F. Lovering, (1970). Greenschist Amphiboles from Haast River, New Zealand. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 27: 11-24.
- Cosca, M. A., Y. C. Hunziker, S. Huon, & H. Masson, (1992). Radiometric age constraints on mineral growth, metamorphism and tectonism of the Gummfluh klippe, Briançonnais, domain of Prealps, Switzerland. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112: 439-449.
- Cowan, D. S., & R. M. Schilling, (1978). A dynamic scaled model of accretion at trenches and its applications for the tectonic evolution of subduction complexes. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5389-5396.
- Dahl, P. S., (1997). A crystal-chemical basis for Pb retention and fission track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 150: 277-290.
- Dal Piaz, G. V., & B. Lombardo, (1986). Early-alpine eclogite metamorphism in the penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. In "Blueschists and eclogites", Geological Society of America, 164: 249-265.
- Davies, J., & Blanckenburg v., F., (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 85-102.
- De Paolo, D. J., & S. R. Getty, (1996). models of isotopic exchange in reactive fluid-rock systems : Implications for geochronology in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 N° 20: 3933-3947.
- de Sigoyer, J., S. Guillot, J. M. Lardeaux, & G. Mascle, (1997). Glaucophane-bearing eclogites in the Tso Morari dome (eastern Ladakh, NW Himalaya). *European Journal of Mineralogy*, 9: 1073-1083.
- Debon, F., P. Le Fort, S. M. F. Sheppard, & J. Sonet, (1986). The four plutonic belt of the Transhimalaya-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *Journal of Petrology*, 27: 219-250.
- Desio, A., (1977). The occurrence of Blueschists between the middle Indus and the Swat Valleys as an evidence of subduction (North Pakistan). *Accademia Nazionale dei Lincei*, 8: 1-9.
- Desio, A., & F. A. Shams, (1980). The age of the blueschists and the Indus-Kohistan Suture line, NW Pakistan. *Accademia Nazionale dei Lincei*, LXVIII: 74-79.
- Dewey, J. F., S. Cande, & W. C. Pitman, (1989). Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 82: 717-734.
- Dick, H. J. B., & T. Bullen, (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86: 54-76.
- Dickin, A. P., (1995). Radiogenic isotope geology, pp. 490.
- Dixon, J. M., (1975). Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28: 89-124.
- Dodson, (1979). Theory of the cooling ages. in : Jager, E. & Hunziker, J. C. (eds), *Lectures in Isotopes Geology*: 194-202.
- Drury, S. A., R. W. Holt, Van Clasteren, P.C., & Benckinsale, R.D., (1983). Sm-Nd and Rb-Sr ages for archaean rocks in western Karnataka, South India. *Journal of Geological Society of India*, 24: 454-459.

- Duchêne, S., F. Albarède, & J. M. Lardeaux, (1998). Mineral zoning and exhumation history in the Münchberg eclogites (Bhemia). *American Journal of Science*, 298: 30-59.
- Duchêne, S., J. Blichert-Toft, B. Luais, P. Télouk, J. M. Lardeaux, & F. Albarède, (1997a). The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387: 586-589.
- Duchêne, S., J. M. Lardeaux, & F. Albarède, (1997b). Exhumation of eclogites: Insights from retrograde depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280: 125-140.
- England, P. C., (1981). Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for the Alpine orogeny: an independent control on geobarometers? *Earth and Planetary Science Letters*, 56: 387-397.
- England, P. C., & T. J. B. Holland, (1979). Archimedes and the Tauern eclogites : the role of buoyancy in the preservation of exotic tectonic blocks. *Earth and Planetary Science Letters* 44: 287-294.
- England, P. C., G. Houseman, & L. Sonder, (1985). Length scales for continental deformation in convergent, and strike-slip environments : analytical and approximate solutions for a thin viscous sheetmodel. *Journal of Geophysical Research*, 90: 3551-3557.
- England, P. C., P. Le Fort, P. Molnar, & A. Pêcher, (1992). Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region (Central Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 97: 2107-2128.
- England, P. C., & S. W. Richardson, (1977). The influence of erosion upon mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal Geological Society London*, 134: 201-213.
- England, P. C., & A. B. Thompson, (1984). Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.
- Ernst, W. G., (1975). Systematics of large-scale tectonics and age progression in Alpine and circum-pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, 26: 229-246.
- Ernst, W. G., (1984). Californian blueschists, subduction and the significance of tectonostratigraphic terranes. *Geology*, 12: 436-440.
- Ernst, W. G., (1988). Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology*, 16: 1081-1084.
- Ernst, W. G., & G. V. Dal Piaz, (1978). Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. 63: 621-640.
- Escartin, J., G. Hirth, & B. Evans, (1997). Nondilatant brittle deformation of serpentinites: implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. *Journal of Geophysical Research*, 102: 2897-2913.
- Faure, G., (1986). Principles of isotope geology. Wiley & Sons (eds), New-York, 2nd edition, 589p: 589p.
- Ferrara, G., B. Lombardo, & Tonarini, (1983). Rb/Sr geochronology of granites and gneisses from the Mount Everest region, Nepal Himalaya. *Geologische Rundschau*, 72: 119-136.
- Foland, K. A., (1983). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating plateaus for biotites with excess argon. *Isotope Geoscience*, 1: 3-21.
- Foland, K. A., J. S. Linder, T. E. Laskowski, & N. K. Grant, (1984). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of glauconites: Measured ^{39}Ar recoil loss from well-crystallized specimens. *Isotope Geoscience*, 2: 241-264.
- France-Lanord, C., L. Derry, & A. Michard, (1993). Evolution of the Himalaya since Miocene time : isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal fan. *Himalayan Tectonics*, eds P.J. Treloar & M. Searle, Geological Society of London Special Publication, 74: 603-321.

- Frank, W., G. Hoinkes, C. Miller, F. Purtscheller, W. Richter, & M. Thöni, (1973). Relations between metamorphism and orogeny in a typical sections of the India Himalayas. 20: 303-332.
- Frank, W., M. Thöni, & F. Purtscheller, (1977). Geology and Petrology of the Kulu-South Lahul area. Colloque International C.N.R.S., 268: 147-142.
- Frey, M., Hunziker, J.C., O'Neil, J.R., Schwander, H.W., (1976). Equilibration-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps : petrological, Rb-Sr and stable isotope data. Contribution Mineral Petrology, 55: 147-149.
- Fryer, P., E. L. Ambos, & D. M. Hussong, (1985). Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. Geology, 13: 774-777.
- Fuchs, G., (1982). The geology of the Pin valley in Spiti, H. P., India. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124: 325-359.
- Fuchs, G., (1987). The geology of Southern Zaskar (Ladakh) - Evidence for the autochthony of the Tethys Zone of the Himalaya. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt., 130 (4): 465-491.
- Fuchs, G., & M. Linner, (1996). On the geology of the Suture Zone and Tso Morari Dome in Eastern Ladakh (Himalaya). Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 139: 191-207.
- Fuchs, G., & M. Linner, (1997). Multiphase tectonics in the Indus suture zone of eastern Ladakh. 12th Himalayan Karakorum Tibet, workshop: 33-35.
- Furnes, H., R. B. Pedersen, J. Hertogen, & B. A. Albrektsen, (1992). Magma development of the Leka ophiolite complex, Central Norwegian Caledonides. Lithos, 49: 2469-2491.
- Furukawa, Y., (1993). Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs. Journal of Geophysical Research, 98: 20,005-20,013.
- Gaber, L. J., Foland, K.A., & Corbato C.E., (1988). On the significance of argon release from biotite and amphibole during $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vacuum heating. Geochimica Cosmochimica Acta, 52: 2457-2465.
- Gaetani, M., Fois, E., Garenti, E., Jadoul, F., Nicora, A. & Tintori, A., (1986). Stratigraphy of the Tethys Himalaya in Zaskar, Ladakh : initial report. Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 91 (4): 443-478.
- Gaetani, M., Garzanti, E. & Tintori, A., (1990). Permo-Carboniferous stratigraphy in SE Zaskar and NW Lahul (NW Himalaya, India). Eclogae Geologicae Helveticae, 83 (1): 143-161.
- Ganguly, J., & S. K. Saxena, (1984). Mixing properties of aluminosilicates garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. American Mineralogist, 69: 88-97.
- Gansser, A., (1964). Geology of the Himalayas. 289p.
- Gansser, A., (1977). The great suture zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. Colloq. Int. du CNRS, 268: 181-191.
- Gansser, A., (1979). The Himalayas - A fascinating geological challenge. n°4: 17-20.
- Garzanti, E., A. Baud, & G. Mascle, (1987). Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). Geodynamica Acta, 1: 297-312.
- Garzanti, E., R. Casnedi, & F. Jadoul, (1986). Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the northwestern Himalaya. Sedim. Geol. 48: 237-265.
- Gebauer, D., (1990). Isotopic systems-geochronology of eclogites. In D.A. Carswell, eclogite facies rocks. Blackie. 141-159.
- Gilbert, E., (1986). Évolution structurale d'une chaîne de collision : structures et déformation dans le nord de la plaque indienne en Himalaya du Ladakh (Cristallin du Haut-Himalaya et Séries Téthysiennes). Université Poitiers, 225 pp.
- Goldsmith, J. R., (1982). plagioclase stability at elevated temperatures and water pressures. American Mineralogist, 67: 653-675.

- Goldstein, S. L., R. K. O'Nions, & P. J. Hamilton, (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river systems. Earth and Planetary Sciences Letters, 70: 221-236.
- Green, N. L., & P. L. Hellman, (1982). Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. Lithos, 15: 253-266.
- Guillot, S., M. Cosca, P. Allemand, & P. Le Fort, (1999). Contrasting metamorphic and geochronologic evolution along the Himalayan belt, Geological Society of America Special Paper, Himalaya and Tibet : Mountain Roots to Mountain Tops, 328.
- Guillot, S., J. de Sigoyer, J. M. Lardeaux, & G. Mascle, (1997). Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. Contribution to Mineralogy and Petrology, 128: 197-212.
- Guillot, S., Hatori, K. & de Sigoyer, J., 1998. Origin of the serpentinites in the Indus suture zone (eastern Ladakh): its role in the exhumation of the Tso Morari eclogites. Geological Bulletin of Peshawar, 31: Pakistan, 72-73.
- Guillot, S., J. M. Lardeaux, G. Mascle, & M. Colchen, (1995). Un nouveau témoin du métamorphisme de haute-pression dans la chaîne himalayenne : les éclogites rétro-morphosées du Dôme du Tso Morari, (Est Ladakh, Himalaya). Compte-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t.320, série II a: 931-936.
- Harrison, T. M., (1981). Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. Contribution to Mineral and Petrology, 78: 324-331.
- Harrison, T.M. & McDougall, I., 1981. Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Brocken Hill, South Wales: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and the thermal history of the region. Earth Planetary Science Letters, 55: 123-149.
- Harrison, T. M., F. J. Ryerson, P. Le Fort, A. Yin, O. Lovera, & E. J. Catlos, (1997). A late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism. Earth and Planetary Science Letters, 146: E1-E7.
- Heim, A., & A. Gansser, (1939). Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1936. Mémoire de la Société Helvétique Naturelle, 73: 245p.
- Heinrich, H., (1982). Kyanite eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe central Alps. Contribution to Mineralogy and Petrology, 81: 1-12.
- Henry, P., X. Le Pichon, & B. Goffé, (1997). Kinematic, thermal and petrological model of the Himalayas: constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation. Tectonophysics, 273: 31-56.
- Hensen, B. J., & B. Zhou, (1995). Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism : Implications for the Sm-Nd closure temperature. Geology, 23 n°3: 225-228.
- Hess, J. C., & H. J. Lippolt, (1994). Compilation of K-Ar measurements on HD-B1 standard biotite; 1994 status report. Bulletin of Liaison and Informations, IGCP Project 196, Calibration of the Phanerozoic Time Scale, 12: 19-23.
- Hodges, K. V., Le Fort, P., & A. Pêcher, (1988a). Possible thermal buffering in collisional orogens: thermobarometric evidence from the Nepalese Himalaya. Geology, 16: 707-710.
- Hodges, K. V., & D. S. Silverberg, (1988). Thermal evolution of the greater Himalaya, Garhwal, India. Tectonics, 7: 583-600.
- Honegger, K., 1983. Strukturen und Metamorphose im Zaskar Kristallin (Ladakh-Kashmir, NW Himalaya). Doctorat, 117p., Zürich.
- Honegger, K., V. Dietrich, W. Frank, A. Gansser, M. Thöni, & V. Trommsdorff, (1982). Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). Earth and Planetary Sciences Letters, 60: 253-292.
- Honegger, K., P. Le Fort, G. Mascle, & J. L. Zimmermann, (1989). The blueschists along the Indus Suture Zone in Ladakh, NW Himalaya. Journal of Metamorphic Geology, 7: 57-72.

- Hubbard, M. S., & T. M. Harrison, (1989). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on deformation and metamorphism in the Main Central Thrust zone and Tibetan Slab, Eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 8: 865-880.
- Hy, C., 1984. *Metamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone (zone Sesia-lanzo, Alpes italiennes)*. thèse 3ème cycle, Université Paris VI, pp.
- Hynes, A., J. Arkani-Hamed, & R. Greiling, (1996). Subduction of continental margins and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Earth & Planetary Science Letters*, 140: 13-25.
- Irvine, T. N., & W. R. A. Baragar, (1971). A guide to the chemical classification of the vomon volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.
- Ishii, T., P. T. Robinson, H. Maekawa, & R. Fiske, (1992). Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinites seamounds in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125: 445-463.
- Jackson, M., & R. Bilham, (1994). Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 98: 13897-13912.
- Jaeger, J. J., V. Courtillot, & P. Tapponier, (1989). Paleontological view of the ages of the Deccan Traps the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision. *Geology*, 17: 316-319.
- Jagoutz, E., (1988). Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania : Evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1285-1293.
- Jan, M. Q., (1985). High-P rocks along the suture zones around Indo-Pakistan plate and phase chemistry of blueschists from eastern Ladakh. *geological bulletin of the University of Peshawar*, 18: 1-40.
- Jan, M. Q., (1987). Phase chemistry of blueschists from eastern Ladakh, Himalaya. *Schweizer*, 87:
- Jezeq, J., K. Schulmann, & A. B. Thompson, (sous presse). Modelling of strain partitioning in transpression zones.
- Johannes, W., (1984). Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86: 246-273.
- Jolivet, L., B. Goffé, P. Monié, C. Truffert-Luxey, M. Patriat, & M. Bonneau, (1996). Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15: 1129-1153.
- Jones, R. H., & P. W. Tanner, (1995). Strain Partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 17: 793-802.
- Juteau, T., & R. Maury, (1997). *Geologie de la croûte oceanique, Pétrologie et dynamique endogène*, Paris, pp. 1-365.
- Kausar, A. B., C. Picard, & S. Guillot, (1998). Evidence for High-Temperature, Pressure crystallization during early magmatism of the Kohistan arc, Northern Pakistan. *Geological Bulletin of Peshawar, Pakistan*, 31: 91-93.
- Kepezhinskis, P. K., R. N. Taylor, & H. Tanaka, (1993). Geochemistry of plutonic spinels from the north Kamchatka Arc: comparisons with spinels from other tectonic settings. *Mineralogy Mag.*, 57: 575-589.
- Kirby, S. H., (1983). Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1458-1487.
- Klootwijk, C. T., P. J. Conaghan, & C. M. Powell, (1985). The Himalayan arc : large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 167-183.
- Klootwijk, C. T., J. S. Gee, J. W. Peirce, G. M. Smith, & P. L. McFadden, (1992). An early India-Asia contact: paleomagnetic constraints from Ninety east Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, 20: 395-398.

- Koons, P. O., D. C. Rubie, & G. Frueh-Green, (1987). The effects of disequilibrium on the mineralogical evolution of quartz-diorite during metamorphism in the eclogite facies. *Journal of Petrology*, 28: 679-700.
- Korzhinski, D. S., (1959). *Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals*. Consultants Bureau, 142.
- Kretz, R., (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68: 277-279.
- Krogh, G. C. A., (1982). Improved accuracy of U-Pb zircon ages by creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *GCA*,
- Kumar, S., 1982. Tectonics and the mineral alteration in the orogenic belt - Ladakh. *Ophioliti*, 2/3: 337-338.
- Lanphere, M. A., & Dalrymple, G.B., (1976). Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth Planet. Sci. Letter.*, 14: 757-760.
- Lardeaux, J. M., G. Gosso, J. R. Kienast, & B. Lombardo, (1982). Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 783-800.
- Le Fort, P., (1975). Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Sciences*, 275A: 1-44.
- Le Fort, P., (1986). Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In Cowards, M. P. Ries, A. C. (Eds) *Collision Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19: 159-172.
- Le Fort, P., (1988). Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79: 183-195.
- Le Fort, P., (1989). The Himalayan orogenic segment. In "Tectonic evolution of the Tethyan region", A.M.C. Sengör(ed.), Kluwer Academic Press, 259: 289-386.
- Le Fort, P., S. Guillot, & A. Pêcher, (1997). HP metamorphic belt along the Indus suture zone of NW Himalaya: new discoveries and significance. *Compte rendue de l'Académie des Sciences*, 325: 773-778.
- Le Goff, E., 1989. Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèles thermodynamiques et exemple naturels. *Rennes*, pp. 303.
- Le Goff, E., & M. Ballèvre, (1990). Geothermobarometry in the albite garnet orthogneisses : a case study from the Grand Paradiso nappe, Western Alps. *Lithos*, 25: 261-280.
- Le Maître, R. W., P. Bateria, A. Dudek, J. Keller, M. J. Lamayer Le Bas, P. A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeis, A. R. Woolley, & B. Zanettin, (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Leblanc, M., (1985). Les gisements de spinelles chromifères. *Bulletin Mineralogie*, 108: 587-607.
- Lee, J. C., (1996). Smoothing the stress trajectories. *Computer program*.
- Lee, J. K. W., T. C. Onstott, K. V. Cashman, R. J. Cumbest, & D. Johnson, (1991). Incremental heating of Hornblende in vacuo: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and the interpretation of thermal histories. *Geology*, 19: 872-876.
- Lemennicier, Y., Le fort, P., Lombardo, B., Pecher, A., Rolfo, F., (1996). Tectonometamorphic evolution of the central Karakorum (Balistan - northern Pakistan). *Tectonophysics*, 260: 119-143.
- Linner, M., G. Fuchs, & F. Koller, (1997). Permian rifting and the eclogites of the Tso Moriri dome. 12th Himalaya-Karakorum-Tibet international workshop, abstract volume: 175-176.
- Liou, J. G., S. Maruyama, & M. Cho, (1987). Very low grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. In M. Frey (ed): *Low temperature Metamorphism*. Blackie, Glasgow :59-113.

- Loomis, T. P., (1983). Compositional zoning of crystals : a record of growth and reaction history, In Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Advances in physical geochemistry. Springer-Verlag, 3: 1-60.
- Luais, B., P. Telouk, & F. Albarède, (1997). Precise and accurate neodymium isotopic measurements by plasma source mass spectrometry. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 61: 4847-4854.
- Ludwig, K. R., (1990). ISOPLOT, a plotting and regression program for radiometric isotope data. U.S. Geological Survey File Report, 90-91.
- Lugmair, G. W., & K. Marti, (1978). Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39: 349-357.
- Macfarlane, A. M., (1995). An evaluation of the inverted metamorphic gradient at Langtang National Park, Central Nepal Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 595-612.
- Maekawa, H., M. Shozui, T. Ishii, P. Fryer, & J. A. Pearce, (1993). Blueschist metamorphism in an active subduction zone. *Nature*, 364: 520-523.
- Majid, M., Shah, M.T., (1985). Mineralogy of a blueschist metagrawacke from sher garh sar area, Allai Kohistan, northern Pakistan. *Geological Bulletin Univ Peshawar*, 18: 41-52.
- Makovsky, Y., S. L. Klempere, H. Liyan, & L. Deyuan, (1996). Structural elements of the southern Tethyan Himalaya crust from wide-angle seismic data. *Tectonics*, 15: 997-1005.
- Maluski, H., & P. Matte, (1984). Ages of the alpine tectonometamorphic events in the northwestern himalaya (northern Pakistan) by $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method. *Tectonics*, 3: 1-18.
- Maluski, H., P. Matte, & M. Brunel, (1988). Argon39-Argon40 dating of metamorphic and plutonic events in the North and High Himalaya belts (Southern Tibet, China). *Tectonics*, 7: 299-326.
- Maluski, M. & Shaeffer, C.A., 1982. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ laser probe dating of terrestrial rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 21-27.
- Maruyama, S., K. Suzuki, & J. G. Liou, (1983). Greenschist-amphibole transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.*, 24: 583-604.
- Masclé, G., (1985). L'Himalaya résulte-t-il du télescopage de trois chaînes? *Bulletin de la Société Géologique de France*, I: 289-304.
- Masclé, G., Guillot, S., (1998). Tso Moriri. mission Ladakh 1998.
- Massone, H. J., & W. Schreyer, (1985). Phengite barometry in assemblage with kyanite, Mg-rich silicates and SiO_2 phase (abstract). *Terra Cognita*, 5: 432.
- Massone, H. J., & W. Schreyer, (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspath, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 212-224.
- Mattauer, M., (1986). Intracontinental subduction, crust mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Collisions tectonics, geological Society Special Publication*, edited by Coward M.P. & Ries A.C., 19: 37-50.
- Matte, P., (1998). Continental subduction and exhumation of HP rocks in paleozoic orogenic belts : Uralides and Variscides. *GFF*, 120: 209-222.
- Matte, P., & A. Chemenda, (1996). Mechanism for exhumation of HP metamorphic rocks during continental subduction in Southern Urals. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 323: 525-530.
- Mehta, P. K., (1977). Rb-Sr Geochronology of the Kulu-Mandi Belt : its implications for the Himalayan tectogenesis. *Geol. Rdsch.*, 66: 156-175.
- Meschede, M., (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Middlemiss, C. S., (1910). A revision of the Silurian-Trias sequence in Kashmir. *Rec. Geological Survey of India*, 40: 206-260.

- Molnar, P., (1988). A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakorum, and their tectonic implications. *Philosophic Transactions of the Society of London*, A326: 33-38.
- Mork, M. B. E., & E. W. Mearns, (1986). Sm-Nd isotopic systematic of gabbro-eclogite transition. *Lithos*, 19: 255-267.
- Morrison, M. A., (1978). The use of "immobile" trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts: applications to the Palaeocene basalts of Mull and Skye, northwest Scotland. *Earth and Planetary Science Letters*, 39: 407-416.
- Mugnier, J. L., G. Masclé, & T. Faucher, (1992). La structure des siwaliks de l'Ouest Népal: un prisme d'accétion intracontinental. *Bulletin de la Société Géologique de France* 163: 585-595.
- Mullen, E. D., (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53-62.
- Nagasaki, A., & M. Enami, (1998). Sr-bearing zoisite and epidote in ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks from the Su-Lu province, eastern China : An important Sr reservoir under UHP conditions. *American Mineralogist*, 83: 240-247.
- Nägler, T. F., & J. D. Kramers, (1998). Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: model, data and the uncertainty of both. *Precambrian Research*,
- Nakazawa, K., & H. M. Kapor, (1973). Spilitic pillow lava in Panjal trap in Kashmir, India. *Mem. Fac. Sci. Kyoto univers., Serv. of Geol. & Mineral.*, 39: 83-98.
- Nanda, M. M., & M. P. Singh, (1977). Stratigraphy and sedimentation of the Zaskar area, Ladakh and adjoining parts of Lahul region of Himachal Pradesh. *Himal. Geol.*, 6: 365-388.
- Nelson, K. D., W. Zhao, L. D. Brown, J. Kuo, J. Che, X. Liu, S. L. Klempere, Y. Makovsky, R. Meissner, J. Mechie, R. Kind, F. Wenzel, J. Ni, J. Nabelek, C. Leshou, H. Tan, W. Wei, A. G. Jones, J. Booker, M. Unsworth, W. S. F. Kidd, M. Hauck, D. Alsdorf, A. Ross, M. Cogan, C. Wu, E. Sandvol, & M. Edwards, (1996). Partially Molten Middle Crust Beneath SoutherTibet: Synthesis of Project INDEPTH Results. *Science*, 274: 1684-1696.
- Noble, S. R., & M. P. Searle, (1995). Age of crustal melting and leucogranite formation from U-Pb zircon and monazite dating in the western Himalaya, zaskar, India. *Geology*, 23: 1135-1138.
- Noble, S.R. & Searle, M.P., 1998. Permian granitoids of the High Himalayan slab, Zaskar Himalaya. *Geological Bulletin of Peshawar, Pakistan*, 31: 142-143.
- Norin, E., (1946). Geological exploration in western Tibet. Rep. from the Swedish exp. to the NW prov. China under the leadership of dr. SVEN HEDIN. *Geology*, III: 7.
- O'Hanley, D. S., (1996). *Serpentinites : Records of tectonic and petrological history*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34: 277.
- Onstott, T. C., & M. W. Peacock, (1987). Argon retentivity of hornblendes: A field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 51: 2891-2903.
- Orberger, B., J. P. Lorand, J. Girardeau, J. C. C. Mercier, & S. Pitragool, (1995). Oetrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand. *Lithos*, 35: 153-182.
- Oxburgh, E. R., Turcotte, D.L., (1974). Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. *Schweiz. Miner. petrog.*, 54: 641-62.
- Oxburgh, E. R., & D. L. Turcotte, (1976). The physical-chemical behavior of the descending lithosphere. *Tectonophysics.*, 32: 107-128.
- Pankhurst, R. J., S. Moorbath, D. C. Rex, & G. Turner, (1973). Mineral age patterns in ca.3700 my old rock from West Greenland. *Earth and Planetary Science Letter*, 20: 157-170.

- Papritz, K., & R. Rey, (1989). Evidence for the occurrence of Permian Panjal Trap basalts in the Lesser and Higher Himalayas of the western syntaxis, NE Pakistan. *Eclogae Geologicae Helveticae* 82/2, 603-627.
- Pareek, H. S., (1976). On studies of the agglomeratic slate and Panjal Trap basalts in the lesser and Higher Himalayas of the western syntaxis area, NE Pakistan. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 82/2: 603-627.
- Patriat, P., & J. Achache, (1984). India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311: 615-621.
- Peacock, S. M., (1993). Metamorphism, dehydration, and importance of the blueschist-eclogite transition in subducting oceanic crust. *Geological Society of American Bulletin*, 105: 684-694.
- Pearce, J. A., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J., 230-249.
- Pearce, J. A., & J. R. Cann, (1973). Tectonic setting of the basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- Pearce, T. H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., (1975). The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 24: 419-426.
- Pearce, T. H., B. E. Gorman, & T. C. Birkett, (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 121-132.
- Pêcher, A., (1975). The Main Central Thrust of the Nepal Himalaya and the related metamorphism in the Modi-Khola cross-section (Annapurna Range). *Himalayan Geol.*, 5, 115-132.
- Pêcher, A., (1991). The contact between the Higher Himalayan crystallines and the Tibetan Sedimentary series : Miocene large-scale dextral shearing. *Tectonics*, 10: 587-598.
- Perchuk, A. L., Gerasimov, V.Y., Philippot, P., (1996). Theoretical modeling of eclogite uplift. *Petrology*, 4 n° 5: 480-492.
- Petterson, M. G., & B. F. Windley, (1985). *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 45-47.
- Pettke, T., & L. W. Diamond, (1995). Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz: evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 59: 4009-4027.
- Philippot, P., (1990). Opposite vergence of nappes and crustal extension in the french-italian western alps. *Tectonics*, 9 n° 5: 1143-1164.
- Phillips, D., & T. C. Onstott, (1988). Argon isotopic zoning in mantle phlogopite. *Geology*, 16: 542-546.
- Platt, J. P., (1986). Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bulletin of Geological Society of America*, 97: 1037-1053.
- Platt, J. P., (1987). The uplift of high-pressure low temperature metamorphic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A321: 87-103.
- Platt, J. P., (1993). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks : a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5: 119-133.
- Platt, J. P., & G. S. Linner, (1985). Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *Journal of Structural Geology*, 7: 19-36.
- Pognante, U., (1993). Different P-T-t paths and leucogranite occurrences along the High Himalayan Crystallines : implications for subduction and collision along the northern Indian margin. *Geodynamica Acta*, 6: 5-17.
- Pognante, U., P. Benna, & P. Le Fort, (1993). High-pressure metamorphism in the High Himalayan Crystallines of the Stak valley, northeastern Nanga-Parbat-Haramosh syntaxis, Pakistan Himalaya. 74: 161-172.

- Pognante, U., D. Castelli, P. Benna, G. Genovese, F. Oberli, M. Meir, & S. Tonarini, (1990). The crystalline units of High Himalayas in the Lahul-Zaskar region (northwest India) : metamorphic -tectonic history and geochronology of the collided and imbricated Indian plate. *Geological Magazine*, 127: 101-116.
- Pognante, U., & B. Lombardo, (1989). Metamorphic evolution of the High Himalayan Crystallines in SE Zaskar, India. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 9-17.
- Pognante, U., & D. A. Spencer, (1991). First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). *European Journal of Mineralogy*, 3/3: 613-618.
- Polino, R., G. V. Dal Piaz, & G. Gosso, (1990). Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 156: 345-367.
- Potdevin, J. L., & D. Marquer, (1987). Méthodes de quantification des transferts de matière par des fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodynamica Acta*, 1,3: 93-206.
- Powell, R., & T. J. B. Holland, (1985). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and worked examples. 3: 327-342.
- Pudsey, C. J., (1986). The northern suture in Pakistan : margin of a Cretaceous island arc. *Geological Mag.*, 123: 405-23.
- Rage, J. C., H. Cappetta, J. L. Hartenberger, J. J. Jaeger, J. Sudre, M. Vianeyliand, K. Kumar, G. V. R. Prasad, & A. Sahni, (1995). Collision age. *Nature*, 375: 286.
- Raju, B. N. V., Chabria, T., Prasad, R.N., Mahadevant, T.M., Bhalla, N.S., (1982). Early proterozoic Rb-Sr isochron age for Central Crystalline rocks Bhilangana Valley, Garwhal Himalayan. *Geology*, 12: 196-205.
- Raleigh, C. B., & M. S. Paterson, (1965). Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 70: 3965-3985.
- Ramberg, H., (1943). En undersøkelse av Veststrandens regional-metamorphe bergarter. *Norsk. Geologisk Tidsskrift*. *Norsk. Geologisk Tidsskrift*, 23: 1-174.
- Ranalli, G., (1997). Rheology of the lithosphere in space and time. From Burg, J.P. & Ford, M. (eds), 1997, *Orogeny Through Time*, Geological Society Special Publication., 121: 19-37.
- Ranga Rao, A., C. L. Dhar, J. Ram, S. V. Rao, & S. K. Shah, (1982). Contributions to the stratigraphy of Spiti. *Himalayan Geology*, 12: 98-113.
- Reuber, I., (1986). Two peridotite units superposed by intra oceanic thrusting in the Spontang klippe (Ladakh-Himalaya). *Science Géologique Bulletin*, 39: 391-402.
- Reuber, I., (1989). The Dras arc: two successive volcanic events on eroded oceanic crust. *Tectonophysics*, 161: 93-106.
- Reuber, I., (1990a). Les ophiolites de la Skyok dans l'himalaya du Ladakh : reliques de la plaque océanique de la Téthys surmontée d'un arc volcano-sédimentaire daté de Crétacé moyen. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, 310: 1255-1262.
- Reuber, I., (1990b). Géométrie et dynamique de l'accrétion dans les ophiolites téthysiennes : Himalaya du Ladakh, Oman et Turquie. Thèse de doctorat d'état es Sciences Naturelles, p. 626.
- Reuber, I., M. Colchen, & C. Mevel, (1987a). The Spontang ophiolite and ophiolitic mélanges of the Zaskar, NW Himalaya, tracing the evolution of the closing tethys in the Upper Cretaceous to the Early Tertiary. *Himalayan orogene and global tectonics*, Chap. 16: 235-264.
- Reuber, I., M. Colchen, & C. Mevel, (1987b). The geodynamic evolution of the South-Tethyan margin in Zaskar, NW Himalaya, as revealed by the Spontang ophiolitic mélange. *Geodynamica Acta*, 1: 283-296.
- Reuber, I., R. Montigny, R. Thuizat, & A. Heitz, (1989). K-Ar ages of ophiolites and arc volcanics of the Indus Suture Zone; comparison with other Himalaya-Karakorum data. *Himalayan Geology*.

- Rex, A. J., M. P. Searle, R. Tirrul, M. B. Crawford, D. J. Prior, D. C. Rex, & A. Barnicoat, (1988). The geochemical and tectonic evolution of the Central Karakorum, North Pakistan. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A326: 229-255.
- Rickwood, P. C., (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which used major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.
- Ridley, J., & J. E. Dixon, (1984). Reaction pathways during the progressive deformation of a blueschist metabasite: the role of chemical disequilibrium and restricted range equilibrium. *Journal of Metamorphic Geology*, 2: 115-128.
- Roddick, J. C., R. A. Cliff, & D. C. Rex, (1980). The evolution of excess argon in Alpine biotites - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 48: 185-208.
- Roecker, S. W., (1982). Velocity structure of the Pamir - Indus Kush region : possible evidence of subducted crust. *Journal of Geophysical Research*, 87: 945-959.
- Rolland, Y., J. M. Lardeaux, S. Guillot, & C. Nicollet, ((en prep)). Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Bulletin de la Société Géologique de France*,
- Rollinson, H. R., (1993). Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation, John Wiley & Sons, New York, pp. p. 352.
- Rubie, (1989). Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites, Chapman & Hall, Glasgow and London, pp. P. 396.
- Rubie, D. C., (1984). A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western alps. *Journal of Geophysical Research*, 92: 21-36.
- Rubie, D. C., (1986). The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism. *Mineralogical Mag.*, 50: 399-415.
- Rubie, D. C., (1990). Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites, in eclogite facies rocks. In: Carswell (Carswell), Ed Glasgow, Blackie. 111-140, Blackie, New York.
- Ruff, L. J., & B. W. Tichelaar, (1996). What controls the seismogenic plate interface in subduction zones ? *Geophysical Monograph Series, Subduction top to Bottom*, Bebout, GE; Scholl, DW; Kirby, SH, Platt, JP (eds), 96: 105-118.
- Samson, S. D., & E. C. Alexander, (1989). Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb-1. *Chemical Geology*, 66: 27-34.
- Sanderson, D. J., & W. R. D. Marchini, (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Scailliet, S., G. Feraud, M. Balleve, & M. Amouric, (1992). Mg/Fe and [(Mg, Fe)Si-Al]₂ compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas : A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ continuous laser probe study from the Dora Maira nappe of the internal western Alps, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 2851-2872.
- Searle, M. P., (1986). Structural evolution and sequence of thrusting in the High Himalayan, Tibetan-Tethys Indus suture zone of Zaskar and Ladakh, western Himalaya. *Journal of Structural Geology*, 8: 923-936.
- Searle, M. P., (1991). *Geology and tectonics of the Karakoram mountains*. New York Wiley.
- Searle, M. P., A. J. Rex, R. Tirrul, D. C. Rex, A. Barnicoat, & B. F. Windley, (1989). Metamorphic, magmatic, and tectonic evolution of the central Karakoram in the Biafo-Baltoro-Hushe regions of northern Pakistan. *Geological Society of America Special Papers*, 232: 47-74.
- Searle, M. P., D. J. Waters, D. C. Rex, & R. N. Wilson, (1992). Pressure-temperature and time constraints on Himalayan metamorphism from eastern Kashmir and western Zaskar. *Geological Society of London*, 149: 753-773.
- Searle, M. P., B. F. Windley, M. P. Coward, D. J. W. Cooper, D. Rex, L. Tingdong, X. Xuchang, V. C. Jan, V. C. Thakur, & S. Kumar, (1987). The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 678-701.

- Sguigna, A. P., A. J. Larabee, & J. C. Waddington, (1982). The half-life of ^{176}Lu by g-g coincidence measurement. *Canadian Journal of Physics*, 60: 361-364.
- Shams, F. A., (1972). Glaucophane-bearing rocks from near Topsis, Swat. First record from Pakistan. *Pakistan journal of scientific research*, 24: 343-345.
- Shankar, R., Pandhi, G., Thussu, J.L., Wangdus, C., (1976). Recent geological studies in upper Indus valley and the plate tectonics. *Geological Survey of India. Misc. Publ.*, 34: 41-56.
- Sharma, K. & K. Kumar; S., (1978). Contribution to the geology of Ladakh. North western Himalaya. *Himalayan Geol.*, 8/1: 252-287.
- Sharma, K. K., Sinha, A.K., Bagdasarian, G.P., Gukasian, R.Ch., (1978). Potassium-argon dating of Dras volcanics, Shyck volcanics and Ladakh Granite, Ladakh, Northwest Himalaya. *Himalayan Geol.*, 8: 288-295.
- Shemenda, A. I., (1993). Subduction of lithosphere and back-arc dynamics; insights from physical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 98: 16167-16185.
- Shervais, J. W., (1982). Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 101-108.
- Sinha-Roy, (1975). Blueschist facies metamorphism in Daling rocks from a part of Kalimpong Hills, eastern Himalayas. *Journal Geological Society of India*, 16: 275-286.
- Skrikantia, S. V., Ganesan T.M., Rao P.N., Sinha. A. K. & Tirkey. B., (1980). Geology of Zaskar area, Ladakh Himalaya. *Himalayan Geology*, 2: 1009-1033.
- Smith, H.A., 1993. Characterization and timing of metamorphism within the Indo-Asian suture zone, Himalayas; northern Pakistan. Ph.D. Thesis, Dartmouth College, pp.
- Smith, R. E., Smith, S.E., (1976). Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K,P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 114-120.
- Sorkhabi, R. B., A. K. Jain, T. Itaya, S. Nishimura, R. Manickavasagam, & N. Lal, (1993). K/Ar cooling ages from Zaskar Himalaya : implications for the tectonics and exhumation of Higher Himalayan metamorphic complex. *Current Science*, 65: 687-693.
- Spalla, M. I., J. M. Lardeaux, G. V. Dal Piaz, G. Gosso, & B. Messiga, (1996). Tectonic significance of alpine eclogites. *Journal of geodynamics*, 21: 257-285.
- Spencer, D.A., 1993. Tectonics of the higher-and Tethyan Himalaya, Upper Kaghan Valley, NW Himalay, Pakistan: Implications of an early, high pressure (eclogite facies) metamorphism to the Himalayan belt. Ph-D, 1050p., Zÿrick, pp.
- Spencer, D. A., & D. Gebauer, (1996). Shrimp evidence for a Permian protolith age and a 44 Ma metamorphic age for the Himalayan eclogites (Upper Kaghan, Pakistan): Implications for the subduction of Tethys and the subdivision terminology of the NW Himalaya. 11th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, 147.
- Spring, L., 1993. Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul - Zaskar oriental. Doctorat, 148p., Lausanne, pp.
- Spring, L., & A. Crespo-Blanc, (1992). Nappe tectonics, extension and metamorphic evolution in the Indian Tethys Himalaya (Higher Himalaya, SE Zaskar and NW Lahul). *Tectonics*, 11: 978-989.
- Spring, L., H. Masson, E. Stutz, P. Thélin, R. Marchant, & A. Steck, (1993). Inverse metamorphic zonation in very low-grade Tibetan zone series of SE Zaskar and its tectonic consequences (NW India, Himalaya). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73: 85-95.
- Steck, A., J. L. Epard, J. C. Vannay, J. Hunziker, M. Girard, A. Moraro, & M. Robyr, (1998). Geological transect across the Tso Moarari and Spiti areas: The nappe structures of the Tethys Himalaya. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 91: 103-121.
- Steck, A., L. Spring, J. C. Vannay, H. Masson, E. Stutz, H. Bucher, R. Marchant, & J. C. Tìèche, (1993). Geological transect across the Northwestern Himalaya in eastern Ladakh and Lahul (a model for the continental collision of India and Asia). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 86/1: 219-263.

- Steiger, R. H., & E. Jäger, (1977). Subcommission on Geochronology: concention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- Stutz, E., (1988). Géologie de la chaîne du Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Indes) - Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. *Mémoire de Géologie (Lausanne)*, 3: 149 p.
- Stutz, E., & A. Steck, (1986). La terminaison occidentale du Cristallin de Tso Morari (Haut-Himalaya ; Ladakh méridional, Inde) : Subdivision et tectonique de nappe. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 79: 253-269.
- Stutz, E., & M. Thöni, (1987). The lower paleozoic Nyimaling granite in the Indian Himalaya (Ladakh): new Rb/Sr data versus zircon typology. *Geologische Rundschau*, 76/2: 307-315.
- Sutre, E., 1988. Les formations de la marge nord-neotethysienne et les melanges ophiolitiques de la zone de suture de l'indus en himalaya du ladakh. *Inde. poitiers*, pp.
- Tapponnier, P., et al., (1981). The Tibetan side of the India-Asia collision. *Nature*, 294: 405-410.
- Tapponnier, P., & P. Molnar, (1976). Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319-324.:
- Tapponnier, P., G. Peltze, & R. Armijo, (1986). On the mechanics of the collision between India and Asia. In "Collision tectonics", edited by Coward & A.C. Riess. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 19: 115-157.
- Tapponnier, P., G. Peltze, Y. Le Dain, R. Armijo, & P. Cobbold, (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611-616.
- Ten Ji Wen, (1981). Characteristics of geophysical fields and plate tectonics of the Quinghai-Xigang plateau and its neighbouring regions. *Proceedures on Symposium on Tibet Plateau Sciences*, Press Beijing, 633-649.
- Thakur, V. C., (1981). Regional framework and geodynamic evolution of the Indus-Tsangpo suture zone in the Ladakh Himalayas. *Transactions of the Royal Society of Edinburg : Earth Sciences*, 72: 89-97.
- Thakur, V. C., (1983). Deformation and metamorphism of the Tso Morari crystalline complex. *Wadia Institut of Himalaya Geology, (dehra Dun)*: 1-8.
- Thakur, V. C., & M. I. Baht, (1983). Interpretation of the tectonic environment of Nidar ophiolite: A geochemical approach, pp. 21-31.
- Thakur, V. C., & D. K. Misra, (1984). Tectonic framework of the Indus and Shyok suture zones in eastern Ladakh (northwest Himalaya). *Tectonophysics*, 101: 207-220.
- Thakur, V. C., & N. S. Virdi, (1979). Lithostratigraphy, structural framework, deformation and metamorphism of the SE region of Ladakh, Kashmir Himalaya. 22: 46-50.
- Thayer, T. P., (1964). Geological features of podiform chromite deposits. *Méthodes de prospection de la chromite*, R. Woodtli ed. OCDE Paris: 135-146.
- Thompson, A., (1982). Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- Thompson, A., K. Schulmann, & J. Jezek, (1997a). Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks on convergent orogens. *Geology*, 25: 491-494.
- Thompson, A., K. Schulmann, & J. Jezek, (1997b). Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, 280: 171-184.
- Thöni, M., & E. Jagoutz, (1992). Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 56: 347-368.
- Tilton, G. R., W. Schreyer, & H. P. Schrerl, (1989). Pb-Sr-Nd isotopic behaviour of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53: 1391-1400.

- Tonarini, S., I. Villa, M. Oberli, F. Meier, D. A. Spencer, U. Pognante, & J. G. Ramsay, (1993). Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya : implications for India-Eurasia collision. *Terra Nova*, 5: 13-20.
- Treloar, P. J., & M. P. Coward, (1991). Indian plate motion and shape : constraints on the geometry of the Himalaya orogen. *Tectonophysics*, 191: 189-198.
- Treloar, P. J., D. C. Rex, P. G. Guise, M. P. Coward, M. P. Searle, B. F. Windley, M. G. Pettersson, M. Q. Jan, & I. W. Luff, (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: 881-909.
- Tricart, P., (1984). From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western alps. *American Journal of science*, 284: 97-120.
- Trivedi, J. R., K. Kewal, Sharma, & K. Gopalan, (1986). Widespread Caledonian magmatism in Himalaya and its tectonic significance. *Terra cognita*, 6: 144.
- Turner, G., (1968). The distribution of potassium and argon in chondrites. In: L. H. Ahrens (L. H. Ahrens), *Origin and Distribution of the Elements*. 387-397, Pergamon,
- Van Haver, T., 1984. Etude stratigraphique sédimentologique et structurale d'un bassin d'avant arc : Exemple du Bassin de l'Indus, Ladakh, Himalaya. *Thèse Université Joseph Fourier*, pp.204.
- Van Haver, T., M. Bonhomme, G. Mascle, & J. Aprahamian, (1986). Analyses K/Ar de phyllites fines des formations détritiques de l'Indus au Ladakh(Inde). Mise en évidence de l'âge éocène supérieur du métamorphisme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 302 serieII N°6: 325-330.
- Vannay, J. C., (1993). Géologie des chaînes du Haut -Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul. *Paléogéographie et tectonique, Mémoire de Géologie (Lausanne)*, 16: 148.
- Vannay, J. C., & B. Grasemann, (1998). Inverted metamorphism in the high Himachal Pradesh (NW India): phase equilibria versus thermobarometry. *Journal of Mineral Petrology*, 78: 107-132.
- Vannay, J. C., & L. Spring, (1993). Geochemistry of the continental basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti and SE Zaskar, northwestern India. *Himalayan Tectonics Geological Society Special Publication*, 74: 237-249.
- Velde, B., (1967). Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contribution Mineral Petrology*, 14: 250-258.
- Vidal, P., & J. C. Hunziker, (1985). Systematics and problems in isotope work on eclogites. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 52: 129-141.
- Villa, I., (1998). Isotopic closure. *Terra Nova*, 10: 001- 006.
- Villa, I., & M. Oddone, (1988). ³⁹Ar/⁴⁰Ar ages of Himalayan leucogranites decrease eastward. 6th Himalaya-Tibet-Karakorum Workshop, Lausanne, p.16.
- Villa, I. M., B. Grobety, S. P. Kelley, R. Trigila, & R. Wieler, (1996). Assessing Ar transport paths and mechanisms in the McClure Mountains hornblende. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 126: 67-80.
- Villa, I. M., R. Ruffini, F. Rolfo, & B. Lombardo, (1996b). Diachronous metamorphism of the Ladakh Terrain at the Karakorum-Nanga Parbat-Haramosh junction (NW Baltistan, Pakistan). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76:
- Villa, I. M., G. Ruggieri, & M. Puxeddu, (1997). Petrological and geochronological discrimination of two white-micas generations in a granite cored from the Larderello-Travale geothermal field (Italy). *European Journal of Mineralogy*, 9: 563-568.
- Virdi, N. S., V. C. Thakur, & R. J. Azmi, (1978). Discovery and significance of Permian microfossils in the Tso Morari crystallines of Ladakh, India. *Himalayan Geology*, 8(2): 993-1000.
- Virdi, N. S., Thakur, V.C., Kumar, S., (1977). Blueschist facies metamorphism from the Indus suture zone of Ladakh and its significance. *Himalaya Geology*, 7: 479-482.

- Wetherill, G. W., (1956). An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 9: 290-292.
- Wijbrans, J. R., & I. McDougall, (1986). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. *Contribution Mineral Petrology*, 93: 187-194.
- Wilson, M., (1989). *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. Unwin Hyman London, pp 466.
- Wood, D. A., (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.
- Yardley, B. W. D., (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. Longman ed. Earth Science, 248p.
- Zeitler, P. K., (1988). Ion microprobe dating of zircon from the Makaland granite, NW Himalaya, Pakistan. A constraint on the timing of Tertiary metamorphism in the region. *Geological Society of America*, 20: 323.
- Zeitler, P. K., N. M. Johnson, C. W. naeser, & R. A. K. Tahirkheli, (1982). Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Naga Parbat region, Pakistan. *Nature*, 298: 255-257.
- Zhong, D. L., & L. Ding, (1996). Discovery of high-pressure basic granulites in Namjagbarwa area. Tibet. China. *Chinese Science Bulletin*, 41: 87-88.

Annexes

	Ts 10	Ts18a	Ch63f	Ts 28	Ch84	Ch138
	batholite	ophiolite	Drakkarpo	Ribil	Ribil	Ribil
SiO ₂	49.85	52.43	42.99	45.39	44.84	45.61
Al ₂ O ₃	19.31	15	14.72	12.73	16.09	14.65
FeO	9.22	8.34	10.3	9.29	11.85	10.92
MnO	0.18	0.15	0.23	0.17	0.17	0.19
MgO	5.68	9.06	2.48	7.43	6.45	8.12
CaO	8.24	7.43	11.03	15.12	9.48	9.95
Na ₂ O	3.21	3.5	3.36	2.87	3.6	2.84
K ₂ O	1.99	0.35	1.12	0.21	0.86	1.78
TiO ₂	1.01	0.58	2.18	2.75	3.12	2.62
P ₂ O ₅	0.17	0.06	0.62	0.54	0.73	0.45
Loi+	0.91	3.17	9.48	3.58	2.5	2.32
H ₂ O-	0.15	0.17	0.12	0.17	0.1	0.09
Total	99.92	100.24	98.63	100.25	99.79	99.54
Y	19.2	14.6	28.3	27	30.1	28.7
Sr	554.8	131.2	431.8	1178.9	699.5	640.3
Rb	117.4	4.7	22.1	4.3	16.6	32.7
Zr	64.8	37.1	320.3	181.4	251.8	249.5
Nb	3.3	1	101.5	40.9	66	65.1
Cu	53.5	73.7	15	39.8	58.6	33.2
Ni	35.7	49.4	3.1	106.6	74.5	101
Co	39.8	38	29.3	42.5	47.2	46.2
Cr	36.9	136.1	4.2	242	107.1	204.7
V	270.2	210	148.1	302.2	278.4	236.6
Sc	24.7	25.6	8.9	28.5	18.7	25
Ba	501.9	25.1	204.3	88.2	411	603.4
As		0.55		1.88		
Ba		23.5		99.2		
Be		0.16		1.28		
Bi		0		0.06		
Cd		0.03		0.83		
Ce		3.91		66.14		
Co		33.1		36.1		
Cr		180		232		
Cs		62.1		0.24		
Cu		80.3		43.8		
Dy		2.062		4.42		
Er		1.274		1.94		
Eu		0.535		2.27		
Ga		11.3		18.1		
Gd		1.46		6.12		
Ge		1.74		1.74		
Hf		0.97		4.62		
Ho		0.49		0.92		
In		0.03		0.07		
La		1.378		34.35		
Lu		0.223		0.238		
Mo		0.08		0.73		
Nb		0.51		38.9		
Nd		3.7		34.75		
Ni		46.4		98.9		
Pb		7.28		2.93		
Pr		0.628		7.89		
Rb		5.34		3.27		
Sb		0.06		0.13		
Sm		1.282		6.62		
Sn		0.44		1.57		
Sr		105		1126		
Ta		0.04		3.06		
Tb		0.307		0.87		
Th		0.06		3.22		
Tm		0.192		0.3		
U		0.03		0.94		
V		219		292		
W		0.33		0.48		
Y		12.8		23.5		
Yb		1.322		1.75		
Zn		69.4		79.9		
Zr		33.4		191		

Annexe II-1 : Analyses des éléments majeurs et traces pour les roches basiques du batholite du Ladakh (Ts10), de la zone de suture (Ts18a), de Drakkarpo (Ch63f) et de Ribil (Ts28, Ch84, Ch138).

Sample origin	CH35a mantle	CH146 mantle	CH187 mantle	CH98a mantle	CH98b mantle	TS18c cumulate	CH52c cumulate
SiO ₂ (wt.%)	38.68	40.59	39.39	35.05	40.15	38.09	29.55
TiO ₂	0.02	0.024	0.023	0.03	0.015	0.032	0.374
Al ₂ O ₃	0.49	0.77	1.09	0.54	0.37	8.44	16.72
Fe ₂ O ₃	7.58	7.59	8.99	6.83	7.54	8.19	5.55
MnO	0.1	0.093	0.105	0.127	0.1	0.107	0.277
MgO	38.56	36.65	38	39.97	41.82	30.59	29.65
CaO	0.65	1.05	0.33	0.64	0.29	3.22	4.41
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0.16	0
K ₂ O	0.003	0.004	0	0	0.003	0.005	0.003
P ₂ O ₅	0.003	0	0.001	0.005	0.006	0.003	0.081
Cr (ppm)	2121	2581	2778	2718	2604	3159	32
Ba	<60	<60	0	<60	<60	0	<60
Ce	<60	<60	<60	<60	0	<60	<60
V	28	34	37	19	18	27	48
Co	107	93	113	97	110	94	<10
Zn	49	30	32	51	54	45	21
Ni	2222	2260	2393	2255	2825	1387	16
Ga	<10	<10	<10	<10	<10	<10	13
Zr	<5	<5	<5	<5	<5	<5	69
Y	0	<5	0	0	0	<5	29
Sr	10	17	5	24	12	36	28
Rb	0	<5	0	0	0	0	<5
Nb	<8	<8	<8	<8	<8	0	<8
Pb	140	<15	315	450	111	15	0
La	<60	<60	<60	0	0	0	0
Nd	<60	<60	<60	<60	0	<60	<60
Th	<10	<10	11	14	<10	<10	<10
U	<10	<10	17	30	<10	0	0
Total (wt.%)	86.72	87.45	88.70	83.94	91.06	89.50	86.62
LOI (wt.%)	13.80	13.10	11.80	17.00	9.80	11.10	14.70
Mg#	83.57	82.84	80.87	85.41	84.72	78.88	84.23

Annexe II-2 : Analyses des éléments majeurs et traces pour les serpentinites de la faille de Zildat.

	Éclogites faiblement rétro-morphosées				Éclogites très rétro-morphosées						
	Ch165d	Ch266a	Ts34	Ts51	Ch163	Ch170c	Ch171d	LK93-46	LK 93-51	LK93-61	Ts45
SiO ₂	45.98	45.25	46.19	48.14	40.23	45.12	49.99	46.46	49.66	50.50	48.21
Al ₂ O ₃	15.39	15.47	14.93	16.36	15.74	16.34	15.57	17.82	15.69	14.10	16.12
FeO	12.86	12.45	13.22	12.08	12.63	13.34	11.12	12.13	11.36	11.32	13.44
MnO	0.21	0.20	0.24	0.20	0.17	0.21	0.20	0.19	0.16	0.16	0.17
MgO	6.45	7.03	6.87	7.38	6.73	6.98	7.16	7.85	6.50	9.99	6.94
CaO	9.77	9.55	9.50	10.27	6.36	8.70	9.65	9.87	11.12	8.16	9.18
Na ₂ O	2.75	2.47	3.36	2.99	3.00	2.54	2.85	1.88	2.38	2.54	2.86
K ₂ O	1.03	1.21	0.91	0.32	0.83	1.01	0.33	0.89	0.45	0.83	0.08
TiO ₂	2.51	2.79	2.73	2.37	2.97	2.84	1.34	1.39	1.89	1.41	2.98
P ₂ O ₅	0.26	0.34	0.24	0.21	0.28	0.29	0.16	0.14	0.15	0.15	0.30
Loi+	1.69	1.66	1.36	0.37	8.20	0.85	0.56	1.41	0.51	1.25	0.39
H ₂ O-	0.08	0.14	0.10	0.08	0.28	0.20	0.13	0.28	0.07	0.09	0.04
Total	100.41	99.94	99.65	100.77	98.82	99.90	100.30	100.31	99.94	100.50	100.71
Y	26.80	33.40	32.50	25.10	29.10	36.50	25.30	28.40	27.60	19.30	36.80
Sr	192.00	255.20	217.90	261.80	167.70	261.00	136.90	223.90	194.00	146.00	88.10
Rb	76.40	129.70	61.40	20.00	48.90	78.90	28.90	51.20	19.30	66.00	4.40
Zr	194.30	241.00	171.80	144.70	195.70	193.40	98.80	78.70	107.50	89.60	176.70
Nb	10.30	9.40	8.10	7.10	4.20	4.30	10.00	8.30	9.40	8.80	9.50
Cu	42.80	58.00	64.70	58.80	26.40	60.60	42.80	33.90	72.30	65.60	59.10
Ni	90.60	93.00	95.50	98.50	81.20	101.30	156.60	99.80	78.10	240.00	96.80
Co	51.80	51.20	54.70	55.80	56.10	55.00	51.80	53.90	42.20	57.80	59.20
Cr	195.50	158.50	209.30	178.90	30.20	92.70	402.10	103.20	155.00	494.70	180.10
V	361.20	382.40	389.40	373.80	315.20	344.80	234.10	242.20	371.90	243.60	398.00
Sc	34.50	35.30	33.20	31.40	30.80	30.60	28.50	32.50	36.40	23.80	33.80
Ba	102.80	116.70	70.20	0.60	64.90	101.10	39.70	186.00	19.30	25.70	0.70
As			4.79	8.39				21.80	15.60	4.08	4.46
Ba			75.10	13.70				177.00	32.30	32.60	9.21
Be			1.06	1.23				1.55	0.67	0.95	1.77
Bi			0.17	0.01				1.61	0.12	0.42	1.09
Cd			0.21	0.17				0.23	0.24	0.18	0.27
Ce			30.13	27.72				20.16	27.20	22.39	46.59
Co			48.00	46.60				49.00	38.80	51.80	50.40
Cr			199.00	154.00				103.00	161.00	470.00	171.00
Cs			15.60	2.10				4.67	1.91	2.69	0.96
Cu			68.80	52.70				39.30	76.70	80.00	60.40
Dy			4.92	4.36				4.37	4.42	3.18	5.93
Er			2.33	2.08				2.70	2.53	1.50	2.83
Eu			1.95	1.82				1.07	1.49	1.22	2.80
Ga			21.10	22.20				19.80	21.00	21.90	22.80
Gd			4.75	4.32				3.21	4.39	3.47	6.30
Ge			2.13	1.59				2.12	1.90	1.89	1.99
Hf			4.57	3.78				2.14	3.06	2.39	4.63
Ho			1.05	0.89				1.05	1.04	0.68	1.16
In			0.06	0.07				0.07	0.12	0.07	0.08
La			12.32	11.11				9.22	12.07	12.13	17.23
Lu			0.33	0.30				0.45	0.38	0.23	0.40
Mo			0.53	0.62				0.55	0.48	0.25	0.43
Nb			7.62	6.62				6.58	8.79	8.25	8.40
Nd			19.70	19.53				11.27	16.91	14.79	29.05
Ni			78.70	77.30				95.30	76.80	249.00	79.60
Pb			4.06	3.88				10.70	17.50	7.90	14.40
Pr			4.43	4.33				2.48	3.61	3.22	6.91
Rb			60.90	18.50				50.20	20.90	66.90	5.03
Sb			0.20	0.12				0.46	1.14	0.46	0.30
Sm			4.85	4.88				3.04	4.36	3.21	7.74
Sn			1.83	1.38				4.25	2.24	1.40	2.03
Sr			183.00	224.00				194.00	164.00	130.00	81.40
Ta			0.60	0.53				0.49	0.70	0.66	0.64
Tb			0.78	0.71				0.69	0.74	0.55	1.10
Th			1.03	0.69				0.95	2.17	1.65	1.43
Tm			0.39	0.31				0.39	0.34	0.22	0.45
U			0.42	0.43				0.48	0.41	1.59	2.08
V			365.00	349.00				234.00	338.00	250.00	344.00
W			4.02	0.80				7.61	0.94	2.07	5.68
Y			27.40	22.90				27.40	25.20	17.30	29.20
Yb			2.30	1.96				2.73	2.25	1.50	2.55
Zn			101.00	91.00				103.00	105.00	94.20	99.80
Zr			181.00	159.00				83.10	124.00	93.90	202.00

Annexe II-3 : Analyses des éléments majeurs traces pour les roches basiques du dôme du Tso Morari. Les éclogites fraîches sont les échantillons (Ts34, Ts51, Ch165d, Ch266a). Les éclogites rétro-morphosées dans le faciès amphibolite sont (Lk93-46, Lk93-51, Lk93-61, Ts45, Ch163, Ch170c, Ch171d).

III-1a

Les grenats des écloites fraîche de BT (Ts34 et Ch171) présentent de très faible rapport radiogénique, dû à un déséquilibre isotopique. Les droites de régression calculées à partir de ces grenats et des autres analyses (Cpx et RT) ont une pente négative (cf. Partie III Chapitre III).

De plus ces grenats présentent des anomalies importantes sur les rapports d'isotopes naturels, $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Annexe III-1b). Or ces isotopes de masse élevée ne devraient pas fractionner.

Ces anomalies ne concernent que les grenats des écloites très fraîches. Dès qu'elles sont rétro-morphosées, les grenats analysés ont des rapports naturels normaux.

C'est pourquoi nous ne pensons pas que cette anomalie soit due à un problème d'ionisation incomplète, lié à l'utilisation de l'ICPMS. Cependant des mesures sur une machine TIMS (Thermo-Ionisation Mass Spectrometry) permettrait de le démontrer.

• Pour tester le calcul de correction des interférences du Sm sur les isotopes du Nd, les roches totales (Ts34) et (Ch171c), ont été analysées à partir de fractions mixtes de (Sm+Nd) et de fractions séparées de (Sm) et de (Nd) (séparation sur colonne). Les résultats sont identiques dans les deux cas (Tableau annexe). Pour les roches totales, qui ont un faible rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (≈ 0.15), la correction est bonne. Cette correction s'applique également aux grenats, qui ont des rapports Sm/Nd plus élevés (0.3-0.6), comme le montre la calibration de S. Duchêne (1998, com. pers.) (Luais et al., 1997).

• Nous pensons que les faibles rapports isotopiques naturels du Nd ($^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) sont dus à un excès de ^{144}Nd dans nos grenats, et donc à un déficit de ^{144}Sm par rapport à un grenat "normal", ($X^{144}\text{Nd} = X^{144}\text{Nd} + X^{144}\text{Sm}$). Ceci implique des rapport $^{144}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ faible pour nos grenat. Pour expliquer que nos grenats contiennent un rapport $^{144}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ trop faible il faut soit un excès de ^{147}Sm soit un déficit de ^{144}Sm dans ces grenats :

1) Si la cause de l'anomalie est un excès de ^{147}Sm dans le grenat, alors il devrait également y avoir un excès en ^{143}Nd , issu de la désintégration de ^{147}Sm . Or c'est justement le contraire que l'on observe dans les grenats analysés, ils ont un déficit en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ qui entraînent une droite de régression à pente négative ; donc cette hypothèse n'est pas la bonne.

2) Si c'est un déficit de ^{144}Sm ,
- Soit il est dû à un appauvrissement en ^{144}Sm de la matrice donc des bordures des grenats, après la cristallisation de leur coeur.

- Soit ce déficit représente la signature isotopique de la contribution du plagioclase magmatique dans la cristallisation du grenat métamorphique. En effet le spectre des Terres Rares du plagioclase (Fig III-14) montre qu'il est plus riche en Nd qu'en Sm, or pour le grenat c'est le contraire. Donc le grenat qui cristallise à partir du plagioclase, a un déficit global en Sm, et parallèlement un excès de Nd, s'il n'a pas le temps de s'équilibrer avec la matrice. Le déficit en ^{144}Sm pourrait alors être compensé par un excès de ^{144}Nd , ce qui expliquerait en même temps le faible rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des grenats.

Cette hypothèse semble cohérente avec les interprétations proposées pour expliquer le déséquilibre isotopique dans les écloites basiques.

* Nous proposons de corriger cette anomalie en imposant un rapport $^{144}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ dans les calculs, de façon à obtenir les valeurs de références pour les rapports isotopiques (Annexe III-3c).

Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont recalculés pour les grenats (Ts34 et Ch171c) :

Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du grenats corrigé sont plus élevé que pour les grenats non corrigés. Ainsi pour les deux échantillons, les grenats définissent avec le clinopyroxène et la roche totale une droite de pente positive (Annexe III-3c, d). Cependant l'âge déduit de ces droites, n'a aucune valeur géologique.

Pour l'échantillon Ts34

L'isochrone RT+Cpx+Grt corrigé donne un âge à 540 ± 120 Ma, avec un MSWD = 3.27, et un eNdi = 5.6 omphacite (Annexe III-3d a). L'incertitude que l'on obtient sur l'âge proposé par cette isochrone est très grande (120 Ma). (Annexe III-3d a).

La valeur de eNdi corrigée pour cet échantillon est positive, ce qui suggère que le protholite de l'écloite Ts34 est dérivé du manteau.

Pour l'échantillon Ch171c

L'isochrone RT+Cpx+Grt corrigée donne un âge de 1089 ± 120 Ma, avec un MSWD = 12.1, et eNdi = -0.4 (Annexe III-3d b).

L'eNdi obtenu avec cet échantillon est négatif, ce qui suggère une contamination crustale. La présence de fluide d'origine crustal peut être responsable du déséquilibre isotopique que l'on observe. Cependant, bien que cet échantillon soit entouré d'orthogneiss, l'étude pétrologique n'a montré aucune évidence de fluide dans cet échantillon, au contraire il ne contient pas de phase très hydratée (ni amphibole ni micas) dans la matrice et semble par conséquent, moins hydratée que Ts34.

Si l'on s'intéresse à l'isochrone déduite des points roche totale et omphacite (Annexe III-3c, d), les âges que l'on obtient pour les deux échantillons sont encore plus vieux et avec une incertitude encore plus grande, due à la proximité des rapports isotopiques de l'omphacite et de la roche totale.

Annexe III-1 (à suivre...) :

a) Explication possible pour les rapports isotopiques de Nd anormaux dans les grenats des écloites.

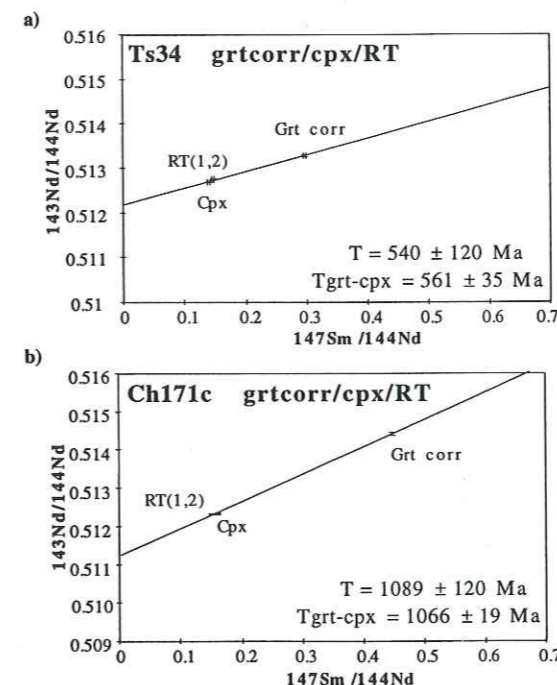
III-1b

		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Rapport naturel de référence		0.348418	0.241578	
Ts34	Grt	0.512203	0.348169	0.240590
	RT(Sm+Nd)	0.512767	0.348374	0.241507
	RT(Nd)	0.512805	0.348373	0.241617
Ch171c	Grt	0.510299	0.347491	0.237342
	RT(Sm+Nd)	0.512312	0.348339	0.241468
	RT(Nd)	0.512518	0.348391	0.241590
Ts51	Grt	0.512928	0.348434	0.241590
	RT(Sm+Nd)	0.512835	0.348392	0.241507
	RT(Nd)	0.512883	0.348398	0.241582
Ts45	Grt	0.512892	0.348441	0.241647
	RT(Sm+Nd)	0.512799	0.348403	0.241541
	RT(Nd)	0.512847	0.348409	0.241596

III-1c

Échantillon	Type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	± 2 S(m)	eNd(0)	eNd(T)
Ts 34	grenat corrigé	2.38	4.84	0.2965	0.513279	18.8E-6	12.50	11.85
CH 171C	grenat corrigé	0.86	1.16	0.4461	0.514405	33.6E-6	34.47	32.86

III-1d



Annexe III-1 (à suivre...) :

b) Rapports isotopiques naturels $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparés aux valeurs que l'on obtient dans les grenats et la roche totale des écloites fraîches (Ts34, Ch171c), des écloites légèrement rétro-morphosées dans le faciès des Schistes Bleu (Ts51) et des écloites très rétro-morphosées dans le faciès amphibolitique.

Les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du grenat et de la roche totale sont également reportés. Sm+Nd, mesuré sur fraction mixte et Nd, mesuré sur fraction séparée.

c) Rapports isotopiques Sm et Nd sur les grenats avec corrections.

d) Isochrone sur (grt corr)-omphacite(cpx)-roche totale(RT) avec les grenats corrigés pour les échantillons (Ts 34) et (Ch171c) des metabasites écloitiques. La correction sur les rapports $^{144}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ induit une nette remontée du grenat corrigé vers un rapport radiogénique plus élevé, ce qui permet un alignement positif du grt avec la RT et le cpx.

(a) (Ts34) l'isochrone corrigée donne un âge de 540 ± 120 Ma ; l'âge apparent grt-cpx est de 561 ± 35 Ma ;

(b) (Ch171c) l'isochrone corrigée donne un âge de 1089 ± 120 Ma. L'âge apparent grt-cpx est de 1066 ± 19 Ma.

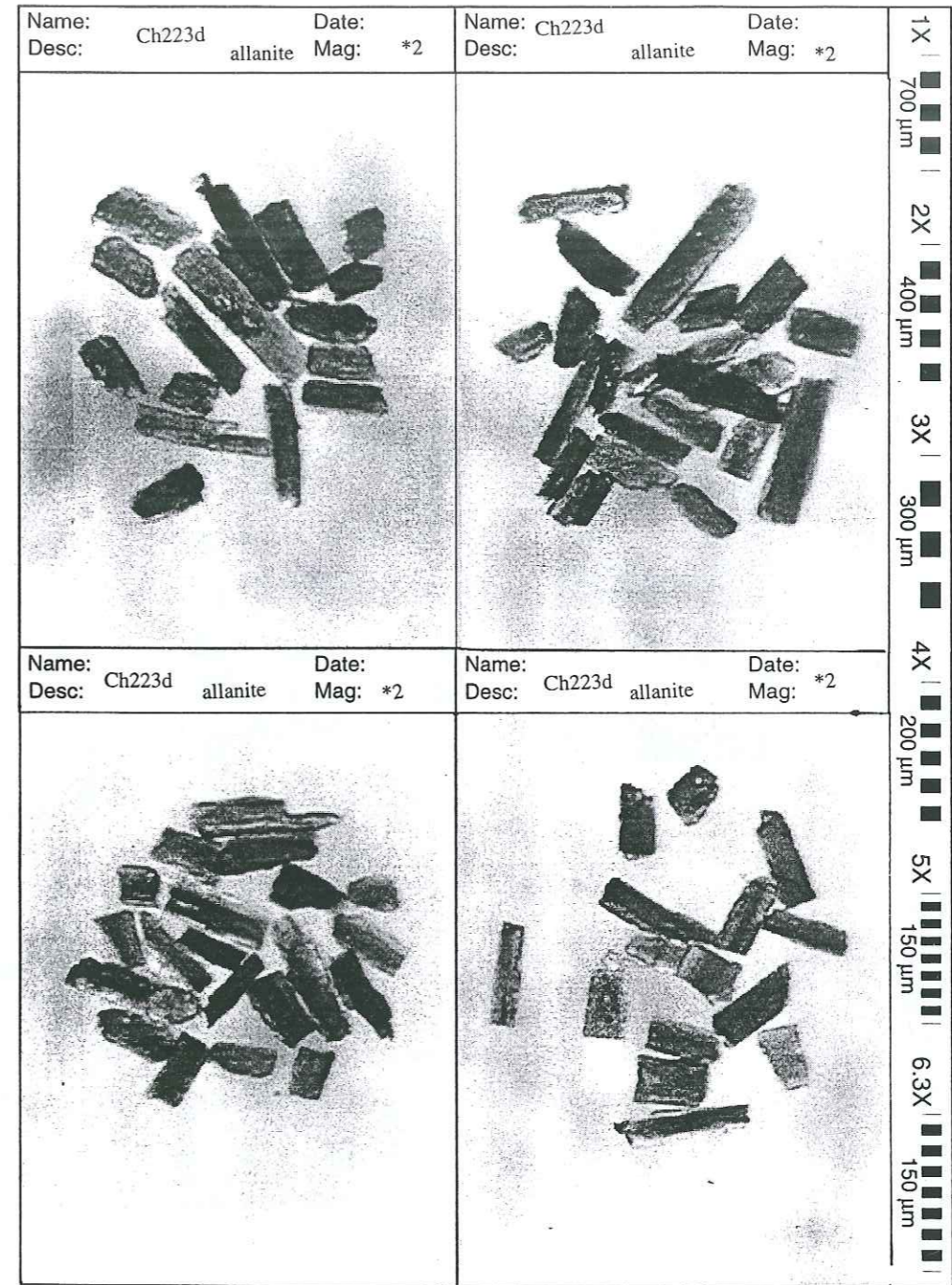
Ces résultats n'ont pas de valeur chronologique. Cependant il informe sur le comportement des isotopes Sm-Nd pendant l'écloitisation qui subissent apparemment un fractionnement.

	TS 34 Eclogite fraîche			TS 45 Eclogite très rétrogradée en amphibolite			TS 51 Eclogite rétrogradée			CH171C Eclogite fraîche			
	Grenat	CPX	Roche Totale	Grenat	Amph	Roche Totale	Grenat	Cpx	Roche Totale	Muscovite	Grenat	Cpx	RT
Co	18.233	1.414	3.957	24.647	45.160	11.458	25.795	1.537	3.690		39.133	3.757	7.109
Rb	2.677	6.589	54.397	1.109	11.865	3.712	0.517	1.262	16.518		0.605	1.945	16.135
Sr	23.533	151.900	188.635	6.175	42.089	75.120	18.225	190.819	225.491		3.321	165.716	194.474
Y	44.407	1.040	26.170	52.143	28.895	29.775	32.157	0.720	21.310	0.299	40.419	0.741	19.428
Zr	0.560	1.238	18.261	1.704	6.480	13.808	0.402	21.706	12.579	2.198	4.034	5.476	9.172
Nb	0.806	2.004	14.550	0.206	2.030	7.321	0.230	0.440	6.098	60.683	1.179	0.796	6.251
Cs				76.652	0.694	0.504	93.225	0.248	1.971	375.700	0.080	0.137	0.974
Ba					37.647								
La	2.443	6.049	11.684	0.989	1.501	16.244	1.398	4.430	10.766	3.909	0.422	6.104	8.203
Ce	6.170	15.379	30.013	2.521	3.695	41.184	3.595	11.919	28.407	10.292	0.990	12.424	16.806
Pr	0.876	2.280	4.457	0.379	0.565	6.202	1.821	4.288	4.288	1.526	0.109	1.690	2.245
Nd	3.787	10.068	19.795	1.699	2.552	27.443	2.297	8.317	19.375	6.393	0.493	7.156	9.406
Sm	2.028	2.439	5.006	1.021	0.903	6.945	1.497	2.164	4.840	1.319	0.590	1.904	2.612
Eu	1.714	0.738	1.756	0.913	0.548	2.355	1.295	0.651	1.665	0.399	0.635	0.579	0.902
Gd	6.763	1.612	5.024	4.341	2.331	6.616	1.982	1.319	4.525	0.722	3.634	1.427	2.938
Tb	1.555	0.129	0.829	1.369	0.669	1.002	1.130	0.100	0.709	0.045	1.172	0.104	0.547
Dy	9.092	0.345	4.814	9.859	4.895	5.377	6.608	0.283	3.948	0.095	7.628	0.243	3.365
Ho	1.750	0.045	0.982	2.119	1.011	1.072	1.273	0.033	2.031	0.013	1.516	0.028	0.719
Er	5.178	0.102	2.541	6.599	2.741	2.696	3.837	0.070	2.031	0.024	3.830	0.048	1.929
Ti	0.606	0.010	0.363	0.771	0.269	0.388	0.441	0.006	0.290	0.003	0.552	0.006	0.291
Yb	3.653	0.082	2.184	4.599	1.445	2.304	2.676	0.046	1.746	0.024	3.331	0.038	1.761
Lu	0.552	0.010	0.311	0.666	0.217	0.339	0.392	0.0058	0.255	0.0028	0.494	0.0048	0.263
Hf	0.201	0.227	0.522	0.225	0.214	0.521	0.119	0.568	0.431	0.054	0.132	0.224	0.299
Ta	0.026	0.045	0.456	0.070	0.055	0.461	0.014	0.020	0.404	0.035	0.058	0.026	0.405
Pb	1.808	0.948		0.102	3.671	4.155	1.707	0.332	0.748	0.210	0.099	4.902	1.349
Th	0.217	0.522	0.914	0.136	0.128	1.273	0.124	0.332	0.748	0.210	0.099	0.978	1.279
U	0.048	0.112	0.402	0.113	0.194	1.773	0.036	0.102	0.282	0.129	0.035	0.187	0.275

Poids (g) |
Quantité triée
Diss. ICP-MS

0.085 0.061 0.054 0.032 0.053 0.053 0.1 0.086
0.00302 0.00313 0.00313 0.003 0.00313 0.00313 0.00327 0.00321
0.09765 0.10268 0.10268 0.10236 0.10236 0.00287 0.11508

III-2a



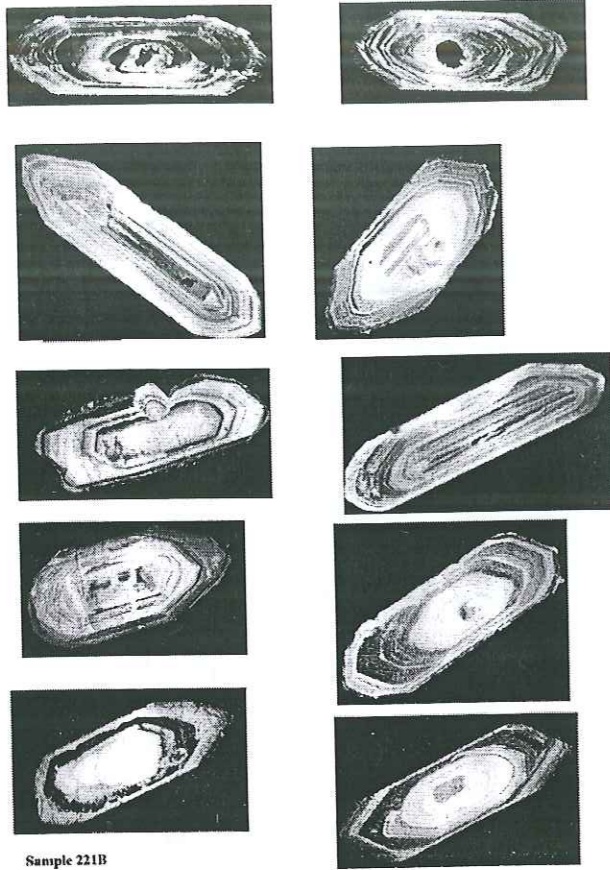
Annexe III-2 (à suivre...) :

a) Photographie en microscopie optique à transmission, montrant les allanites de (Ch223d). Notons des zonations de couleur entre coeur et bordure de minéraux. La bordure est supprimée pendant l'abrasion.

Annexe III-1 (suite et fin) :

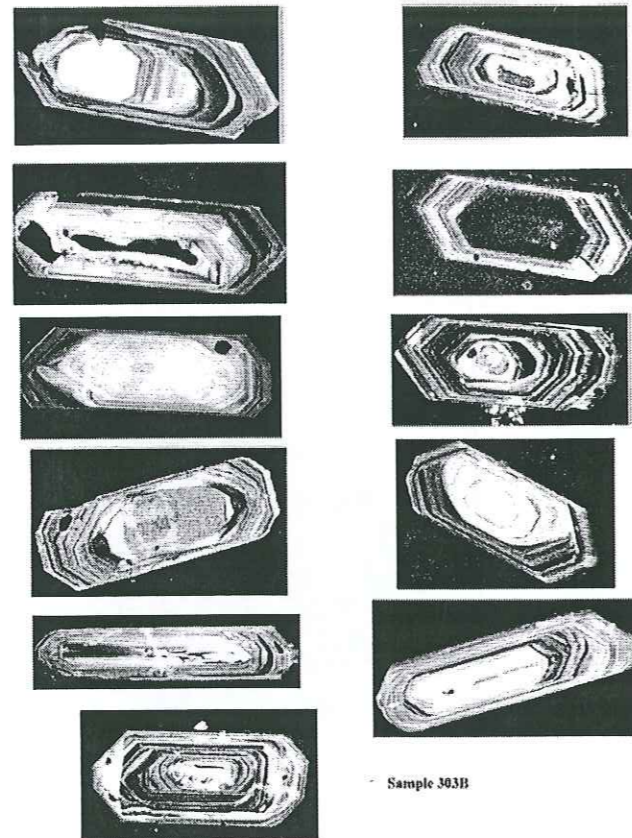
e) Tableau des analyses de terres rares des échantillons (Ts34), (Ts45), (Ts51) et (Ch171c) (roche totale, grenat, clinopyroxène, amphibole, rutile).

III-2b



Sample 221B

III-2c



Sample 303B

Annexe III-2 (suite et fin):

- b) Photographie par cathodoluminescence des zircons du métagranite (Ch221b). Ces zircons présentent des zonations, partiellement éliminées par l'abrasion des minéraux.
- c) Photographie par cathodoluminescence des zircons analysés du granite de Mata (Ch303). Ces photographies rendent compte de zonations importantes au sein des minéraux.

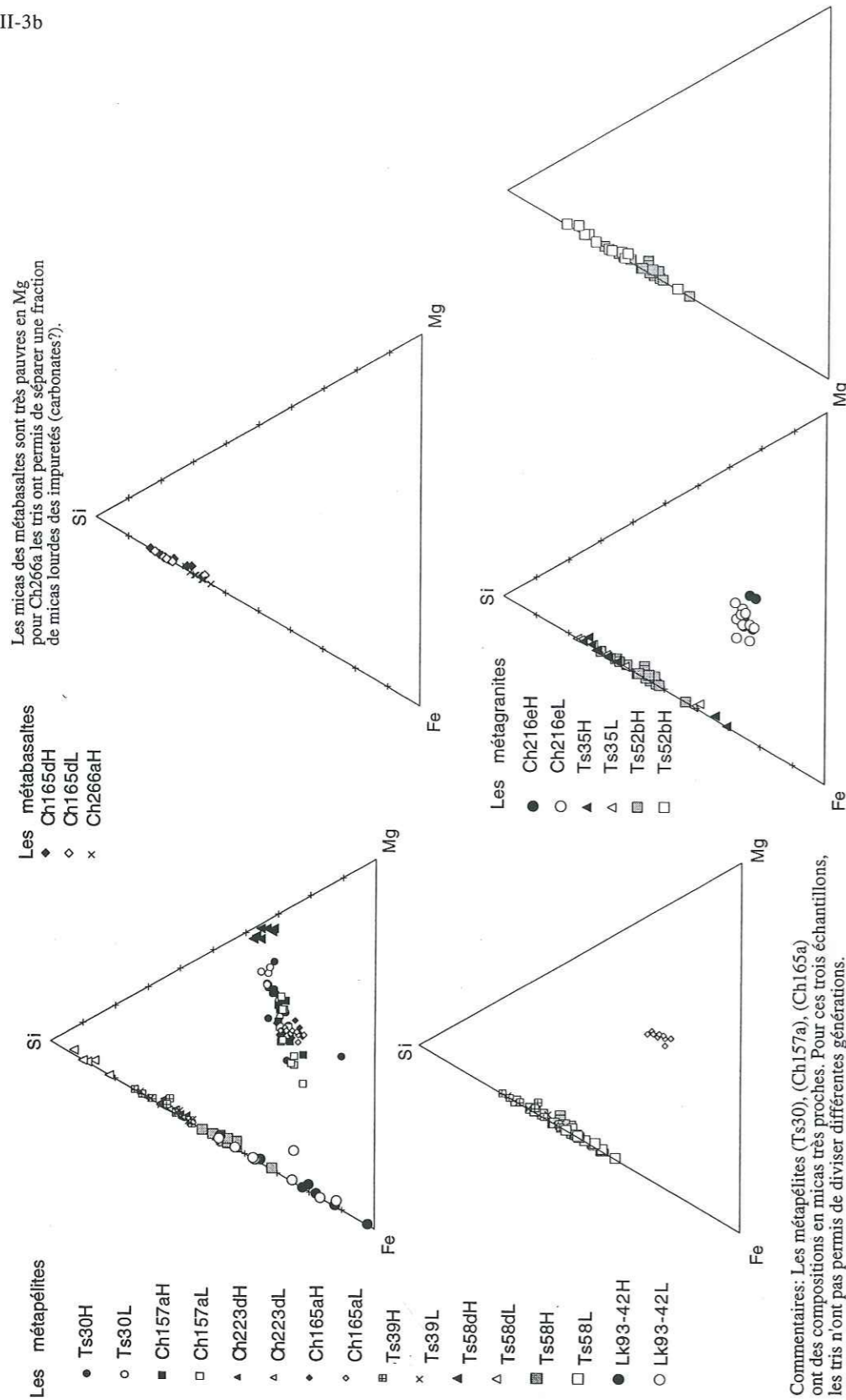
	Amphibole				Phengite				Muscovite				Biotite																											
	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Na	K	Σ cat.	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Na	K	Σ cat.																						
SiO2	47.79	55.56	39.60	38.94	40.02	54.42				51.09	53.69	1.51	0.94	2.25	53.57	49.67	52.37	2.33	2.14	52.53	56.22	53.20	48.96	48.34	52.10	50.37	48.10	1.32	1.18	1.28	2.25	1.93	2.21	47.83	0.93	0.83	35.85	36.71		
TiO2	0.27	0.06	0.10	0.02	0.16	0.00				0.15	0.12	28.36	36.42	30.92	0.26	0.22	0.46	27.24	31.96	0.20	0.07	0.15	0.38	0.40	0.05	0.39	0.33	24.12	29.46	30.45	28.67	24.61	26.16	0.49	36.74	35.00	1.68	1.43		
Al2O3	12.11	11.05	15.19	13.88	14.73	3.51				27.09	28.11	3.16	0.29	2.22	27.79	30.08	25.77	3.17	2.09	31.53	26.94	24.11	34.80	28.28	24.08	28.41	31.98	5.30	3.64	2.47	2.54	4.89	4.01	30.87	0.51	0.95	17.31	17.17		
FeO	13.18	10.72	25.70	30.49	24.42	11.55				2.27	1.85	0.24	1.13	2.13	2.14	1.52	0.39	0.30	0.37	0.20	0.34	0.06	4.76	4.52	3.52	2.87	0.10	0.66	0.71	0.50	0.18	0.38	3.00	1.50	1.24	18.79	15.61			
MnO	0.08	0.07	0.11	0.44	0.10	0.21				0.04				0.03				0.01		0.02	0.04	0.09				0.03	0.17					0.12			0.50	0.60				
MgO	11.26	10.86	4.23	1.75	4.91	18.07				3.38	3.60	53.16	46.08	48.39	3.28	3.36	4.86	52.46	47.45	3.15	4.64	4.77	1.59	2.27	3.54	2.39	1.83	55.32	51.02	48.92	51.52	54.94	51.87	2.27	44.51	45.74	9.08	11.52		
CaO	8.38	2.82	11.26	11.32	11.23	10.00				0.35	0.39	10.58	9.31	9.91	0.49	0.52	0.38	9.77	10.70	0.42	0.30	0.27	0.74	0.84	0.08	0.19	0.43	10.27	9.77	10.07	10.19	10.38	10.44	0.30	8.79	8.79	0.06	0.11		
Na2O	4.09	6.09	1.14	0.98	1.36	0.09				10.28	9.36	0.03			9.27	9.12	10.98		8.96	8.75	10.13	10.34	9.63	10.73	10.86	10.73		10.54					10.54		0.01	10.10	10.26			
K2O	0.36	0.12	0.38	0.48	0.41	0.03				94.67	97.13	97.19	94.27	94.72	96.78	95.11	96.36	95.55	94.93	97.16	97.12	92.99	96.91	94.61	95.10	96.16	96.44	96.63	96.03	94.17	96.05	94.17	96.05	97.22	95.66	95.44	93.55	93.03	93.40	93.41
Σ cat.	15.61	15.18	15.63	15.69	15.65	15.03				6.86	6.94	0.16	0.11	0.25	6.96	6.59	6.91	0.26	0.24	6.71	7.15	7.16	6.34	6.58	7.04	6.71	6.38	0.14	0.13	0.14	0.25	0.21	0.25	6.43	0.11	0.09	5.69	5.71		
Si	6.94	7.74	6.17	6.20	6.23	7.70				4.29	4.28	0.61	0.06	0.44	4.25	4.71	4.01	0.62	0.42	4.75	4.04	3.83	5.32	4.54	3.83	4.46	5.00	1.03	0.71	0.49	0.50	0.95	0.79	4.89	0.10	0.19	3.24	3.15		
Ti	0.03	0.01	0.01		0.02					0.22	0.18	0.06	0.29	0.19	0.21	0.24	0.17	0.10	0.08	0.04	0.02	0.04	-63.00	0.54	0.51	0.39	0.32	0.03	0.17	0.18	0.13	0.05	0.10	0.31	0.39	0.32	2.24	1.83		
Al	2.07	1.82	2.79	2.61	2.70	0.59				0.68	0.69	6.89	6.15	6.49	0.63	0.66	0.96	6.93	6.37	0.60	0.88	0.96	0.31	0.46	0.71	0.47	0.36	7.19	6.69	6.57	6.79	7.13	6.89	0.01	5.99	6.17	2.15	2.67		
Fe	1.6	1.25	3.35	4.06	3.18	1.37				0.08	0.09	0.03			0.02	0.03			0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05	0.17				
Mn	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.03				0.09	0.10	1.75	1.58	1.70	0.12	0.13	0.11	1.65	1.83	0.10	0.07	0.07	0.19	0.22	0.02	0.05	0.11	1.70	1.63	1.72	1.71	1.72	1.77	0.08	1.51	1.51	0.02	0.03		
Mg	2.44	2.26	0.98	0.42	1.14	3.81				1.76	1.54	1.85	1.54	1.85	1.54	1.85	1.54	1.85	1.46	1.42	1.74	1.71	1.67	1.85	1.84	1.82		-52.00	-48.00	0.00	-67.00	0.00	1.81	-15.00	2.04	2.04				
Ca	1.3	0.42	1.88	1.93	1.87	1.52				13.91	13.74	13.83	13.92	13.99	13.74	13.89	14.05	13.81	14.03	13.68	13.59	13.81	13.91	14.06	13.97	14.05	13.81	13.91	13.96	13.87	13.85	13.94	14.03	13.99	13.91	15.65	15.68			
Na	1.15	1.65	0.34	0.30	0.41	0.02				3.43	3.47	3.45	3.07	3.24	3.48	3.3	3.46	3.46	3.19	3.36	3.58	3.58	3.17	3.29	3.52	3.35	3.19	3.60	3.34	3.28	3.39	3.57	3.44	3.22	3.00	3.09	2.85			
K	0.07	0.02	0.08	0.10	0.08	0.01				sub si																														
Σ cat.	15.61	15.18	15.63	15.69	15.65	15.03																																		

III-3a

Annexe III-3 (à suivre...) :
a) Analyses microsonde des minéraux micas (phengite muscovite et biotite) et amphiboles (glaucofane, amphibole calciques) datés par la méthode ³⁹Ar/⁴⁰Ar et ²Ar*.

* indique une fraction lourde

III-3b



Les micas des metabasalts sont très pauvres en Mg pour Ch266a les tris ont permis de séparer une fraction de micas lourdes des impuretés (carbonates?).

Les phengites de (Ts52b) et (Ts35) ont une chimie comparable. Ils sont très pauvres en Mg. Le tri a globalement séparé des micas lourds et riches en Fe pour (Ts52b), des autres, mais n'a pas amélioré la fraction de (Ts35). Pour (Ch216e), la chimie est plus magnésienne ; les tris n'apportent rien.

Commentaires: Les métapélites (Ts30), (Ch157a), (Ch165a) ont des compositions en micas très proches. Pour ces trois échantillons, les tris n'ont pas permis de diviser différentes générations. (Ch223d), (Ts39), (Ts58) et (Lk93-42) sont très pauvres en Mg ; ce sont des pérites férifères. Pour Lk93-42 les tris ont permis de séparer une fraction de micas lourds plus riche en Fe que la fraction légère. Pour (Ts58) la fraction la plus lourde est la plus riche en Si. Pour (Ts58d) les tris ont permis une excellente séparation entre des micas riches en Mg les plus lourds et des micas plus riches en Si et pauvres en Mg. Pour (Ts39), les tris n'ont rien apporté.

Annexe III-3 (à suivre...) :

b) Diagrammes Si/Fe/Mg des micas blancs utilisés pour les datations Ar/Ar. montrant les variations chimiques rencontrées au sein d'une même fraction minérale, d'après Scaillet *et al.* (1992).

Échantillon	T°C	Moles 40 Ar	Ca/K	36/39	40/39	Moles 40Ar*14	Age apparent	σ*2	Échantillon	T°C	Moles 40 Ar	Ca/K	36/39	40/39	Moles 40Ar*14	Age apparent	σ*2
Ts30 phengite	700	0.0652	0.01327	7.668	251.4	66.2	66 ± 0.8		Ts34 gln	850	2.9247	0.07249	101.925	141.4	82.7	728.4 ± 7.4	
J = 0.00486	800	0.0177	0.0022	8.031	276	92.5	69.1 ± 0.8		J = 0.00488	900	2.2419	0.02168	34.248	23.3	84.4	278.8 ± 3.4	
	850	0.0075	0.00254	8.308	525.3	91.7	71.4 ± 0.8			950	4.4026	0.01227	29.312	74.7	89.5	241.2 ± 2.8	
	900	0.0104	0.0017	8.75	1224.8	94.6	75.1 ± 0.8			975	6.7556	0.00966	26.669	47.2	91.1	220.7 ± 2.4	
	925	0.0101	0.00173	8.386	493.9	94.3	72.1 ± 0.8			1000	14.5638	0.01071	37.242	133.7	93.5	301.3 ± 3	
	975	0.0066	0.0014	7.856	604.9	95	67.6 ± 0.8			1050	20.541	0.00889	38.073	247.4	95.4	307.4 ± 3.2	
	1000	0.0235	0.00104	7.746	201.5	96.2	66.7 ± 0.8			1100	20.9635	0.0073	34.114	239.9	96.2	277.8 ± 2.8	
	1025	0.0414	0.00078	8.872	73.4	97.5	76.2 ± 0.8			1150	34.2271	0.0114	46.627	113.5	95.8	369.9 ± 4	
	1050	0.0679	0.00041	9.474	51.1	98.8	81.2 ± 0.8			1250	23.4319	0.00841	64.012	122.7	97.6	490.4 ± 4.8	
	1100	0.0478	0.00042	9.646	58.3	98.8	82.7 ± 1			1450	21.7357	0.00873	62.007	56.4	97.3	476.9 ± 4.8	
	1400	0.0247	0.0013	9.143	121.5	96	78.4 ± 0.8			1635	5.0945	0.07055	16.838	1.5	44.9	142.5 ± 11.2	
	1650	2.535	0.07247	3.083	6.6	12.6	26.8 ± 7.8										
Ts35 phengite	700	49.482	0.00789	14.248	4	97.5	120.3 ± 4.6		Lk93-38 amph	850	7.9058	0.07689	7.722	25.2	25.6	66.6 ± 4	
J = 0.00484	800	412.5126	0.24296	9.45.692	-0.1	-242.8	-450.9 ± 304		J = 0.00487	950	15.715	0.02219	3.257	13.4	35.3	28.4 ± 1.2	
	850	0.0384	0.00322	15.974	2049	94.4	134.4 ± 1.6			975	4.6035	0.01139	-0.294	1	9.10.2	-2.6 ± 2.4	
	900	0.0821	0.00241	16.416	2531.6	95.9	137.9 ± 1.6			1000	27.0992	0.01426	7.087	24.8	69.1	61.2 ± 1	
	925	0.1221	0.0033	16.077	691.2	94.3	135.2 ± 1.6			1025	23.997	0.0092	6.338	52.8	78.1	54.8 ± 0.8	
	975	0.2024	0.00223	15.925	572	96.1	134 ± 1.6			1050	17.259	0.00588	4.498	18.4	81	39.1 ± 1.2	
	1000	0.2867	0.00168	13.775	237.6	96.6	116.4 ± 1.4			1075	18.6221	0.00613	4.971	42.5	82.2	43.2 ± 0.6	
	1025	0.3032	0.00131	12.35	160.8	97.1	104.7 ± 1.2			1100	20.5076	0.00978	4.697	9.7	69.2	40.8 ± 0.8	
	1050	0.2063	0.00108	11.725	126.3	97.4	99.6 ± 1.2			1115	20.28	0.01017	4.781	8.3	68.4	41.5 ± 0.8	
	1100	0.3262	0.00093	10.512	118.7	97.6	89.5 ± 1			1125	20.9274	0.0217	0.438	1.4	7.2	3.8 ± 2.6	
	1400	0.5268	0.00129	13.714	111.4	97.4	115.9 ± 1.4			1150	19.0676	0.00627	6.235	74.4	85	54 ± 0.6	
	1650	2.3186	0.00686	15.943	31.8	89.2	134.1 ± 1.8			1175	19.6285	0.00543	6.091	69.7	88	52.7 ± 0.6	
Ts39 phengite	700	0.52	0.00813	9.432	353	79.8	80.9 ± 1		Lk93-46 amph	850	5.1183	0.03764	15.917	28.5	59.3	134.6 ± 3	
J = 0.004865	800	0.1552	0.00324	9.869	535.6	91.2	84.6 ± 1		J = 0.004868	950	8.4255	0.02109	6.619	21.2	52.8	57.2 ± 1.6	
	850	0.0556	0.00241	10.678	1419.2	93.8	91.4 ± 1			975	9.75	0.00886	3.878	4.2	63.4	33.7 ± 1.8	
	900	0.0891	0.00226	10.625	1118.3	94.1	90.9 ± 1			1000	21.3616	0.01737	8.246	12.5	65.7	71 ± 1.4	
	925	0.102	0.00202	10.191	453.7	94.5	87.3 ± 1.2			1025	29.1173	0.01782	11.516	17	73.5	98.4 ± 1.8	
	975	0.0917	0.00143	9.707	441.9	95.9	83.2 ± 1			1050	37.8821	0.01951	13.102	30.7	75.2	111.5 ± 1.6	
	1000	0.1357	0.00118	9.24	141.7	96.4	79.3 ± 1			1075	35.6601	0.01576	11.021	40.8	77.1	94.3 ± 1.4	
	1025	0.1838	0.0012	9.759	87.1	96.6	83.7 ± 1.2			1100	31.2173	0.01234	8.319	26.1	77.4	71.6 ± 1.2	
	1050	0.4131	0.00133	10.194	63.6	96.4	87.3 ± 1			1115	22.6941	0.01208	6.593	6.3	71	57 ± 1	
	1100	0.4411	0.00133	10.609	61.1	96.6	90.8 ± 1			1125	16.3665	0.01775	5.215	1	53	45.2 ± 3.2	
	1400	0.3385	0.0011	10.792	213.3	97.2	92.3 ± 1			1150	33.6072	0.01351	10.97	39.9	80.3	93.8 ± 1.4	
	1650	194.9561	0.36106	12.056	3.3	10.2	102.8 ± 32.4			1175	38.0881	0.01392	15.577	87.3	85.5	131.8 ± 1.6	
Ts51 phengite	700	0.8733	0.01061	11.93	372.7	79.4	101 ± 1.4		Lk93-66 amph	850	39.6599	0.1616	22.11	33.9	32.1	183.9 ± 7.6	
J = 0.004825	800	0.1617	0.00728	12.122	855.4	85	102.5 ± 1.2		J = 0.004852	950	64.2649	0.05739	10.174	15.4	40.9	86.9 ± 4.2	
	850	0.062	0.00328	11.851	2507.9	92.4	100.3 ± 1.2			975	114.9353	0.06401	22.289	15.5	59.9	185.3 ± 5	
	900	0.0481	0.00288	11.912	1829.6	93.4	100.8 ± 1.2			1000	133.8914	0.0518	23.775	23.9	69.4	197 ± 3.8	
	925	0.11	0.00279	12.13	714.3	93.7	102.6 ± 1.2			1025	125.6263	0.0458	19.458	19	68.6	162.8 ± 3.6	
	975	0.1986	0.00228	12.523	471.5	95	105.8 ± 1.2			1050	118.9743	0.04973	18.494	9.3	64	155 ± 5.8	
	1000	0.3395	0.00196	12.678	215.7	95.7	107.1 ± 1.2			1075	107.5639	0.04222	16.974	5	66.6	142.8 ± 4.6	
	1025	0.4357	0.00181	12.834	159.4	96.1	108.4 ± 1.2			1100	85.408	0.04056	11.06	5.5	55.6	94.3 ± 7	
	1050	0.6466	0.0017	12.781	114.9	96.4	108 ± 2			1115	86.5523	0.03519	14.432	5.6	66.8	122.1 ± 5.6	
	1100	2.7163	0.00203	13.196	88.6	96.4	111.4 ± 1.2			1125	91.9576	0.01517	-5.564	0.4	118	-49.4 ± 26.6	
	1400	1.9899	0.00183	13.781	113.5	96.8	116.1 ± 1.4			1150	97.7156	0.0311	29.032	27.7	84.1	237.8 ± 4.4	
	1650	30.8122	0.02748	16.422	8.2	70.2	137.6 ± 5.4			1175	109.3723	0.03114	36.349	39.2	87.8	293.1 ± 3.8	
Ts52b phengite	700	1.1183	0.00817	5.52	260.8	70	47.8 ± 0.8		Lk93-42 pheng	700	0.8042	0.00636	3.464	157.7	65.2	30.1 ± 0.4	
J = 0.004865	800	0.3348	0.00313	6.231	319.3	87.2	53.9 ± 0.6		J = 0.004852	800	0.1093	0.00243	3.547	404.3	83.3	30.8 ± 0.4	
	850	0.0687	0.00207	6.805	819.5	91.8	58.8 ± 0.8			850	0.0652	0.00102	3.513	320.2	92.2	30.5 ± 0.4	
	900	0.0819	0.00148	6.57	717.3	93.8	56.8 ± 0.8			900	0.1083	0.00147	3.512	155.4	89.1	30.5 ± 0.4	
	925	0.1493	0.00207	6.153	311.8	91	53.2 ± 0.6			925	0.3734	0.00264	3.481	60.4	82	30.2 ± 0.4	
	975	0.1416	0.00185	5.639	299.8	91.3	48.8 ± 0.6			975	0.4963	0.00323	3.494	62.5	78.9	30.3 ± 0.4	
	1000	0.249	0.00123	5.241	176	93.7	45.4 ± 0.6			1000	0.4185	0.00297	3.486	49.4	80.2	30.3 ± 0.4	
	1025	0.2995	0.00096	5.143	131.6	95	44.6 ± 0.6			1025	0.357	0.00244	3.531	52.8	83.3	30.6 ± 0.4	
	1050	0.4412	0.00082	5.138	94.1	95.8	44.5 ± 0.8			1050	0.2063	0.00189	3.584	70.3	86.7	31.1 ± 0.4	
	1100	0.5437	0.00074	5.478	68.7												

Temp.	Ar 40 tot.	sig40	Ar 40*	Ar 39	sig39	%	Ar 38	sig38	Cl	Ar 37	sig37	Ar 36	sig36	Ca / K	sigcaK	Age	sigage	39 / 40	sig9	36 / 40	sig6	Cl/K	
Ch266aH	2.59E-08	1.30E-11	2.10E-08	9.80E-10	9.70E-13	7.10	2.10E-11	3.40E-13	6.62E-12	1.56E-09	1.20E-01	1.68E-11	2.40E-13	3.18	9.20E-03	95.9	0.33	3.79E-02	4.20E-05	6.34E-04	9.20E-06	1.55E-03	
R5662pb1	2.70E-08	1.20E-11	2.46E-08	1.13E-09	1.10E-12	8.18	2.11E-11	2.50E-13	6.38E-12	2.27E-10	3.10E-02	8.14E-12	2.20E-13	0.403	1.90E-03	97.2	0.27	4.19E-02	4.50E-05	3.00E-04	8.10E-06	1.30E-03	
R5663st3C	3.14E-08	1.50E-11	2.86E-08	1.07E-09	1.10E-12	7.75	1.78E-11	2.50E-13	3.44E-12	1.47E-10	2.60E-02	9.50E-12	2.20E-13	0.275	1.70E-03	119	0.29	3.40E-02	4.00E-05	3.01E-04	6.90E-06	7.40E-04	
R5664st4	3.75E-08	2.00E-11	3.37E-08	1.15E-09	1.20E-12	8.32	1.85E-11	2.50E-13	2.54E-12	1.09E-10	1.70E-02	1.30E-11	2.40E-13	0.191	1.00E-03	130	0.28	3.06E-02	3.60E-05	3.47E-04	5.90E-06	5.08E-04	
R5665st5C	5.13E-08	4.30E-11	4.65E-08	1.51E-09	1.90E-12	10.90	2.30E-11	2.50E-13	2.24E-12	1.04E-10	2.30E-02	1.62E-11	2.40E-13	0.138	1.10E-03	136	0.28	2.95E-02	4.50E-05	3.16E-04	4.70E-06	3.41E-04	
R5666st6C	5.71E-08	5.30E-11	5.29E-08	1.66E-09	2.10E-12	12.00	2.55E-11	2.60E-13	3.28E-12	7.99E-11	1.70E-02	1.43E-11	2.60E-13	0.096	6.90E-04	140	0.29	2.91E-02	4.60E-05	2.50E-04	4.50E-06	4.54E-04	
R5667st7	9.61E-08	7.30E-11	9.00E-08	2.81E-09	3.30E-12	20.40	4.14E-11	2.80E-13	4.45E-12	9.20E-11	1.80E-02	2.08E-11	2.20E-13	0.065	4.30E-04	141	0.21	2.93E-02	4.10E-05	2.16E-04	2.30E-06	3.64E-04	
R5668st8	2.24E-08	4.90E-12	3.75E-08	1.34E-09	1.20E-12	9.70	2.09E-11	2.00E-13	2.98E-12	1.45E-10	3.30E-02	1.16E-11	2.30E-13	0.217	1.20E-03	124	0.24	3.27E-02	3.00E-05	2.82E-04	5.60E-06	5.12E-04	
R5669st9	4.10E-08	2.20E-12	2.09E-08	8.49E-10	8.00E-13	6.16	1.52E-11	3.00E-13	4.35E-12	3.02E-10	2.30E-02	5.14E-12	2.10E-13	0.712	2.70E-03	109	0.32	3.79E-02	3.60E-05	2.26E-04	9.10E-06	1.18E-03	
R5670st10	1.80E-08	2.10E-12	1.70E-08	6.07E-10	6.00E-13	4.40	1.18E-11	2.90E-13	4.06E-12	1.73E-10	2.70E-02	3.37E-12	2.10E-13	0.569	3.10E-03	124	0.44	3.38E-02	3.30E-05	1.85E-04	1.10E-05	1.54E-03	
R5671st11	1.25E-08	2.90E-12	1.17E-08	3.47E-10	3.70E-13	2.50	1.43E-11	1.80E-13	9.11E-13	1.08E-10	2.00E-02	2.58E-12	2.20E-13	0.625	3.90E-03	150	0.87	2.76E-02	3.10E-05	2.04E-04	1.90E-05	6.08E-04	
R5672st12	9.18E-09	1.30E-12	8.21E-09	2.34E-10	4.60E-13	1.69	4.12E-12	2.80E-13	7.84E-13	1.69E-10	1.70E-02	2.08E-12	2.20E-13	1.45	5.70E-03	154	1.2	2.55E-02	5.00E-05	3.55E-04	2.40E-05	7.71E-04	
R5673st13	4.69E-09	5.30E-13	4.11E-09	9.31E-11	1.30E-13	0.68	1.84E-12	2.30E-13	4.33E-13	3.98E-10	3.60E-02	2.08E-12	2.80E-13	8.57	2.90E-02	192	3.5	1.98E-02	2.70E-05	4.21E-04	5.60E-05	1.07E-03	
R5674st14	1.30E-09	3.30E-13	7.54E-10	1.96E-11	1.60E-13	0.14	1.40E-12	2.20E-13	8.28E-13	4.86E-11	1.80E-02	1.87E-12	2.80E-13	4.97	7.30E-02	169	18	1.50E-02	1.20E-04	1.42E-03	2.20E-04	9.71E-03	
Totals ml			3.97E-07	1.38E-08					4.33E-11					0.488									7.22E-04
Totals ml/g			1.59E-05	5.52E-07					2.24E-05														
K g/g				0.0310383																			
Lk9342H 6	2.45E-08	4.00E-12	1.27E-08	2.07E-09	1.90E-12	7.17	3.89E-11	1.40E-13	7.07E-12	2.44E-11	7.30E-02	4.01E-11	2.10E-13	2.35E-02	2.40E-03	2.79E+01	1.40E-01	8.44E-02	7.80E-05	1.63E-03	8.30E-06	7.85E-04	
686	1.78E-08	3.60E-12	1.36E-08	2.11E-09	1.90E-12	7.30	2.80E-11	1.70E-13	5.53E-13	1.59E-11	4.40E-02	1.43E-11	1.40E-13	1.51E-02	1.40E-03	2.94E+01	9.30E-02	1.18E-01	1.10E-04	8.01E-04	7.90E-06	6.04E-05	
710	3.08E-08	5.30E-12	2.61E-08	4.00E-09	3.60E-12	13.84	5.28E-11	2.20E-13	2.86E-12	1.34E-11	2.80E-02	1.58E-11	1.60E-13	6.69E-03	4.80E-04	2.97E+01	6.00E-02	1.30E-01	1.20E-04	5.12E-04	5.20E-06	1.65E-04	
732	2.72E-08	5.80E-12	2.42E-08	3.70E-09	3.30E-12	12.82	4.62E-11	2.20E-13	8.15E-13	1.57E-11	3.10E-02	1.00E-11	2.00E-13	8.48E-03	5.70E-04	2.98E+01	7.60E-02	1.36E-01	1.30E-04	3.69E-04	7.30E-06	5.06E-05	
758	2.34E-08	4.00E-12	2.11E-08	3.23E-09	2.90E-12	11.19	4.12E-11	1.80E-13	1.69E-12	1.16E-11	4.80E-02	7.82E-12	1.40E-13	7.17E-03	1.00E-03	2.98E+01	6.30E-02	1.38E-01	1.30E-04	3.34E-04	5.80E-06	1.20E-04	
790	1.56E-08	1.90E-12	1.42E-08	2.11E-09	1.90E-12	7.33	2.62E-11	2.60E-13	3.91E-13	7.12E-12	5.30E-02	4.81E-12	1.90E-13	6.74E-03	1.70E-03	3.05E+01	1.20E-01	1.36E-01	1.20E-04	3.09E-04	1.20E-05	4.23E-05	
812	1.34E-08	1.50E-12	1.19E-08	1.79E-09	1.60E-12	6.20	2.34E-11	1.90E-13	1.43E-12	6.81E-12	5.00E-02	4.82E-12	1.40E-13	7.61E-03	1.90E-03	3.04E+01	1.10E-01	1.34E-01	1.20E-04	3.60E-04	1.10E-05	1.84E-04	
847	1.16E-08	2.60E-12	9.93E-09	1.49E-09	1.40E-12	5.17	1.95E-11	3.30E-13	9.27E-13	1.76E-11	3.50E-02	5.51E-12	1.40E-13	2.36E-02	1.60E-03	3.03E+01	1.40E-01	1.29E-01	1.20E-04	4.76E-04	1.30E-05	1.43E-04	
870	8.56E-09	2.40E-12	6.82E-09	1.05E-09	9.50E-13	3.64	1.37E-11	1.80E-13	2.62E-13	3.49E-12	4.50E-02	5.87E-12	2.20E-13	6.64E-03	2.90E-03	2.95E+01	2.80E-01	1.23E-01	1.20E-04	6.86E-04	2.50E-05	5.72E-05	
900	9.29E-09	1.90E-12	7.14E-09	1.11E-09	1.00E-12	3.86	1.34E-11	2.20E-13	1.10E-13	3.55E-12	4.20E-02	7.30E-12	1.30E-13	6.37E-03	2.60E-03	2.92E+01	1.60E-01	1.20E-01	1.10E-04	7.85E-04	1.40E-05	2.27E-05	
958	1.06E-08	2.90E-12	8.72E-09	1.32E-09	1.20E-12	4.56	1.73E-11	1.90E-13	5.58E-13	1.15E-11	3.10E-02	6.59E-12	1.70E-13	1.75E-02	1.60E-03	3.02E+01	1.70E-01	1.24E-01	1.20E-04	6.13E-04	1.60E-05	9.76E-05	
1014	1.37E-08	2.30E-12	1.11E-08	1.74E-09	1.50E-12	6.01	2.31E-11	1.60E-13	1.04E-12	2.74E-11	4.20E-02	8.86E-12	1.60E-13	3.16E-02	1.60E-03	2.91E+01	1.20E-01	1.27E-01	1.10E-04	6.46E-04	1.10E-05	1.37E-04	
1068	1.45E-08	1.10E-12	1.26E-08	1.91E-09	1.70E-12	6.63	2.44E-11	2.30E-13	6.90E-13	7.01E-12	1.80E-02	6.54E-12	1.40E-13	7.32E-03	6.50E-04	2.99E+01	1.00E-01	1.32E-01	1.20E-04	4.50E-04	9.50E-06	8.29E-05	
1135	8.30E-09	1.10E-12	7.57E-09	1.12E-09	1.00E-12	3.88	1.44E-11	1.70E-13	8.06E-13	2.76E-12	3.90E-02	2.49E-12	1.70E-13	4.94E-03	2.40E-03	3.07E+01	2.10E-01	1.35E-01	1.30E-04	3.00E-04	2.10E-05	1.65E-04	
1220	8.19E-10	2.40E-13	2.41E-11	8.16E-11	2.50E-13	0.28	2.47E-12	1.60E-13	1.01E-12	1.22E-11	5.30E-02	2.69E-12	1.80E-13	2.99E-01	4.40E-02	1.36E+00	3.00E+00	9.96E-02	3.10E-04	3.28E-03	2.20E-04	2.84E-03	
1334	5.99E-10	3.00E-13	-1.17E-10	3.52E-11	1.30E-13	0.12	1.96E-12	2.40E-13	1.12E-12	1.25E-11	4.00E-02	2.29E-12	2.10E-13	7.09E-01	7.70E-02	-1.53E+01	#####	6.31E-02	2.30E-04	4.09E-03	3.70E-04	7.32E-03	
total			1.88E-07	2.89E-08					2.13E-11	1.93E-10				0.0122973									1.70E-04
total/g																							
K (g/g)																							

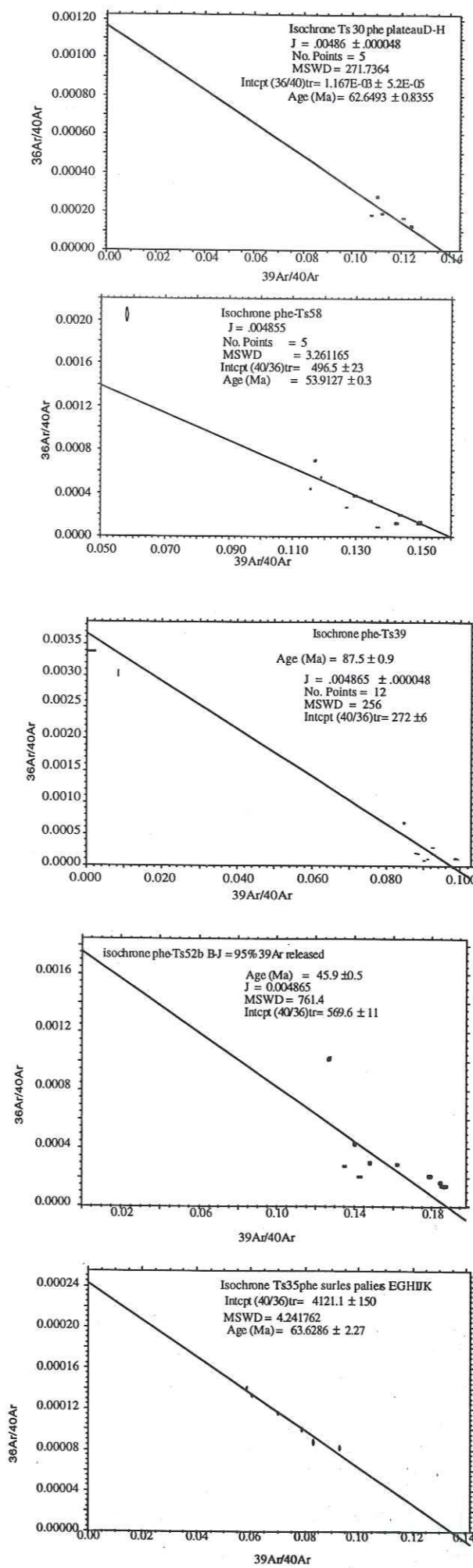
III-3c, tableau 2/2

Annexe III-3 (à suivre...)

e) Données analytiques de l'Ar et âges apparents pour chaque paliers de chauffage. Les erreurs sont à 1σ.

III-3d

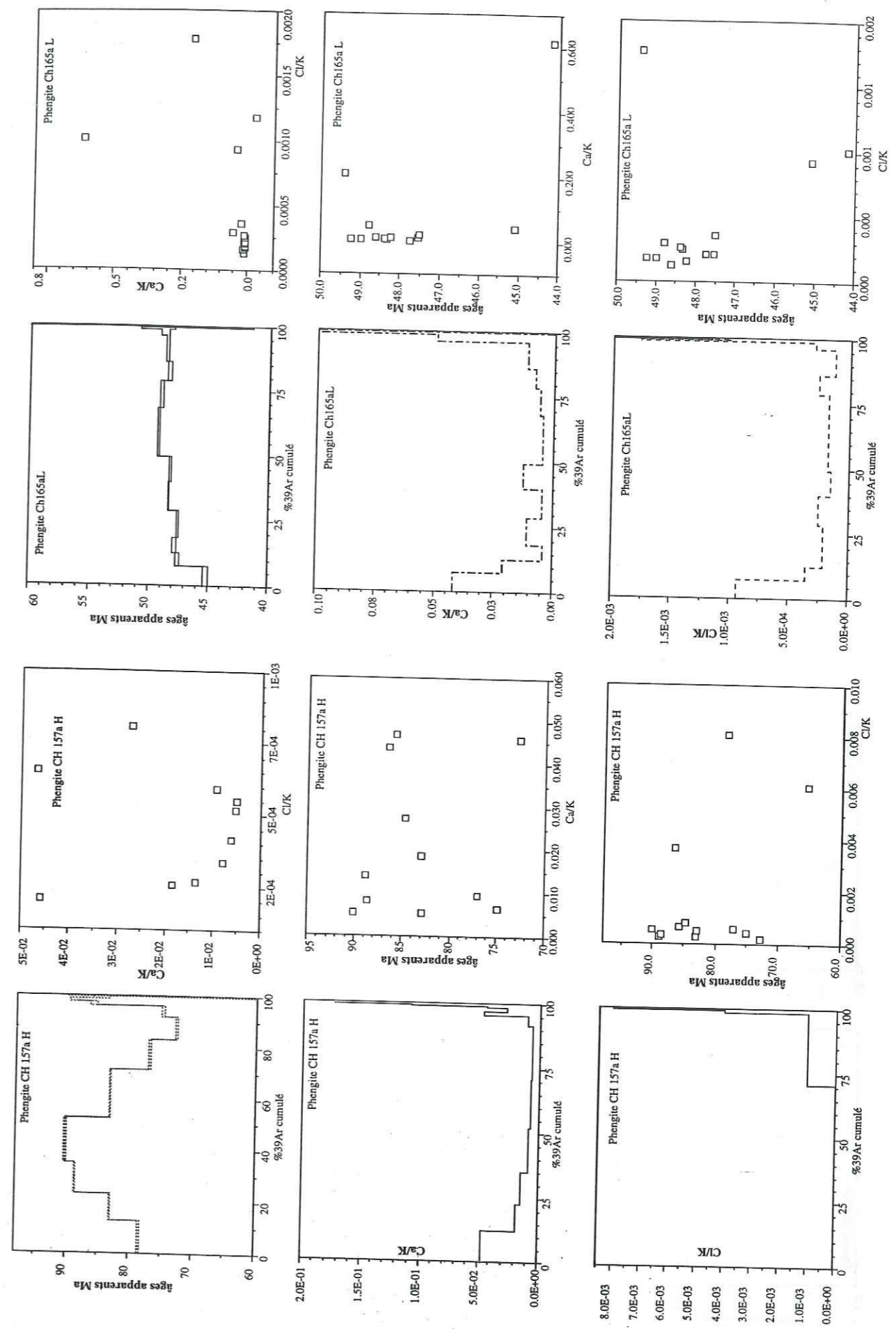
Annexe III-3 (à suivre...) : d) Diagrammes de corrélation inverse pour les phengites des roches éclogitiques. Le rapport naturel de ³⁶Ar/⁴⁰Ar = 295,5.

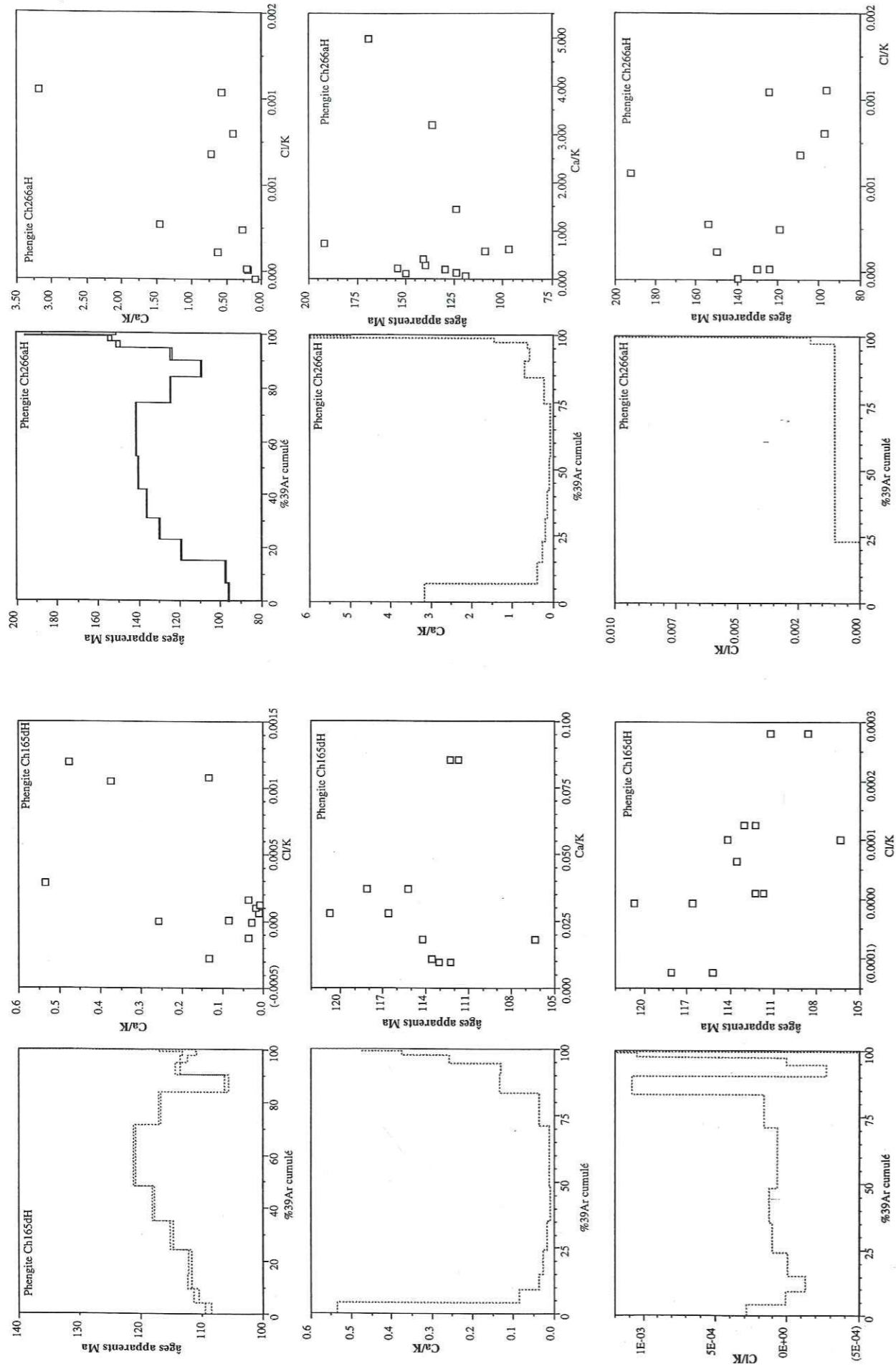


SUR LES 3 PAGES SUIVANTES

Annexe III-3 (à suivre...) : e) Spectres d'âges, Ca/K et Cl/K apparents pour les échantillons (Ch157aH), (Ch165aL), (Ch165dH), (Ch266aH). Ces spectres montrent des variations communes des rapports Ca/K, Cl/K avec les variations d'âges apparents, suggérant que ces dernières soient dues à la présence de plusieurs phases minérales.

Temp.	Ar 40 tot.	sig40	Ar 39	sig39	%	Ar 38	sig38	Cl	Ar 37	sig37	Ar 36	sig36	Ca / K	sigcaK	Age	sigage	39 / 40	sig9	36 / 40	sig6	Cl/K	
Ch157aH	1.00E-07	4.90E-11	7.18E-08	4.12E-09	4.10E-12	12.55	2.11E-10	4.60E-13	1.45E-10	9.43E-11	1.60E-02	9.61E-11	4.30E-13	4.58E-02	2.70E-04	78.32	0.16	4.11E-02	4.50E-05	9.58E-04	4.30E-06	8.10E-03
828	6.98E-08	2.60E-11	6.35E-08	3.43E-09	3.30E-12	10.46	5.20E-11	2.40E-13	7.72E-12	3.15E-11	1.30E-02	2.13E-11	2.20E-13	1.84E-02	2.70E-04	82.97	0.12	4.92E-02	5.10E-05	3.05E-04	3.30E-06	5.18E-04
870	8.67E-08	1.80E-11	7.94E-08	4.01E-09	3.90E-12	12.23	5.76E-11	2.80E-13	5.84E-12	2.74E-11	1.50E-02	2.60E-13	1.37E-02	2.60E-04	88.63	0.11	4.63E-02	4.60E-05	2.83E-04	2.60E-06	3.35E-04	
904	1.23E-07	7.70E-11	1.14E-07	5.66E-09	5.60E-12	17.25	8.59E-11	2.70E-13	1.35E-11	2.26E-11	1.20E-02	3.11E-11	2.60E-13	7.98E-03	1.50E-04	90.09	0.12	4.60E-02	5.30E-05	2.53E-04	2.10E-06	5.49E-04
947	1.24E-07	6.10E-11	6.64E-08	3.88E-09	4.90E-12	11.82	8.53E-11	2.70E-13	6.84E-12	1.94E-11	1.40E-02	3.17E-11	2.90E-13	6.30E-03	1.60E-04	83.08	0.11	4.99E-02	6.00E-05	2.56E-04	2.90E-06	2.55E-04
1025	5.11E-08	4.10E-11	4.76E-08	2.94E-09	3.70E-12	8.96	3.94E-11	2.70E-13	2.61E-12	7.57E-12	1.80E-02	1.19E-11	1.90E-13	5.15E-03	4.10E-04	72.75	0.13	5.75E-02	8.50E-05	2.33E-04	3.60E-06	2.04E-04
1064	2.36E-08	2.50E-12	2.18E-08	1.31E-09	1.20E-12	3.99	1.89E-11	3.20E-13	1.47E-12	6.16E-12	1.30E-02	5.91E-12	2.40E-13	9.41E-03	6.90E-04	74.91	0.25	5.55E-02	5.20E-05	2.51E-04	1.00E-05	4.16E-04
1121	1.08E-08	1.30E-12	8.61E-09	4.33E-10	5.30E-13	1.32	6.27E-12	2.40E-13	5.89E-12	1.50E-02	3.02E-12	4.66E-02	2.40E-13	2.72E-02	2.40E-03	85.79	0.54	4.79E-02	4.90E-05	2.78E-04	1.10E-05	6.51E-04
1172	9.68E-09	1.30E-12	8.61E-09	4.33E-10	5.30E-13	1.32	6.27E-12	2.40E-13	5.89E-12	1.50E-02	3.02E-12	4.66E-02	2.40E-13	2.72E-02	2.40E-03	88.88	0.70	4.48E-02	4.30E-05	3.74E-04	2.40E-05	2.65E-04
1220	4.65E-09	1.20E-12	3.55E-09	1.88E-10	2.30E-13	0.57	3.56E-12	1.80E-13	6.58E-13	4.11E-12	1.50E-02	3.74E-12	1.90E-13	4.58E-02	5.60E-03	84.68	1.30	4.08E-02	5.10E-05	8.04E-04	4.10E-05	8.06E-04
1286	2.73E-09	7.10E-13	1.73E-09	8.95E-11	1.70E-13	0.27	3.12E-12	1.70E-13	1.43E-12	4.81E-12	1.50E-02	3.39E-12	2.30E-13	1.08E-01	1.10E-02	86.57	3.40	3.28E-02	6.40E-05	1.24E-03	8.60E-05	3.68E-03
1526	2.94E-09	1.40E-12	6.49E-11	1.90E-13	0.20	3.75E-12	1.72E-12	5.62E-12	1.40E-02	6.77E-12	1.40E-02	6.77E-12	2.50E-13	1.73E-01	1.50E-02	65.48	5.10	2.20E-02	6.60E-05	2.30E-03	8.60E-05	6.09E-03
total (ml)			6.04E-07	3.28E-08				2.00E-10	2.52E-10			0.0141307										1.40E-03
total (ml/g)			2.31E-05	1.259E-06				0.000099	0.0010002													
K (g/g)			0.0707833																			
Ch165aH	2.44E-08	3.00E-12	1.71E-08	7.03E-10	6.90E-13	4.36	1.37E-11	2.70E-13	8.59E-13	1.88E-10	1.80E-02	2.45E-11	2.50E-13	5.35E-01	1.80E-03	108.6	0.5	2.88E-02	2.80E-05	1.00E-03	1.00E-05	2.81E-04
R5644s2c	2.28E-08	3.20E-12	2.08E-08	8.32E-10	8.10E-13	5.16	1.11E-11	2.50E-13	3.39E-14	3.59E-11	2.90E-02	6.62E-12	2.60E-13	8.55E-02	2.40E-03	111.2	0.4	3.68E-02	3.60E-05	2.98E-04	1.10E-05	9.38E-06
R5644s2c	2.43E-08	4.00E-12	2.27E-08	8.99E-10	9.00E-13	5.58	1.11E-11	9.80E-14	-4.85E-13	1.66E-11	8.00E-03	5.44E-12	2.10E-13	3.69E-02	6.10E-04	112.3	0.3	3.70E-02	3.80E-05	2.24E-04	8.80E-06	-1.24E-04
R5644s4C	4.03E-08	2.50E-12	3.71E-08	1.48E-09	1.30E-12	9.16	1.94E-11	2.00E-13	-4.37E-14	2.05E-11	2.50E-02	1.10E-11	2.80E-13	2.78E-02	1.20E-03	111.7	0.3	3.66E-02	3.30E-05	2.72E-04	6.90E-06	-6.81E-06
R5647s5C	4.94E-08	6.30E-12	6.40E-08	1.77E-09	1.60E-12	11.01	2.38E-11	1.70E-13	1.62E-11	1.62E-11	1.60E-02	1.13E-11	1.82E-02	1.82E-02	6.20E-04	115.2	0.2	3.60E-02	3.30E-05	2.28E-04	5.00E-06	1.01E-04
R5648s6	5.86E-08	1.80E-11	5.55E-08	2.09E-09	2.00E-12	12.95	2.76E-11	2.30E-13	1.13E-12	9.91E-12	2.30E-02	1.04E-11	2.70E-13	9.51E-03	7.40E-04	118.1	0.2	3.56E-02	3.50E-05	1.78E-04	4.60E-06	1.25E-04
R5649s7C	1.06E-07	1.10E-11	1.01E-07	3.72E-09	3.30E-12	23.00	4.77E-11	3.60E-13	1.04E-12	2.02E-11	1.70E-02	1.57E-11	2.30E-13	1.09E-02	3.10E-04	120.7	0.1	3.51E-02	3.10E-05	1.48E-04	2.10E-06	6.44E-05
R5650s8C	5.00E-08	8.70E-12	5.24E-08	2.00E-09	1.80E-12	12.46	2.66E-11	1.90E-13	1.43E-12	3.65E-11	2.00E-02	8.76E-12	2.60E-13	3.65E-02	7.00E-04	116.6	0.2	3.68E-02	3.30E-05	1.59E-04	4.80E-06	1.08E-03
R5651s9C	2.87E-08	2.30E-12	2.62E-08	1.10E-09	1.10E-12	6.80	1.96E-11	3.80E-13	5.14E-12	7.26E-11	4.90E-02	8.44E-12	2.70E-13	1.33E-01	3.00E-03	106.4	0.3	3.82E-02	4.00E-05	2.94E-04	9.30E-06	1.08E-03
R5652s10	1.25E-08	2.10E-12	1.80E-08	7.01E-10	6.60E-13	4.35	8.13E-12	3.00E-13	-8.35E-13	4.64E-11	1.80E-02	4.02E-12	2.60E-13	1.32E-01	1.80E-03	114.2	0.5	3.65E-02	3.50E-05	2.09E-04	1.30E-05	-2.74E-04
R5653s11	1.25E-08	1.50E-12	1.15E-08	4.52E-10	4.80E-13	2.80	3.37E-11	1.80E-13	2.97E-15	5.82E-11	1.40E-02	3.45E-12	2.10E-13	2.58E-01	2.10E-03	113.1	0.6	3.61E-02	3.80E-05	2.75E-04	1.70E-05	1.51E-06
R5654s11	7.21E-09	8.60E-13	6.48E-09	2.57E-10	2.90E-13	1.59	4.64E-12	1.80E-13	1.17E-12	4.81E-11	1.50E-02	2.47E-12	2.40E-13	3.75E-01	3.90E-03	112.3	1.2	3.56E-02	4.10E-05	3.41E-04	3.30E-05	1.05E-03
R5655s11	3.51E-09	1.30E-12	2.90E-09	1.13E-10	1.70E-13	0.70	2.31E-12	1.60E-13	5.88E-13	2.70E-11	1.20E-02	2.09E-12	2.60E-13	4.75E-01	5.90E-03	113.6	3.0	3.23E-02	5.00E-05	5.92E-04	7.50E-05	1.19E-03
1550	6.39E-10	2.80E-13	4.56E-10	1.09E-11	1.60E-13	0.07	-5.68E-14	-2.30E-13	-3.01E-13	3.62E-12	8.70E-03	6.20E-13	2.70E-13	6.63E-01	5.30E-02	182.0	31.0	1.71E-02	2.50E-04	9.69E-04	4.30E-04	-6.32E-03
total ml			4.18E-07	1.61E-08				1.05E-11	5.99E-10				0.0684559									1.50E-04
total ml/g			3.032E-05	1.168E-06																		
K (g/g)			0.065658					9.847E-06	0.0044947													





MÉCANISMES D'EXHUMATION DES ROCHES DE HAUTE-PRESSION BASSE TEMPERATURE EN CONTEXTE DE CONVERGENCE CONTINENTALE (Tso Morari, NO HIMALAYA)

Au travers de l'étude pétrologique, géochronologique et structurale du dôme éclogitique du Tso Morari (E-Ladakh, Himalaya), les processus d'exhumation des roches de HP-BT sont discutés.

La découverte d'éclogites à glaucophane, de métasédiments à jadéite-chloritoïde et de métagranites éclogitisés, implique la subduction du dôme du Tso Morari à plus de 70 km de profondeur (20 ± 3 kbar ; $580 \pm 50^\circ\text{C}$). Son exhumation s'accompagne d'une décompression quasi-isothermale jusqu'à 40-30 km. Puis elle est associée à une augmentation de température ($630 \pm 30^\circ\text{C}$), et s'achève dans le faciès des Schistes Verts. Les unités adjacentes au dôme du Tso Morari sont peu métamorphiques (faciès Schistes Verts) et de nature différente. La chimie des basaltes montre une origine d'avant arc pour l'ophiolite de Nidar et d'OIB pour les unités de Drakkarpo et Ribil ; les roches basiques du Tso Morari sont au contraire des tholéiites continentales.

L'origine indienne du Tso Morari est confirmée par les âges des orthogneisses à 458-457 Ma en Sm/Nd et Rb/Sr. La subduction de la marge indienne, est datée à 60-55 Ma par U-Pb et Lu-Hf. L'exhumation débute rapidement ($\geq 4\text{mm.an}^{-1}$) entre 55 ± 7 Ma (Sm-Nd sur Grt-Gln-RT) et 48-45 Ma (Rb/Sr et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des métapélites rétro-morphosées), en contexte de subduction. L'exhumation se poursuit plus lentement ($\approx 2\text{mm.an}^{-1}$) de 48-45 Ma à 30 ± 1 Ma (âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur micas), en contexte de collision.

Les structures (D1-D2), liées à l'extrusion verticale du dôme, sont indépendantes de celles des unités adjacentes. La transition entre D1, témoin d'un raccourcissement horizontal, et D3 associé à du raccourcissement vertical, passe par un régime de déformation en constriction (D2).

Les changements pétrologiques, structuraux et géochronologiques sont corrélés à des changements de géométrie à l'échelle des plaques. L'exhumation du Tso Morari débute par extrusion verticale à travers le coin mantellique serpentinisé, en contexte de subduction continentale oblique. Puis le dôme est exhumé plus lentement à travers la croûte, à la faveur du sous-plaquage du cristallin du Haut Himalaya sous le Tso Morari, provoquant un épaississement crustal important, en contexte de collision.

À partir de cette évolution, différents modèles d'exhumation sont discutés.

Mots clefs : Himalaya, Ladakh, métamorphisme HP-BT, géochronologie, extrusion verticale, convergence Inde-Asie.

EXHUMATION PROCESSES OF THE HIGH-PRESSURE LOW-TEMPERATURE ROCKS IN AN ACTIVE CONVERGENT CONTEXT (Tso Morari, HIMALAYA)

Processes of exhumation of HP-LT rocks are discussed through the study of the Tso Morari dome (E-Ladakh, NW Himalaya).

Glaucophane bearing eclogites, metapelites and orthogneisses metamorphosed under HP-LT conditions (20 ± 3 kbar ; $580 \pm 50^\circ\text{C}$), imply the subduction of the Tso Morari at a minimum depth of 70 km. Its decompression is quasi-isothermal up to 30 km. Then, the exhumation is associated with a temperature increase ($630 \pm 50^\circ\text{C}$). The surroundings are metamorphosed under lower grade (greenschists facies). Chemical analysis of the basalts show a fore-arc affinity for the Nidar ophiolite and an OIB affinities for the Drakkarpo and Ribil units. In contrast, the Tso Morari basalts are continental tholeiites.

The Indian origin of the Tso Morari unit is confirmed by the protholite Sm-Nd and Rb-Sr ages at 457-458 Ma. The Indian margin subduction is dated at 60-55 Ma by U-Pb and Lu-Hf. The exhumation has begun rapidly ($\geq 4\text{mm.an}^{-1}$) between 55 ± 7 Ma (Sm-Nd age on grt-gln-WR) and 48-45 Ma (Rb/Sr and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages on retrogressed metapelites). The exhumation continued more slowly ($\leq 2\text{mm.an}^{-1}$) from 48-45 Ma and 30 ± 1 Ma ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages on micas), in a collisional context. The (D1-D2) structures related to the vertical extrusion of the dome, are independent of the surroundings. The transition between D1, associated with horizontal shortening and D3, related to vertical shortening, consists of a constrictional regime of the deformation (D2).

The Tso Morari exhumation reflects the variation of the India-Asia convergence. It is controlled by vertical extrusion within a serpentized mantle wedge, and continues thanks to the intracontinental subduction of the High Himalayan Crystallines, leading to the thickening of the crust.

Key Words : Himalaya, Ladakh, HP-LT metamorphism, geochronology, vertical extrusion, India-Asia convergence.