



HAL
open science

Les nappes de Katmandou et du Gosainkund, Himalaya du Népal central : étude cartographique, structural, métamorphique, géochimique et radiochronologique

Santa Man Rai

► **To cite this version:**

Santa Man Rai. Les nappes de Katmandou et du Gosainkund, Himalaya du Népal central : étude cartographique, structural, métamorphique, géochimique et radiochronologique. Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1998. Français. NNT : . tel-00640663

HAL Id: tel-00640663

<https://theses.hal.science/tel-00640663>

Submitted on 14 Nov 2011

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

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

RÉSUMÉ : Au Népal central, dans la région de Katmandou, une étude géologique multidisciplinaire a été menée afin de caractériser et de distinguer les nappes cristallines de Katmandou et du Gosainkund, de celles du Moyen Pays (MP).

Deux déformations principales ont été reconnues : l'une syn-métamorphique, enregistrée par des microstructures (linéation d'étirement, structures C-S, etc.), l'autre post-métamorphique, enregistrée par un axe anticlinal, orienté globalement W-E et par des plis orientés NNE-SSW.

Les conditions P-T syn-métamorphiques diffèrent entre la nappe de Katmandou (900-720 MPa, 700-480°C) et celle du Gosainkund (890-580 MPa, 750-590°C). Entre le MP (750 MPa, 560°C) et la nappe du Gosainkund, les résultats P-T montrent une préservation du métamorphisme inverse.

Les nombreuses similitudes pétrographiques et géochimiques existant entre les gneiss oillés et les granites cambro-ordoviciens de deux nappes montrent que ces formations sont équivalentes. Tel ne saurait être le cas des gneiss oillés du MP du fait de leur âge protérozoïque.

L'âge du refroidissement, déterminée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, montre un rajeunissement du Sud vers le Nord (de 22 à 13 Ma dans la nappe de Katmandou, de 16 à 5 Ma dans celle du Gosainkund et de 12 à 6 Ma dans le MP).

Les points principaux sont : (1) Distinction nette entre deux nappes, marquée par une différence de lithostratigraphie et de métamorphisme, (2) Blocage du mouvement ductile du MCT au Nord de Katmandou depuis environ 25 Ma, (3) Mise en place finale et histoire tardi ou post-métamorphique commune pour les deux nappes, mais le refroidissement plus précoce de la nappe de Katmandou, (4) La surrection actuelle de la région de Katmandou, soulignée encore aujourd'hui par une microsismicité intense, concerne indifféremment les deux nappes, qui forment maintenant un seul domaine tectonique, (6) La surrection conjointe des deux nappes par déplacement sur une rampe de la surface de décollement.

**THE KATHMANDU AND GOSAINKUND NAPPEs, CENTRAL NEPAL HIMALAYA
(CARTOGRAPHY, STRUCTURE, METAMORPHISM, GEOCHEMISTRY
AND RADIOCHRONOLOGY)**

ABSTRACT : In central Nepal, a multidisciplinary study has been carried out to characterize and distinguish the crystalline nappes of Kathmandu and Gosainkund from the Midland formations.

Two principal deformations are recorded: one ductile, syn-metamorphic, marked by microstructures (stretching lineation, S-C structures, etc.), another, post-metamorphic, recorded by an anticline, roughly EW-directed, and by NNE-SSW-directed folds.

The syn-metamorphic P-T conditions show differences between Kathmandou Crystalline Nappe (900-720 MPa; 700-480 °C) and Gosainkund Crystalline Nappe (890-580 MPa; 750-590°C). They exhibit well preserved inverted metamorphism between the Upper Midland Formations (750 MPa; 560°C) and the Gosainkund Nappe.

In central Nepal, the augen gneisses and the "Lesser Himalayan" Cambro-Ordovician granites bear similar petrographic and geochemical characteristics which suggest a common origin. However, the geological setting and age of the Proterozoic Ulleri augen gneiss rule out correlation with these formations.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of muscovite, indicate cooling ages younging from south to north: 22 to 13 Ma in the Kathmandu Nappe, 16 to 5 Ma in the Gosainkund Nappe, and 12 to 6 Ma in the Midland Formation.

The principal points summarized by this study are the following : (i) Clear distinction between two nappes marked by their lithostratigraphy and metamorphism, (ii) The ductile movement of MCT in the north of Kathmandu is blocked since approximately 25 Ma, (iii) The late emplacement and late or common post metamorphic history of the two nappes, but earlier cooling history of the Kathmandu nappe, (iv) The present uplift of the Kathmandu region, underlined by the intense microseismicity, concerns indifferently the two nappes that form a single tectonic block at present, (v) The combined uplift of the two nappes is due to the displacement on a ramp of major décollement surface.

DISCIPLINE : Sciences de la Terre

MOT CLÉS : Himalaya, Népal central, structure et déformation, métamorphisme, géochimie, géochronologie Ar-Ar/U-Pb

INTITULÉ ET ADRESSE DE L'UFR OU DU LABORATOIRE :
Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA-ESA 5025) - UFR Géologie

**UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
SCIENCES ET GÉOGRAPHIE
UFR DE GÉOLOGIE**

THÈSE
pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

Discipline: Sciences de la Terre

Présentée et soutenue publiquement
le 29 octobre 1998

par

Santa Man RAI

**LES NAPPEs DE KATMANDOU ET DU GOSAINKUND, HIMALAYA
DU NÉPAL CENTRAL
(ÉTUDE CARTOGRAPHIQUE, STRUCTURALE, MÉTAMORPHIQUE,
GÉOCHIMIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE)**



COMPOSITION DU JURY:

Arnaud PÊCHER	Président
Patrick LE FORT	Directeur de thèse
Bishal Nath UPRETI	Co-directeur de thèse
Peter COPELAND	Rapporteur
Stéphane GUILLOT	Rapporteur
François DEBON	Examineur
Qasim JAN	Examineur

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier l'ambassade de la France, au Népal qui m'a offert une bourse pour étudiée en France.

Je désire exprimer particulièrement toute ma reconnaissance à mon directeur de thèse M. Patrick Le Fort, Directeur du Recherche du CNRS d'avoir guidé tout au long de ce travail. Les encouragements et les conseils qu'il n'a cessé de prodiguer aux géologues népalais sont très précieux stimulant dont je le remercie chaleureusement.

Je tiens à exprimer mon remerciement à M. Bishal Nath Upreti, codirecteur de ma thèse, professeur de la Université Tribhuvan, Katmandou qui m'a guidé sur le terrain et m'a offert les discussions solides sur le terrain.

Je tiens à exprimer mon remerciement à M. Arnaud Pêcher, professeur de l'université Joseph Fourier qui m'a guidé particulièrement dans le domaine tectonique.

Je suis redevable à M. François Debon, Directeur de la Recherche, CNRS pour m'aider dans le domaine géochimique.

Je tiens à exprimer mon remerciement à M. Stéphane Guillot, chargé de la Recherche, CNRS, Lyon qui m'a aidé dans la partie du métamorphisme.

Je remercie également à M. Peter Copeland, professeur, Département de Geoscience de l'Université de Houston, Texas, Etats-Unis pour dater des muscovites par Ar/Ar et guider dans la domaine géochronologique.

Je remercie à M. Q. Jan, professeur de la université Peshawar d'avoir accepté de faire partie du jury dans cette thèse.

Je remercie à M. Parrish, Laboratoire du NERC Isotope Geoscience Centre, Notts, Royaume-Uni pour faire la datation U-Pb et à Mme Valaniya, Institut Polytechnique de Grenoble, France pour analyser des minéraux.

Je tiens à remercier à M. George Mascle et M. Marc Tardy, professeurs de la université Joseph Fourier de m'a avoir accueilli au sein du laboratoire.

La majeure partie du travail de terrain a été financée avec le projet IDYLHIM (programme CNRS). Le projet "Main Hiamalyan Thrust" organisé par Prof. Harutaka Sakai, Université Kyushu, Japon a permis de réaliser les missions de terrain.

Je voudrais remercier J. P. Bouillin, M. Argot, J. L. Mugnier, P. Huygue, T. Dumont, P. Leturmy, K. Kizaki, H. Sakai, G. Brocard, J. Beltramo, P. C. Adhikari, A. Gajurel, D. P. Adhikari, M. P. Paudel, R. Dahal, S. Shrestha, B. Jakri, H. Jakri, T. Ouardas, Y. Deniaud, Y. Rolland, T. Porte, O. Blein, A. Kausar, J. C. Gonzal, H. Rasid, K. Nicholson, F. Sénebier, F. Coeur, tous les professeurs, chercheurs, techniciens et le personnel administratif de l'Institut de Dolomieu pour m'avoir aidé et accueilli; ainsi tous les professeurs, techniciens et le personnel administratif du département de Géologie de l'université Tribhuvan.

Cette thèse n'aurait pas vu le jour sans l'aide morale de mes parents, Tara Rai et Ladipma Rai.

LES NAPPES DE KATMANDOU ET DU GOSAINKUND, HIMALAYA DU
NÉPAL CENTRAL
(ÉTUDE CARTOGRAPHIQUE, STRUCTURALE, MÉTAMORPHIQUE,
GÉOCHIMIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE)

par

Santa Man RAI

Résumé

Au Népal central, dans la région de Katmandou et du Gosainkund, une étude de la lithologie, de la pétrologie, de la stratigraphie, de la structure, du métamorphisme, de la géochimie et de la radiochronologie a été menée afin de caractériser et de distinguer la nappe de Katmandou de celle du Gosainkund (Haut-Himalaya).

Trois unités stratigraphiquement différentes sont décrites à partir de leur lithologie, et de leur métamorphisme ; de bas en haut : le Moyen Pays népalais (métasédiments à faciès schiste vert et amphibolite), la nappe de Katmandou (formations cristallines et métasédiments de faciès amphibolite à schiste vert) et la nappe du Gosainkund (roches cristallines de faciès amphibolite à granulite).

Deux déformations principales ont été reconnues : l'une syn-métamorphique, l'autre post-métamorphique. La déformation ductile syn-métamorphique est enregistrée par un clivage métamorphique, une linéation d'étirement, des structures C-S, des plis d'entraînement et des inclusions sigmoïdes dans les minéraux du métamorphisme. La déformation post-métamorphique est enregistrée dans les trois unités par un axe anticlinal, orienté globalement W-E et par des plis post-métamorphiques orientés NNE-SSW. Il apparaît que ces deux directions post-métamorphiques de raccourcissement ont pu alterner dans le temps.

Les conditions P-T syn-métamorphiques lors de la déformation syn-métamorphique majeure, enregistrées dans la nappe du Gosainkund sont de 890-580 MPa et de 750-590°C. Dans le Moyen Pays, les conditions métamorphiques lors de la déformation cisailante majeure sont de 750 MPa et 560°C, près du MCT, tandis qu'elles sont de 900-720 MPa au Nord, près du MCT et 700-480°C plus au Sud dans la nappe de Katmandou. La disparité de métamorphisme entre les deux nappes souligne leur différence. Entre le Moyen Pays et la nappe du Gosainkund, les résultats P-T montrent une préservation du métamorphisme inverse (syn-MCT).

Au Népal central, les nombreuses similitudes pétrographiques et géochimiques entre les gneiss ocellés, les gneiss granitiques et les granites du "Bas-Himalaya", représentés dans les trois unités, suggèrent une origine commune pour l'ensemble de ces roches. Cependant, compte tenu de leur gisement et de leur âge sans doute protérozoïque, les gneiss ocellés d'Ulleri ne sauraient être l'équivalent des granites cambro-ordoviens du "Bas-Himalaya" et des gneiss ocellés de Gulbhanjyang de la nappe du Gosainkund, en dépit de particularités chimiques et minéralogiques communes.

Dans la région étudiée, les mesures d'âge apportent des contraintes fortes pour décrypter l'histoire tectonique :

- L'âge U/Pb effectué sur la pegmatite de Nardanda montre que depuis 25 Ma, le contact (le MCT) entre la nappe de Katmandou et la nappe du Gosainkund est figé. Les mouvements récents sur le MCT sont transférés au niveau de Katmandou plus au Sud sur le MT.

- Les nombreux âges de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite se répartissent en trois groupes, avec globalement une diminution des âges, de plus en plus jeunes, du Sud vers le Nord : de 22 à 13 Ma dans la nappe de Katmandou, de 12 à 6 Ma dans le Moyen Pays, de 16 à 5 Ma dans la nappe du Gosainkund. La distribution des âges n'est pas corrélable avec les assemblages métamorphiques ni avec la déformation syn-métamorphique. Ainsi, la distribution globalement régulière des âges du Sud au Nord correspond à une structuration récente liée à une déformation post-métamorphique tardive. Les âges dans la nappe de Katmandou, globalement plus anciens que ceux dans celle du Gosainkund, suggèrent que l'exhumation de cette dernière est postérieure.

Les points principaux apportés par ce travail sont les suivants :

(1) Distinction nette entre deux nappes cristallines, marquée par une différence de lithostratigraphie et de métamorphisme,

La nappe du Gosainkund fait, sans doute, partie du Haut-Himalaya, tandis que pour Upreti et Le Fort considèrent les métasédiments de la nappe de Katmandou comme de probables dépôts de la bordure continentale de la marge océanique, originellement en position intermédiaire entre les sédiments du Moyen Pays au Sud et le cristallin du Haut-Himalaya (la nappe du Gosainkund) au Nord.

(2) Blocage du mouvement ductile du MCT au Nord de Katmandou depuis environ 25 Ma,

(3) Mise en place finale et histoire tardive ou post-métamorphique commune pour les deux nappes, mais le refroidissement plus précoce de la nappe de Katmandou,

(4) La surrection actuelle de la région de Katmandou, soulignée encore aujourd'hui par une microsismicité intense, concerne indifféremment les deux nappes, qui forment maintenant un seul domaine tectonique,

(6) La surrection conjointe des deux nappes par déplacement sur une rampe de la surface de décollement.

Abstract

In the Kathmandu region, the stratigraphy, lithology and metamorphism clearly define three distinct units: the Midland formations, the Kathmandu Crystalline Nappe and the Gosainkund Crystalline Nappe. Since 1960 various studies in Kathmandu region have failed to discern the origin of the Kathmandu Nappe, geographically situated in the "Lesser Himalaya", in relation to the Higher Himalaya. Nor has the existence of the autonomous Gosainkund Crystalline Nappe been recognised as distinctly different from the Kathmandu Crystalline Nappe. As such, the purpose of this study was to undertake a lithological, petrographical, stratigraphical, structural, metamorphic, geochemical and geochronological approach to solving these problems.

The Midland formation (or Lesser Himalaya) consists of low-grade metamorphosed rocks, ranging from greenschist facies to the Mahabharat Thrust to amphibolite facies to the Main Central Thrust. The Kathmandu Crystalline Nappe contains the Lesser Himalayan crystalline rocks and the fossiliferous metasedimentary rocks. Metamorphism in the Kathmandu Crystalline Nappe ranges from amphibolite facies to greenschist (from base to top section). While in the Gosainkund Crystalline Nappe, prolongation of the Higher Himalaya, the metamorphism ranges from amphibolite to granulite.

Two deformational events have been observed in this region: syn-metamorphic deformation and post-metamorphic deformation. The ductile syn-metamorphic deformation is marked by the cleavage and stretching of minerals, S-C structures and drag folds. The structures in the metamorphic minerals are of particular importance.

Throughout the region the post-metamorphic deformational event is observed. An E-W oriented, post-metamorphic anticlinorium is observed in the Midland formations, the Kathmandu Crystalline Nappe and the Gosainkund Crystalline Nappe. This global E-W oriented fold is a continuation of the larger Gorkha-Pokhara anticlinorium (Pêcher, 1978), situated to the west of the study area. NNE-SSW oriented post-metamorphic folds are also observed in the north-central part of the Gosainkund Crystalline Nappe and the central and western part of the Kathmandu Crystalline Nappe.

The W-E anticlinal fold to the south of the Gosainkund Crystalline Nappe appears to be related to the presently active seismicity zone across the Kathmandu and Gosainkund traverse. This seismic swarm is interpreted as a blocking of the Himalayan convergence on the tectonic ramp of the MCT (Pandey *et al.*, 1995). The observed anticline could be a fold of

the ramp, probably not from the MCT itself as its surficial exit is exposed to the south, but is mostly likely a blind thrust branched to the north in the MCT or the large Himalayan décollement. The W-E fold may correspond to the present structural topography and may be part of the recent structure. We can confirm that the syn-metamorphic deformation is overprinted by the post-metamorphic deformation.

P-T metamorphic conditions have been determined in this region. The P-T syn-metamorphic conditions during the major syn-metamorphic deformation are recorded as 890-580 MPa and 750-590°C in the Gosainkund Crystalline Nappe. Retrograde metamorphism in the upper section of the nappe is shown by the presence of secondary boitite and sillimanite which record a decrease in pressure of 170 MPa and in temperature of 60°C. The decrease in P-T conditions is probably due to normal ductile shearing, related to the South Tibetan Detachment System (STDS). In the Midland formation, the P-T conditions during major shearing deformation were recorded at 750 MPa and 560°C near to MCT, while in the Kathmandu Crystalline Nappe, these conditions range from 900 MPa/700 °C in the north, near to MCT to 720 MPa/480 °C in the south. The temperatures recorded in Kathmandu Crystalline Nappe are 100 °C lower than those recorded in the Gosainkund Crystalline Nappe, however, the pressure is approximately the same. The difference in temperature clearly shows that these two nappes are different from each other as also supported by evidence from the lithology, stratigraphy and metamorphism (Upreti and Le Fort, in press). P-T conditions exhibit well preserved inverse metamorphism between the Midland formation and the Gosainkund Crystalline Nappe.

In central Nepal, augen gneisses, granitic gneisses and the "Lesser Himalayan" granites bear quite similar petrographic and geochemical characteristics that suggest a congruous origin. The deviation of chemical composition towards a sedimentary domain constitutes an original characteristic of the granites. The accentuation of this character observed in both the augen gneiss and the granitic gneiss suggests their origin either during an increasing deformation event, or by progressive granitization of a paragneiss protolith. The deformation would favour the circulation of fluids, leading to the leaching of mobile elements, such as Na and Ca, whereas the migmatitic imbibition of metasedimentary formations would progressively granitize the metasedimentary pile. However, the nature and age of the Proterozoic Ulleri augen gneiss prevent them from being equated to the Cambro-Ordovician "Lesser Himalayan" granites.

Ages obtained by different methods are related to the different phases of the tectonic history :

- The U/Pb age obtained on the Nardanda pegmatite shows that the ductile movement along the MCT (the contact) between the Kathmandu nappe and the Gosainkund nappe is probably blocked since 25 Ma and the movement on the MCT is transposed on the level of MT to the south.

- The cooling ages constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of muscovites have yielded the following three groups, globally younging from south to north:

- (i) 22 to 13 Ma in the Kathmandu Crystalline Nappe, younging from south to north,
- (ii) 12 to 6 Ma in the Midland group at the western limit of MCT, with the same south to north younging trend, and
- (iii) 16 to 5 Ma in the Gosainkund Nappe, which again shows a south to north younging trend.

There is no correlation between the ages and either the metamorphic assemblage or the syn-metamorphic deformation. In particular, the important increase in temperature, between the Kathmandu Crystalline Nappe and the Gosainkund Crystalline Nappe, does not correspond to a gap in their ages. Rather, this is most likely related to the secondary structure due to the post-metamorphic deformation, observed clearly in the Gosainkund Crystalline Nappe. The regular global distribution of ages from south to north corresponds to a young structure which is related to the late stage deformation (flexure of MCT in the MBT according to Macfarlane, 1993, Copeland *et al.*, 1997). This structure suggests that the Gosainkund Crystalline Nappe acts as the flexible part of the Himalayan décollement in the MBT (Pandey *et al.*, 1995). The older ages obtained from the Kathmandu Crystalline Nappe suggest that this nappe was exhumed earlier than the Gosainkund Crystalline Nappe. The entire crystalline units could be displaced on the fixed ramp of the décollement surface, in which case the décollement would then be responsible for the uplifting of the Kathmandu region from its surrounding area.

The principal points summarized by this study are the following :

(i) Clear distinction between two nappes marked by their lithostratigraphy and metamorphism,

The Gosainkund Crystalline Nappe belongs, without doubt, to the Higher Himalaya, while for the origin of the Kathmandu Crystalline Nappe, Upreti et Le Fort (in press) propose that the Kathmandu Crystalline Nappe was probably deposited on the northern edge of the continental marginal sea, at an intermediate position between the present Midland formation and the Higher Himalaya (Gosainkund Crystalline Nappe).

(ii) The ductile movement of MCT in the north of Kathmandu is blocked since approximately 25 Ma,

(iii) The late emplacement and late or common post metamorphic history of the two nappes, but earlier cooling history of the Kathmandu nappe,

(iv) The present uplift of the Kathmandu region, underlined by the intense microseismicity, concerns indifferently the two nappes that form a single tectonic block at present,

(v) The combined uplift of the two nappes is due to the displacement on a ramp of major décollement surface.

सारंश

नेपाल हिमालयको मध्य भाग अन्तर्गत काठमाण्डौ तथा गोसाइकुण्ड क्षेत्रमा गरिएको भौगर्भिक अध्ययनबाट निम्न कुराहरु पाइएका छन् ।

लिथोस्ट्राटीग्राफि तथा मेटामर्फिक ग्रेडको फरकको आधारमा यस क्षेत्रमा काठमाण्डौ तथा गोसाइकुण्ड दुई वटा भिन्न भिन्न न्यापहरु भएको पाइएका छन् । यसरी काठमाण्डौ तथा गोसाइकुण्ड न्यापहरुले आफ्ना फरक बनावट तथा भौगर्भिक इतिहास देखाउँछन्। काठमाण्डौ न्यापका चट्टानहरु बन्ने क्रममा गोसाइकुण्ड न्यापका चट्टानहरु तथा मिडल्याण्डका चट्टानहरु बीचमा रहेका देखिन्छन् । यी न्यापहरु भारतीय महाद्वीपको उत्तरी किनारमा उत्पत्ति भएको हुनु पर्दछ ।

काठमाण्डौको उत्तरमा रहेको मेन सेन्ट्रल थ्रस्ट (M.C.T) मा हुने डक्टाएल् मोभमेन्ट २५ मिलियन बर्ष अघि देखि रोकिएको पाइयो ।

हाल काठमाण्डौ क्षेत्रमा जुन पहाड अगिले प्रकृया भइरहेको छ, यसमा दुबै न्यापहरु एकटिकका भई उठिरहेको देखिन्छ र हिमालयको डिकल्मेन्ट तहमा भएको न्याम्पमा सँगसँगै उठिरहेका छन् ।

यो क्षेत्र मुख्य गरी दुई किसिमका संरचनाहरुले बनेका छन् । प्रथम हिमालयको उत्पत्ति हुनु अघि परिवर्तित भएका चट्टानहरु पुनः परिवर्तन हुँदा (दोस्रो पटक) बनेका संरचनाहरु छन् भने यसरी दोस्रो पटक परिवर्तन भइसकेपछि बनेका पूर्व-पश्चिम तथा उत्तर-दक्षिण दिशामा फैलिएका ठूला फोल्डहरु जस्ता दोस्रो किसिमका संरचनाहरु छन्।

यसरी दोस्रो पटक चट्टानहरु परिवर्तन हुँदा चट्टानहरुले त्यसवेला आफ्ना तापक्रम र दबाबलाई रेकर्ड गरेका छन् । जस्तै : काठमाण्डौ न्यापले ७००-४८०° से. र ९००-७२० मेगापास्कल, गोसाइकुण्ड न्यापले ७५०-५९०° से. तथा ८९०-५८० मेगापास्कल र मिडल्याण्ड फरमेशनले ४६०° से. तथा ७५० मेगापास्कल रेकर्ड गरेका छन्। साथै गोसाइकुण्ड तथा मिडल्याण्ड फरमेशनले इन्भर्स मेटामोर्फिज्म देखाएका छन् ।

क्याम्ब्रो-अर्डीभिसियन लेसर हिमालयन ग्रेनाईटहरु तथा अगेन नाइशहरुले मिल्दोजुल्दो पेट्रोग्राफिक तथा भू-रासायनिक गुणहरु देखाएका छन् । तापनि उल्लेरी अगेन नाइश (प्रोटोरोजोइक उमेर) लेसर हिमालयन ग्रेनाईट तथा अन्य नाइशहरु भन्दा पुराना छन् ।

अभ्रक (मस्कोभाइट) मा गरिएको $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ आरगोनले काठमाण्डौ तथा गोसाइकुण्डसँगका चट्टानहरु क्रमिक रुपमा दक्षिणबाट उत्तरतिर चिसो हुँदै गएको देखाउँछन्। यो चिसो हुने क्रम काठमाण्डौ न्यापले २२ देखि १३ मिलियन बर्ष, गोसाइकुण्ड न्यापले १६ देखि ५ मिलियन बर्ष र मिडल्याण्डले १२ देखि ६ मिलियन बर्ष भएको देखाउँछ । यसरी क्रमिक रुपमा दक्षिणबाट उत्तरतिर चिसो हुने प्रकृया चट्टानहरु दोस्रो पटक परिवर्तन भइसकेपछि बनेका नयाँ संरचनाहरूसँग सम्बन्धित भएको पाइन्छ । संक्षेपमा काठमाण्डौ न्यापको चट्टानहरु गोसाइकुण्ड न्यापको चट्टानहरु भन्दा पहिले चिसो भएका हुन् ।

काठमाण्डौ तथा गोसाइकुण्ड न्याप दुबैको साभ्ना इम्प्लेसमेन्ट र मेटामर्फिक इतिहास रहेता पनि काठमाण्डौ न्यापको चट्टानहरु पहिले देखि नै चिसिन थालेको देखियो ।

Table des matières

CHAPITRE 1 : CADRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET.....	1
1.1 Cadre géographique	1
1.2 Rappels historiques.....	1
1.3 Évolution géologique de l'Himalaya-Karakorum-Tibet.....	2
1.3.1 Le plateau tibétain	2
1.3.2 Le Karakorum et l'arc insulaire du Ladakh-Kohistan	2
1.3.3 L'Himalaya.....	5
1.3.3.1 La zone de suture de l'Indus-Tsangpo	5
1.3.3.2 Le Haut-Himalaya	5
1.3.3.3 Le "Bas-Himalaya"	10
1.3.3.4 Le Sub-Himalaya	11
1.3.4 Les granites du Transhimalaya et de l'Himalaya.....	12
1.4 Contraintes géophysiques et modèles d'évolution tectonique tertiaire du Sud-Est asiatique.....	14
 CHAPITRE 2 : GÉOLOGIE DU SECTEUR ÉTUDIÉ	18
Introduction	18
2.1 Le Moyen Pays népalais	21
2.1.1 <i>Moyen Pays Inférieur</i>	28
2.1.1.1 Les formations de Kunchha	28
2.1.1.2 Les quartzites de Ghandrung-Tanhu.....	30
2.1.2 <i>Le Moyen Pays Supérieur</i>	31
2.1.2.1 Les schistes et grés-schistes gris bleutés	31
2.1.2.2 Les quartzites, dolomies, schistes sombres rubanés.....	31
2.1.2.3 Les dolomies de Dhading	32
2.1.2.4 Les schistes et calcschistes sombres de Benighat	34
2.1.2.5 Les dolomies et calcaires supérieurs.....	36
2.1.2.6 Les schistes et grès de Damauli	37
2.1.2.7 Les quartzites de Singla	37
2.1.2.8 Les gneiss œillés d'Ulleri.....	38
2.1.3 <i>Comparaison lithostratigraphique au Népal central</i>	38
2.1.4 <i>Age et extension des formations du Moyen Pays himalayen</i>	38

Table des matières

2.2 La nappe de Katmandou	42
2.2.1 Le groupe de Bhimphedi	42
2.2.2 Le groupe de Phulchauki	49
2.2.3 La pegmatite de Nardanda	53
2.2.4 L'âge des formations de la nappe de Katmandou.....	54
2.3 La nappe du Gosainkund	54
2.3.1 Descriptions des différentes coupes	55
2.3.1.1 Coupe lithologique de la vallée de la Melamchi khola	55
2.3.1.2 Coupe lithologique de la vallée de l'Indrawati khola	60
2.3.1.3 Coupe lithologique dans la vallée de la Tadi khola.....	61
2.3.1.3 Coupe lithologique entre la vallée de la Sindhu khola et le Lachche Danda (près de Ranipauwa)	62
2.3.1.4 Coupe lithologique entre la vallée de la Likhu khola et le Sheopuri-Budhanilkantha	64
2.3.2 Synthèse lithologique	64
2.3.3 Comparaison avec régions voisines.....	66
2.4 Conclusion	69

CHAPITRE 3 : STRUCTURE ET DÉFORMATION.....70

3.1 Travaux antérieurs	70
3.2 Évolution tectonique de la région étudiée	72
3.2.1 Buts et méthodologie.....	72
3.2.2 Analyses des structures et de la déformation.....	76
3.2.2.1 Les chevachements.....	76
Le Main Central Thrust (MCT).....	76
Le Mahabharat Thrust (MT)	79
3.2.2.2 Les déformations syn-métamorphiques	80
3.2.2.3 Les déformations post-métamorphiques	82
3.2.2.3.1 Le Moyen Pays népalais	82
3.2.2.3.2 La nappe de Katmandou	85
3.2.2.3.3 La nappe du Gosainkund	87
3.2.2.3.4 Chronologie des épisodes de déformations récentes .	89

CHAPITRE 4 : ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

4.1 Évolution métamorphique du Népal central	92
4.1.1 Introduction	92
4.1.2 Métamorphisme inverse et granites du Haut-Himalaya	95
4.2 Caractères métamorphiques de la région étudiée.....	96

Table des matières

4.2.1 Buts et méthodes de l'étude	96
4.2.2 Assemblages des minéraux dans les unités.....	97
4.2.2.1 Le Moyen Pays népalais	97
4.2.2.2 La nappe de Katmandou	97
4.2.2.3 La nappe du Gosainkund	98
4.2.3 Zonation métamorphique	99
4.2.3.1 Le Moyen Pays népalais	103
4.2.3.2 La nappe de Katmandou	105
4.2.3.3 La nappe du Gosainkund	106
4.2.4 Chimie des minéraux.....	109
4.2.5 Thermobarométrie.....	124
4.2.6 Conclusion.....	141

CHAPITRE 5 : PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES GNEISS ET DES GRANITES.....142

5.1 Introduction	142
5.2 Gisement et pétrographie des gneiss	142
5.2.1 Gneiss oeuillés d'Ulleri	142
5.2.2 Gneiss oeuillés de la nappe de Katmandou	144
5.2.3 Gneiss oeuillés de la nappe du Gosainkund	145
5.2.4 Gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund.....	146
5.2.5 Paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund.....	146
5.3 Géochimie des gneiss	147
5.3.1 Gneiss oeuillés d'Ulleri	149
5.3.2 Gneiss oeuillés de la nappe de Katmandou	152
5.3.3 Gneiss oeuillés de la nappe du Gosainkund	152
5.3.4 Gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund. Comparaison avec les gneiss oeuillés de cette nappe.....	156
5.3.5 Paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund.....	158
5.4 Pétrographie et géochimie des granites du "Bas-Himalaya"	169
5.4.1 Pétrographie.....	169
5.4.2 Géochimie.....	170
5.5 Comparaison des gneiss oeuillés et des granites du "Bas-Himalaya".....	171

Table des matières

5.6 Discussion et conclusion.....	173
5.6.1 Ages des gneiss et des granites.....	173
5.6.2 Gisement, pétrographie et géochimie comparées des gneiss et granites.....	175
5.6.3 Conclusion.....	182
CHAPITRE 6 : ÉVOLUTION GÉOCHRONOLOGIQUE.....	183
6.1 Travaux antérieurs.....	183
6.2 But de l'étude.....	186
6.3 Datations.....	186
6.3.1 Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	187
6.3.1.1 Principe.....	187
6.3.1.2 Représentation des âges.....	189
6.3.1.3 Signification des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	189
6.3.2 Ages de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des unités étudiées.....	191
6.3.2.1 Méthodologie.....	191
6.3.2.2 Résultats isotopiques.....	191
6.3.2.3 Unités étudiées.....	196
6.3.2.4 Discussion.....	200
6.3.2.5 Conclusion.....	206
6.3.3 Datation U-Pb.....	207
6.3.3.1 Principe.....	207
6.3.3.2 Méthode.....	208
6.3.3.3 Résultats des datations U-Pb sur la pegmatite de Nardanda et les gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund.....	210
6.3.3.4 Discussion des âges U-Pb obtenus.....	212
CHAPITRE 7 : CONCLUSION GÉNÉRALE.....	217
RÉFÉRENCES.....	222
ANNEXES	
PLANCHES PHOTOTGRAPHIQUES	

Liste des figures List of figures

Chapitre 1 Chapter 1

Fig. 1-1 Carte des grands ensembles structuraux du Sud-Est asiatique.....	3
<i>Global structural map of South East Asia (after Tapponnier et al., 1982, and Dewey et al., 1988).</i>	
Fig. 1-2 Carte géologique simplifiée de la partie Nord-Ouest de l'Himalaya et du Karakorum.....	4
<i>Simplified geological map of the north-western part of the Himalaya and Karakorum (after Searle et al., 1989).</i>	
Fig. 1-3 Carte géologique schématique de l'Himalaya, du Kumaon à l'Ouest au Bhutan à l'Est.....	6
<i>Schematic geological map of the Himalaya from Kumaon to the west to Bhutan to the east (after Le Fort, 1986).</i>	
Fig. 1-4 Evolution schématique de la subduction intracontinentale en Himalaya de 30 Ma à actuel.....	7
<i>Schematic evolution of the intracontinental subduction in Himalaya since 30 Ma to present.</i>	
Fig. 1-5 Colonne stratigraphique des Séries Sédimentaires Téthysiennes.....	9
<i>Stratigraphic column of the Tibetan Sedimentary Series (after Colchen et al., 1986).</i>	
Fig. 1-6 La dérive du continent indien vers le Nord.....	15
<i>Drifting of the Indian continent to the north (Tapponnier et al., 1981).</i>	
Fig. 1-7 Coupes schématiques montrant la dérive du continent indien.....	15
<i>Schematic cross sections showing the drifting of the Indian continent (Mattauer, 1975).</i>	
Fig. 1-8 Schémas interprétatifs du poinçonnement d'un bloc de plasticine (plaque eurasiatique) par un poinçon rigide (Inde).....	17
<i>Interpretative model of the indenting of a mass of plasticine (representing the Asian plate) by a rigid block (representing the Indian plate) (after Tapponnier et al., 1982).</i>	

Liste des figures
List of figures

Chapitre 2
Chapter 2

Fig. 2-1 Carte géologique du Népal.	19
<i>Geological map of Nepal (after Upreti and Le Fort, in press).</i>	
Fig. 2-2 Coupe schématique entre Sheopuri et Bhainse Dobhan passant par Katmandou. .20	
<i>Schematic cross section through Kathmandu between Sheopuri and Bhainse Dobhan (after Auden, 1935).</i>	
Fig. 2-3 Coupe schématique au travers des nappes de Katmandou et du Gosainkund.	20
<i>Geological profile through the Kathmandu and Gosainkund nappes showing the "tectonic bridge" proposed by Hagen (1969).</i>	
Fig. 2-4 Coupe géologique au travers des Formations de Katmandou et du Gosainkund. .20	
<i>Geological cross section through the Kathmandu and Gosainkund regions (after Arita et al., 1973).</i>	
Fig. 2-5 Coupe géologique du synclinorium du Mahabharat.	22
<i>Geological profiles through Mahabharat synclinorium (after Stöcklin, 1980).</i>	
Fig. 2-6 Coupe au travers des nappes du Népal central.	23
<i>Cross section across the Central Nepal nappes (after Upreti and Le Fort, in press).</i>	
Fig. 2-7 Carte géologique du Népal central.....	24
<i>Geological map of the central Nepal (after Colchen et al., 1980).</i>	
Fig. 2-8a Fond topographique de la région étudiée.	25
<i>Topographic map of the study area.</i>	
Fig. 2-8b Carte géologique de la région étudiée.....	26
<i>Geological map of the study area.</i>	
Fig. 2-9 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays en Modi khola et en basse Burhi Gandaki.....	27
<i>Lithostratigraphic column of the Nepalese Midland Formations in the Modi khola and lower Burhi Gandaki sections (Pêcher, 1978).</i>	
Fig. 2-10 Colonne lithostratigraphique du complexe de Nawakot.	27
<i>Lithostratigraphic column of the Nawakot Complex (after Stöcklin, 1980).</i>	
Fig. 2-11 Coupe schématique entre Melamchi bazar et la vallée de la Phalangu khola.	29
<i>Schematic cross section between Melamchi bazar and Phalangu khola traversing the nappes of Kathmandu and Gosainkund and the Midland Formations.</i>	

Liste des figures
List of figures

Fig. 2-12 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays dans la vallée de la Phalangu khola	30
<i>Lithostratigraphic column of the Midlands along the Phalangu khola (this study).</i>	
Fig. 2-13 Coupe schématique entre Mahadev Bensi et Kalgerighat (Trisuli Ganga).....	33
<i>Schematic cross section between Mahadev Bensi (Mahesh khola) and Kalgerighat (Trisuli Ganga) (this study).</i>	
Fig. 2-14 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays Supérieur en rive gauche de la vallée de la Trisuli Ganga, au Nord de Galchi (ce travail).	34
<i>Lithostratigraphic column of the Upper Midland Group along the left bank of the Trisuli Ganga, north of Galchi (this study).</i>	
Fig. 2-15 Coupe schématique de la région étudiée entre Raniban (Katmandou) et Chapbote (Likhu khola).	43
<i>Schematic cross section between Raniban (Kathmandu) and Chapbote (Likhu khola) (this study).</i>	
Fig. 2-16 Colonne lithostratigraphique de la nappe de Katmandou (ou complexe de Katmandou).....	46
<i>Stratigraphic column of the Kathmandu nappe (or Kathmandu Complex, Stöcklin, 1980).</i>	
Fig. 2-17 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays Supérieur et de la nappe de Katmandou.....	46
<i>Lithostratigraphic column of the Upper Midland Group and the Kathmandu nappe (this study).</i>	
Fig. 2-18 Coupe géologique de la série fossilifère de Phulchauki.	52
<i>Geologic profile through the fossiliferous Phulchauki Ridge (after Bordet, 1961).</i>	
Fig. 2-19 Coupe schématique entre Godavari et Phulchauki.	52
<i>Schematic cross section between Godavari and Phulchauki (after Bhattarai, 1981).</i>	
Fig. 2-20 Coupe lithostratigraphique de la Dalle du Tibet.....	56
<i>Lithostratigraphic section of the Tibetan Slab (Higher Himalaya) (after Colchen et al., 1980).</i>	
Fig. 2-21 Coupe schématique de la nappe du Gosainkund entre Katmandou et Thare Danda.	56
<i>Schematic cross section of the Gosainkund nappe between Kathmandu and Thare Danda (Gosainkund).</i>	

Liste des figures
List of figures

- Fig. 2-22 Coupe lithostratigraphique de la nappe du Gosainkund entre la Sindhu khola et Lachhe Danda.....63
Lithostratigraphic section of the Gosainkund nappe between Sindhu khola and Lachhe Danda (near Kakani).
- Fig. 2-23 Coupe schématique des niveaux quartzitiques et carbonatés "interstratifiés" dans la Formation I à Ritirbini.67
Schematic cross section of interstratified quartzites and carbonates in the Formation I at Ritirbini (Pêcher, 1978).

Chapitre 3
Chapter 3

- Fig. 3-1 Carte géologique simplifiée du Népal central.....71
Simplified geological map of central Nepal (after Pêcher, 1977).
- Fig. 3-2 Evolution des principaux éléments structuraux de part et d'autre du MCT.73
Evolution of the main structural elements around the MCT (after Pêcher, 1978).
- Fig. 3-3 Carte montrant les différentes zones distinguées dans la région étudiée pour traiter les mesures structurales.....75
Map showing the different zones for the presentation of structural data.
- Fig. 3-4 Carte des trajectoires de foliations métamorphiques dans la région étudiée.....78
Map of metamorphic foliation in the studied area.
- Fig. 3-5 Position de S0 et Sm dans la partie Sud du Moyen Pays.84
Lower hemisphere, equal area stereographic representation of bedding (S0) and schistosity (Sm) from the southern Mildland Group.
- Fig. 3-6 S0 et Sm dans la partie Nord du Moyen Pays.....84
Lower hemisphere, equal area stereographic representation of stratification (S0) and schistosity (Sm) from northern Mildland Group.
- Fig. 3-7 Ensemble des mesures de S0 et Sm faites dans le Moyen Pays.....84
Combined lower hemisphere, equal area stereographic representation of bedding (S0) and schistosity (Sm) from both the southern and northern Mildland Groups.
- Fig. 3-8 Position de Sm dans la partie centrale et Ouest de la nappe de Katmandou.....86
Lower hemisphere, equal area stereographic representation of schistosity (Sm) from central and western Kathmandu nappe.

Liste des figures
List of figures

- Fig. 3-9 Position de Sm dans la partie Est de la nappe de Katmandou (zone NKE).....86
Lower hemisphere, equal area stereographic representation of Sm (schistosity) from the eastern Kathmandu nappe.
- Fig. 3-10 Position de Sm dans la partie Sud de la nappe du Gosainkund (zones NGWS, NGCS et NGES).....88
Lower hemisphere, equal area stereographic representation of Sm (schistosity) from the southern Gosainkund nappe (NGWS, NGCS and NGES zones).
- Fig. 3-11 Position de Sm dans la partie centrale de la nappe du Gosainkund (zone NGCN).88
Lower hemisphere, equal area stereographic representation of Sm (schistosity) from the entral Gosainkund nappe (NGCN zone).
- Fig. 3-12 Position de Sm dans la partie Nord de la zone étudiée de la nappe du Gosainkund (zones NGWN, NGCN et NGEN).....89
Lower hemisphere, eqaua area stereographic representation of Sm (schistosity) from the northern Gosainkund nappe (NGWN, NGCN and NGEN zones).
- Fig. 3-13 Carte des linéations minérales, des linéations d'étirement et des linéations d'intersection dans la région étudiée.90
Map of the mineral, stretching, and intersection lineations of the study area.
- Fig. 3-14 Position des linéations dans la zone étudiée.....91
Comprehensive lower hemisphere, equal area stereographic representation of lineations in the study area.

Chapitre 4
Chapter 4

- Fig. 4-1 Coupe géologique à travers l'Himalaya au Népal central montrant l'extension des différentes zones métamorphiques.93
Geological cross section through the central Nepal Himalaya showing the existence of different metamorphic zones (after Pêcher, 1978; Colchen et al., 1980).
- Fig. 4-2 Explication du métamorphisme inverse.93
Explanation of inverse metamorphism by thrusting of hot Higher Himalaya over cold Midland Formations (after Le Fort, 1975).

Liste des figures
List of figures

Fig. 4-3 Zonation métamorphique du Népal central.	100
<i>Metamorphic zonation in central Nepal (after Colchen et al., 1980; Pêcher and Le Fort, 1986)</i>	
Fig. 4-4 Nature et distribution des principaux minéraux de métamorphisme dans la région étudiée.	101
<i>Nature and distribution of the main metamorphic index minerals in the study area.</i>	
Fig. 4-4a Zonation métamorphique de la région étudiée.....	102
<i>Map of metamorphic zonation of the study area.</i>	
Fig. 4-5 Paragenèses minérales dans cinq zones métamorphiques de température croissante.	104
<i>Mineral parageneses of the five metamorphic zones with increasing temperature.</i>	
Fig. 4-6 Grille pétrogénétique montrant les différentes zones métamorphiques.....	104
<i>Petrogenetic grid showing the metamorphic zones in pressure-temperature space.</i>	
Fig. 4-7 Carte géologique du Népal central montrant la localisation des échantillons utilisés pour les analyses minérales.	110
<i>Geological map of central Nepal showing the location of samples used for mineral chemistry.</i>	
Fig. 4-8 Distribution des biotites du Moyen Pays Supérieur dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).	111
<i>Distribution diagram of biotites from the Upper Midland Group with respect to Si vs. Mg/(Mg+Fe).</i>	
Fig. 4-9 Distribution des biotites de la nappe de Katmandou dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).	111
<i>Distribution diagram of biotites from the Kathmandu nappe with respect to Si vs. Mg/(Mg+Fe).</i>	
Fig. 4-10 Distribution des biotites de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).	113
<i>Distribution diagram of biotites from the Gosainkund nappe with respect to Si vs. Mg/(Mg+Fe).</i>	
Fig. 4-11 Distribution des muscovites du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et celle du Gosainkund dans le diagramme Al ₂ O ₃ -FeO (total).	113
<i>Distribution diagram of muscovites from the Upper Midland Group, the Kathmandu nappe, and the Gosainkund nappe with respect to Al₂O₃-FeO(total).</i>	

Liste des figures
List of figures

Fig. 4-12 Variation de la composition des grenats du Moyen Pays Supérieur et de la nappe du Gosainkund en fonction de leur distance structurale par rapport au MCT. . .	115
<i>Compositional variation in garnets from the Upper Midland Formation and the Gosainkund nappe vs their structural distance from MCT.</i>	
Fig. 4-13a Profil de composition au travers d'un plagioclase (KN299) de la partie basale de la nappe du Gosainkund.....	116
<i>Compositional profile through a plagioclase phenocryst (KN299) from the lower section of the Gosainkund nappe.</i>	
Fig. 4-13b Profil de composition au travers d'un plagioclase (KN522) de la partie supérieure de la nappe du Gosainkund.	116
<i>Compositional profile through a plagioclase phenocryst (KN522) from the upper section of the Gosainkund nappe.</i>	
Fig. 4-14 Distribution des biotites du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).....	118
<i>Distribution diagram of biotites from the Upper Midland Formation, the Kathmandu nappe and the Gosainkund nappe with respect to Mg/(Mg+Fe) vs. Si.</i>	
Fig. 4-15 Distribution des biotites des différentes unités de la région étudiée dans le diagramme Mg/(Mg+Fe)-Ti.....	118
<i>Distribution diagram of biotites from the studied area with respect to Mg/(Mg+Fe) vs. Ti .</i>	
Fig. 4-16 Variation de la teneur en Ti des biotites du Moyen Pays Supérieur et de la nappe du Gosainkund en fonction de leur distance structurale par rapport au MCT. . .	119
<i>Variation in Ti content of biotites from the Upper Midland Formation, and the Gosainkund nappe with reference to their structural distance from the MCT.</i>	
Fig. 4-17 Distribution des biotites des différentes zones métamorphiques de la région étudiée dans le diagramme Mg/(Mg+Fe)-Ti.....	119
<i>Distribution diagram of biotites from the different metamorphic zones from the study area with respect to Mg/(Mg+Fe) vs. Ti.</i>	
Fig. 4-18 Corrélation entre les teneurs moyennes en TiO ₂ des biotites et muscovites d'échantillons du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund.	120
<i>Correlation of the average TiO₂ contents between biotite and muscovite from the Upper Midland Group, the Kathmandu nappe, and the Gosainkund nappe.</i>	

Liste des figures
List of figures

- Fig. 4-19 Corrélation entre les rapports XFe des biotites et muscovites d'échantillons du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund. 120
Correlation of the XFe ratios between biotite and muscovite from the Upper Midland Group, the Kathmandu nappe, and the Gosainkund nappe.
- Fig. 4-20 Distribution des biotites du Moyen Pays au Népal central dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe). 121
Distribution diagram of biotites from the Midland Group, central Nepal with respect to Si vs. Mg/(Mg+Fe).
- Fig. 4-21 Distribution des biotites du Haut-Himalaya au Népal central dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe). 121
Distribution diagram of biotites from the Higher Himalaya, central Nepal with respect to Si vs. Mg/(Mg+Fe).
- Fig. 4-22 Distribution des muscovites du Moyen Pays dans le diagramme Al₂O₃-FeO(total). 123
Distribution diagram of muscovites from the Midland Formation, central Nepal with respect to Al₂O₃ vs. FeO(total).
- Fig. 4-23 Distribution des muscovites du Haut-Himalaya dans le diagramme Al₂O₃-FeO(total). 123
Distribution diagram of muscovites from the Higher Himalaya, central Nepal with respect Al₂O₃-FeO(total).

Chapitre 5
Chapter 5

- Fig. 5-1 Carte géologique simplifiée du Népal central montrant des gneiss ocellés d'Ulleri à l'Ouest du secteur étudié. 143
Simplified geological map of central Nepal showing the augen gneiss of Ulleri to the west of the study area.
- Fig. 5-2 Localisation des échantillons géochimiques prélevés dans le secteur étudié. 148
Location of geochemical samples collected from the study area.
- Fig. 5-3 Distribution des gneiss ocellés du Népal central et des granites de la nappe de Katmandou dans le diagramme Q-P. 150
Distribution of augen gneiss from central Nepal and granites from the Kathmandu nappe in the Q-P diagram.

Liste des figures
List of figures

- Fig. 5-4 Distribution des gneiss ocellés du Népal central et des granites de la nappe de Katmandou dans le diagramme A-B. 150
Distribution of augen gneiss from central Nepal and granites from the Kathmandu nappe in the A-B diagram.
- Fig. 5-5 Distribution des gneiss ocellés du Népal central et des granites de la nappe de Katmandou dans le diagramme Q-B-F. 153
Distribution of augen gneiss from central Nepal and granites from the Kathmandu nappe in the Q-B-F diagram.
- Fig. 5-6 Distribution des gneiss ocellés du Népal central dans le diagramme B-K/(Na+K). 153
Distribution of augen gneiss from central Nepal in the B-K/(Na+K) diagram.
- Fig. 5-7 Distribution des gneiss ocellés du Népal central dans le diagramme B-Q. 154
Distribution of augen gneiss from central Nepal in the B-Q diagram.
- Fig. 5-8 Distribution des gneiss ocellés du Népal central dans le diagramme Mg*-B. 154
Distribution of augen gneiss from central Nepal in the Mg-B diagram.*
- Fig. 5-9 Distribution des gneiss du Népal central dans les diagrammes Rb vs. K₂O (a), Ba vs. K₂O (b) et Sr vs. CaO (c). 157
Distribution of gneiss from central Nepal in the Rb vs. K₂O (a), Ba vs. K₂O (b) and Sr vs. CaO (c) diagrams.
- Fig. 5-10 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-P. 159
Distribution of augen gneiss and granitic gneiss from the Gosainkund nappe in the Q-P diagram.
- Fig. 5-11 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme A-B. 159
Distribution of augen gneiss and granitic gneiss from the Gosainkund nappe in the A-B diagram.
- Fig. 5-12 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-B-F. 160
Distribution of augen gneiss and granitic gneiss from the Gosainkund nappe in the Q-B-F diagram.
- Fig. 5-13 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme B-K/(Na+K). 160
Distribution of augen gneiss and granitic gneiss from the Gosainkund nappe in the B-K/(Na+K) diagram.

Liste des figures
List of figures

Fig. 5-14 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme B-Q.....	161
<i>Distribution of augen gneiss and granitic gneiss from the Gosainkund nappe in the B-Q diagram.</i>	
Fig. 5-15 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Mg*-B.....	161
<i>Distribution of augen gneiss and granitic gneiss from the Gosainkund nappe in the Mg*-B diagram.</i>	
Fig. 5-16 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-P.	162
<i>Distribution of paragneiss and banded gneiss from the Gosainkund nappe in the Q-P diagram.</i>	
Fig. 5-17 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme A-B.	162
<i>Distribution of paragneiss and banded gneiss from the Gosainkund nappe in the A-B diagram.</i>	
Fig. 5-18 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-B-F.	167
<i>Distribution of paragneiss and banded gneiss from the Gosainkund nappe in the Q-B-F diagram.</i>	
Fig. 5-19 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme B-K/(Na+K).	167
<i>Distribution of paragneiss and banded gneiss from the Gosainkund nappe in the B-K/(Na+K) diagram.</i>	
Fig. 5-20 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Mg*-B.	167
<i>Distribution of paragneiss and banded gneiss from the Gosainkund nappe in the Mg*-B diagram.</i>	
Fig. 5-21 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Al/3-Na - Al/3-K.....	168
<i>Distribution of paragneiss and banded gneiss from the Gosainkund nappe in the Al/3-Na vs. Al/3-K diagram.</i>	

Liste des figures
List of figures

Fig. 5-22 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme (Al+Fe+Ti)/3-Na - (Al+Fe+Ti)/3-K.....	168
<i>Distribution of paragneiss and banded gneiss from the Gosainkund nappe in the (Al+Fe+Ti)/3-Na vs. (Al+Fe+Ti)/3-K diagram.</i>	
Fig. 5-23 Distribution des gneiss et des granites du Népal central dans le diagramme Q-P.	179
<i>Distribution of gneiss and granites from central Nepal in the Q-P diagram.</i>	
Fig. 5-24 Distribution des gneiss et des granites du Népal central dans le diagramme A-B.	179
<i>Distribution of gneiss and granites from central Nepal in the A-B diagram.</i>	
Fig. 5-25 Distribution des gneiss et des granites du Népal central dans le diagramme Q-B-F.....	180
<i>Distribution of gneiss and granites from central Nepal in the Q-B-F diagram.</i>	
Fig. 5-26 Distribution des gneiss du Népal central dans le diagramme Al/3-K en fonction de Al/3-Na.	181
<i>Distribution of gneiss from central Nepal in the Al/3-K vs. Al/3-Na. diagram.</i>	
Fig. 5-27 Distribution des granites du "Bas-Himalaya" et des gneiss ocellés de la Formation III du Haut-Himalaya dans le diagramme Al/3-K fonction de Al/3-Na.	181
<i>Distribution of "Lesser Himalaya" granites and Formation III augen gneiss of the Tibetan Slab in the Al/3-K vs. Al/3-Na diagram.</i>	

Chapitre 6
Chapter 6

Fig. 6-1 Modèle général de représentation des données.....	190
<i>General model for the representation of the ⁴⁰Ar/³⁹Ar data.</i>	
Fig. 6-2a Isochrone Ar-Ar.	190
<i>Ar-Ar isochrone.</i>	
Fig. 6-2b Illustration de l'isochrone inverse.....	190
<i>Illustration of the reverse isochrone.</i>	
Fig. 6-3 Carte de localisations des échantillons datés par la méthode ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dans la région étudiée.	194
<i>Location map of samples from the study area used in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating.</i>	
Fig. 6-4 Carte des localisations des âges (en Ma) par la méthode ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar de la région étudiée.	195

Location map of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Ma) in the study area.

Fig. 6-5 Distribution des âges Ar-Ar sur muscovites dans la région étudiée. Les courbes isochrones concernent les âges Ar-Ar..... 199
Distribution of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in muscovites in the study area. Isochrone curves relate to the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages.

Fig. 6-6 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites du Moyen Pays en fonction de l'altitude des prélèvements. 201
Diagram showing the distribution of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in muscovites from the Midland Group with reference to the altitude of sampling.

Fig. 6-7 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites de la nappe de Katmandou en fonction de l'altitude des prélèvements..... 201
Diagram showing the distribution of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in muscovites from the Kathmandu nappe with reference to the altitude of sampling.

Fig. 6-8 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites de la nappe du Gosainkund en fonction de l'altitude des prélèvements..... 204
Diagram showing the distribution of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in muscovites from the Gosainkund nappe with reference to the altitude of sampling.

Fig. 6-9 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites du Moyen Pays, la nappe de Katmandou et de la nappe du Gosainkund en fonction de l'altitude des prélèvements. 204
Comprehensive diagram showing the distribution of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in muscovites from the Midland Formation, the Kathmandu nappe and the Gosainkund nappe with reference to the altitude of sampling.

Fig. 6-10 Distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muscovite 205
Distribution of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the muscovite

Fig. 6-11 Une séquence de diagrammes concordia montrant l'évolution d'un échantillon avec le temps..... 209
A sequence of concordia diagrams showing the evolution of a sample with time (after Faure).

Fig. 6-12 Carte de localisation des âges (en Ma) obtenus par la méthode U-Pb sur la pegmatite de Nardanda et les gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund 211
Location map of U-Pb ages (Ma) in the Nardanda pegmatite and the gneiss ocellés of the Gosainkund nappe.

Fig. 6-13 Diagramme concordia pour le couple U-Pb des échantillons étudiés 213
Concordia diagram for U-Pb age of the studied samples.

Liste des figures
 List of figures

Chapitre 7
 Chapter 7

Fig. 7-1 Evolution schématique de la région de Katmandou depuis 25 Ma à actuel 220
Schematic evolution of the Kathmandu region since 25 Ma to present.

Liste des tableaux
List of tables

Chapitre 2

Tabl. 2-1 Comparaison des lithostratigraphies au Népal central.....	35
<i>Lithostratigraphic comparasion of the central Nepal Himalaya.</i>	
Tabl. 2-2a Formation de Purana du Moyen Pays et bassin de Vindhyan (d'après Valdiya, 1998).	39
<i>Purana formations of the Lesser Himalaya and Greater Vindhyan Basin (after Valdiya, 1998).</i>	
Tabl. 2-2b Corrélation régionale des séquences sédimentaires du Précambrien et du Cambrien inférieur du Moyen Pays en Asie du Sud (Inde, Pakistan, Népal et Bhutan) (d'après Tewari, 1998).....	40
<i>Regional correlation of the Precambrian and Lower Cambrian Sedimentary sequence of the Lesser Himalaya in South Asia (India, Pakistan, Nepal and Bhutan) (after Tewari, 1998).</i>	
Tabl. 2-2c Stratigraphie du Protérozoïque terminal et du Cambrien inférieur du Moyen Pays en Inde et au Népal (d'après Tewari, 1998).....	41
<i>Treminal Proterozoic and Lower Cambrian Stratigraphy of the Lesser Himalaya of India and Nepal (after Tewari, 1998).</i>	
Tabl. 2-3 Stratigraphie de la nappe de Katmandou.	44
<i>Stratigraphy of the Kathmandu Nappe.</i>	

Chapitre 4

Tabl. 4-1 Composition chimique de grenats du Moyen Pays, de la nappe de Katmandou et de la nappe du Gosainkund.....	122
<i>Chemistry of garnets from the Nepalese Midland formations, the Kathmandu Crystalline Nappe and the Gosainkund Crystalline Nappe.</i>	

Chapitre 5

Tabl. 5-1 Composition chimique et minéralogique des gneiss oeillés d'Ulleri.....	151
<i>Chemical and mineralogical compositions of the Ulleri augen gneiss.</i>	
Tabl. 5-2 Composition chimique et minéralogique des gneiss oeillés de la nappe de Katmandou et du Gosainkund.....	155
<i>Chemical and mineralogical compositions of the augen gneiss of the Kathmandu Crystalline Nappe.</i>	
Tabl. 5-3 Composition chimique et minéralogique des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund.....	163

Liste des tableaux
List of tables

Chemical and mineralogical compositions of the granitic gneiss of the Gosainkund Crystalline Nappe.

- Tabl. 5-4 Comparaison des gneiss oeillés de la nappe du Gosainkund avec une sélection de quatre échantillons de gneiss granitiques. 164
Comparasion of augen gneiss from the Gosainkund Crystalline Nappe with selected granitic gneiss.
- Tabl. 5-5 Composition chimique et minéralogique des paragneiss et des gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund..... 165
Chemical and mineralogical compositions of the paragneiss and banded gneiss of the Gosainkund Crystalline Nappe.
- Tabl. 5-6 Compositions chimique et minéralogique moyennes des différents faciès des granites de la nappe de Katmandou et des gneiss oeillés de la Formation III du Haut-Himalaya..... 172
Average chemical and mineralogical compositions of the different facies of granites from the Kathmandu Nappe and the Formation III augen gneiss from the Tibetan Slab.
- Tabl. 5-7 Comparaison des compositions chimique et minéralogique moyennes des gneiss et des granites du Népal central. 177
Comparasion of an average chemical and mineralogical compositions of the gneiss and granites from central Nepal.

Chapitre 6

- Tabl. 6-1 Age obtenus par différentes méthodes au Népal central. 184
Ages obtained by different methods in central Nepal.
- Tabl. 6-2 Ages obtenus dans la région étudiée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite 195
Ages obtained by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method in the study area.
- Tabl. 6-3 Ages obtenus dans la pegmatite de Nardanda et les gneiss oeillés de la nappe du Gosainkund par la méthode U-Pb..... 210
Ages obtained by the U-Pb method in the Nardanda pegmatite and the augen gneiss of Gosainkund Nappe.

Liste des planches

Moyen Pays

- Planche 1-photo 1 : Les plis post-métamorphiques dans les schistes verts à intercalations de grauwackes de la formation de Kunchha (ici au village de Gerku, flanc gauche de la vallée de Phalangu khola). Parfois, des boudins de quartz, étirés dans le plan de foliation, sont recoupés par des veines de quartz perpendiculaires à la foliation, lesquelles sont elle-même recoupées par d'autres veines.
- Planche 1-photo 2 : Lame mince dans un grauwacke à Qz, Pl, Ms, Chl, Tr, de la formation de Kunchha (village de Gerku, flanc gauche de la vallée de Phalangu khola).
- Planche 2-photo 3 : Passage progressif entre les dolomies de Dhading (à gauche) et les schistes noirs de Benighat (à droite). Versant gauche de la Trisuli Ganga, à Kaljeri.
- Planche 2-photo 4 : Veines de quartz très fortement étirées dans la schistosité. Schistes noirs et quartzites grises et noires de la formation des schistes noirs de Benighat, versant droit de la vallée de Tadi khola, non loin du MCT.
- Planche 3 -photo 5: Schistes à deux micas, Gr, St ante à syn-MCT, localement rétro-morphosés en chlorite. Les grenats ont une structure rotationnelle. Lame mince provenant de la vallée de Mailung khola.
- Planche 3 -photo 6 : Affleurement de gneiss oeillés d'Ulleri. Localité de Gairigaon, au Nord du confluent de la Tadi khola et de la Likhu khola. Les gneiss sont intensément déformés et étirés.

Nappe de Kathmandou

- Planche 4 -photo 7 : Lame mince dans des schistes à deux micas, Gr, St, de la formation de Raduwa. Grenat à structure rotationnelle, à inclusions de quartz et de muscovite. De la chlorite tardive se développe localement dans la foliation et autour du grenat (rive droite de la rivière Malekhu).
- Planche 4 -photo 8 : Quartzite à deux micas et grenat de la formation de Kalitar en lame mince. Grenat à structure rotationnelle à inclusions de Qz, Bt, opaques. Chlorite tardive localement développée (rive gauche de la rivière Malekhu).
- Planche 5 -photo 9 : Gneiss oeillé à deux micas, Qz, feldspaths, provenant du versant en rive droite de la rivière Malekhu, dans lequel les feldspaths potassiques ont une forme rectangulaire à ovoïde.
- Planche 5 -photo 10 : Association à Qz, Fk, Pl, Bt, Ms et Tr dans des gneiss oeillés à gros yeux de feldspath potassique de la vallée de la Bagmati.

Planche 6-photo 11: Plis dans la formation de Kulekhani, lit de la rivière Malekhu.

Planche 6-photo 12 : Métagrés de la formation de Tistung en lame mince, échantillonnés sur la route de Katmandou à Trisuli. La foliation est portée par les micas, le quartz et les plagioclases.

Planche 7-photo 13 : Métagrés de la formation de Sopyang en lame mince, échantillonnés sur la route de Katmandou à Trisuli. La foliation est portée par les micas, le quartz et les plagioclases.

Planche 7-photo 14 : Filons de pegmatite à Qz, feldspaths, Ms, Tr, parallèles à la foliation, dans les gneiss oillés de la nappe du Gosainkund, recoupés obliquement par une autre pegmatite. Photo prise à Budhanilkantha.

Nappe du Gosainkund

Planche 8-photo 15: Yeux de feldspath potassique dans les gneiss oillés au col de Golbhanjyang.

Planche 8-photo 16 : Grenat en inclusion dans un feldspath déformé. Paragneiss de la rivière Ghyllthum.

Planche 9-photo 17 : Plis de crénulation post-métamorphiques dans les paragneiss de la rivière Ghyllthum.

Planche 9-photo 18 : Lentilles centimétriques de sillimanite dans les paragneiss de la partie supérieure de la nappe du Gosainkund. Rive gauche de la Melanchi.

Planche 10-photo 19 : Plis post-métamorphiques dans les migmatites. Col de Tharepate.

Planche 10-photo 20 : Détermination du sens de cisaillement dans des paragneiss à deux micas et grenat provenant de la base de nappe, le long de la vallée de la Phalangu.

Planche 11-photo 21 : Remplacement du disthène par la sillimanite dans les paragneiss à deux micas, Gr, Sill, Ky. Lame mince, vallée de la Tadi.

Planche 11-photo 22 : Gneiss à yeux centimétriques de feldspath potassique, village de Kumari, rive droite de la Kalphu khola.

CHAPITRE 1

CADRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET

CHAPITRE 1

CADRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET

1.1 Cadre géographique

C'est en Himalaya que l'on rencontre les reliefs les plus spectaculaires du monde avec des sommets de plus de 7000 m situés entre les longitudes 70°E et 100°E et les latitudes 30°N et 40°N. L'Himalaya s'allonge selon une direction NW-SE et forme un arc à convexité Sud d'environ 2500 km. Les limites de l'Himalaya sont : le continent indien au Sud, le Tibet au Nord, l'Indou Koush et le Karakorum à l'Ouest et l'Assam à l'Est. Le Nord de l'Himalaya comprend 10 sommets de plus de 8000 m; le plus haut plateau du monde, le Tibet, couvre une surface de 700,000 km² à une altitude moyenne d'environ 5000 m.

Des grands rivières comme la Koshi, la Gandaki, la Karnali prennent leur source au Tibet puis incisent profondément la chaîne himalayenne du Népal avant d'arriver dans la plaine indo-gangétique et finalement de se jeter dans le Gange.

1.2 Rappels historiques

Les premières reconnaissances géologiques débutent avec la mission de Strachey (1851) et Oldham (1883) a noté pour la première fois une inversion métamorphique en Himalaya. Emile Argand (1924) a proposé une interprétation moderne de la tectonique de l'Asie avec un modèle de poinçonnement entre l'Inde et l'Asie. Dans son modèle, il explique la formation de l'Himalaya en montrant l'importance des chevauchements intracontinentaux dans la formation des chaînes de montagne. D. N. Wadia (1928) a bien étudié la partie Nord-Ouest de l'Himalaya pendant 40 ans. A partir des années 1950, le Népal s'ouvre progressivement aux alpinistes. Hagen a commencé à étudier la géologie dans tout le Népal à partir de 1950 et a commencé à écrire ses travaux sans jamais malheureusement en achever la publication (Hagen, 1951 et 1969). Il a commencé son étude de la région de Katmandou et publié son premier travail sur l'existence des nappes de Katmandou et de Nawakot en 1951. Lombard (1958) suggère pour la première fois que le cristallin du Haut-Himalaya forme une grande pile métamorphique unique appelée la Dalle du Tibet, qui est limitée par un chevauchement majeur : le Main Central Thrust (MCT) défini par Heim et Gansser (1939). En 1957, une mission géologique japonaise organisée par Hashimoto a étudié la géologie de la région du Manaslu entre Burhi Gandaki et Marsyandi dans l'Ouest Népal. Bordet participe en 1954 à la première expédition française au Makalu, à l'Est du Népal et publie en 1956 et 1961 la première

synthèse géologique du Népal oriental. En 1964, Gansser publie son livre "Geology of the Himalaya" et produit la première carte géologique complète de l'ensemble de la chaîne. Frank et Fuchs (1970), Fuchs et Frank (1970) ont étudié la géologie de la partie Ouest du Népal. Depuis les années 1970, la théorie de la tectonique des plaques a fait de l'Himalaya un modèle de chaîne de collision continent-continent (Dewey et Bird, 1970; Le Fort, 1971).

Plusieurs chercheurs étudient la ceinture Himalaya-Karakorum-Tibet suivant différentes approches, afin de mieux comprendre l'histoire de la collision Inde-Eurasie. Nous allons vous présenter ces différents travaux.

1.3 Evolution géologique de l'Himalaya-Karakorum-Tibet

1.3.1 Le plateau tibétain

Des études paléontologiques, sédimentologiques, tectoniques, géochimiques isotopiques, paléomagnétiques ont mis en évidence l'accrétion de micro-blocs à la marge eurasiatique avant la collision de l'Inde-Asie (Pozzi *et al.*, 1972; Burg, 1983; Allègre *et al.*, 1984; Sengör, 1984; Dewey *et al.*, 1988). Ces micro-blocs sont séparés par de multiples zones de sutures (Chang et Pan, 1981). Trois grands blocs du Nord au Sud sont reconnus (Fig. 1-1) :

- le bloc de Songban-Ganzi, est séparé du bassin du Tarim au Nord, par la suture du Kunlun-Qinling (KQS) et la faille senestre de l'Altyr Tagh. Il est rattaché à la marge eurasiatique pendant le Permo-Trias;
- le bloc de Quiangtang, est accréte au bloc de Songban-Ganzi à la fin du Trias après la subduction vers le Sud de la Paléo-Téthys;
- le bloc de Lhasa est limité au Nord par la suture de Bangong (BS) et au Sud par celle de l'Indus-Tsangpo (ITS). Le plutonisme du batholite du Gangdese, daté entre 113 et 40 Ma, est situé à la bordure méridionale de ce bloc. La chaîne du Transhimalaya est le témoin de la subduction de la Néo-Téthys sous le bloc de Lhasa (Debon *et al.*, 1981, 1986; Maluski *et al.*, 1982; Honegger, 1983; Schärer, 1984). La fermeture de l'océan Néo-Téthysien donne naissance à la suture de l'Indus-Tsangpo.

1.3.2 Le Karakorum et l'arc insulaire du Ladakh-Kohistan

A l'Ouest de la chaîne Himalayenne, le Karakorum forme un ensemble montagneux accréte à la plaque indienne au cours de la collision. Sa limite Nord pourrait être la suture crétacée de Rushan-Pshart (Shvolman, 1978) et sa limite Sud est la suture de Shyok. Au Sud de cette suture, le complexe de l'arc du Kohistan-Ladakh d'âge

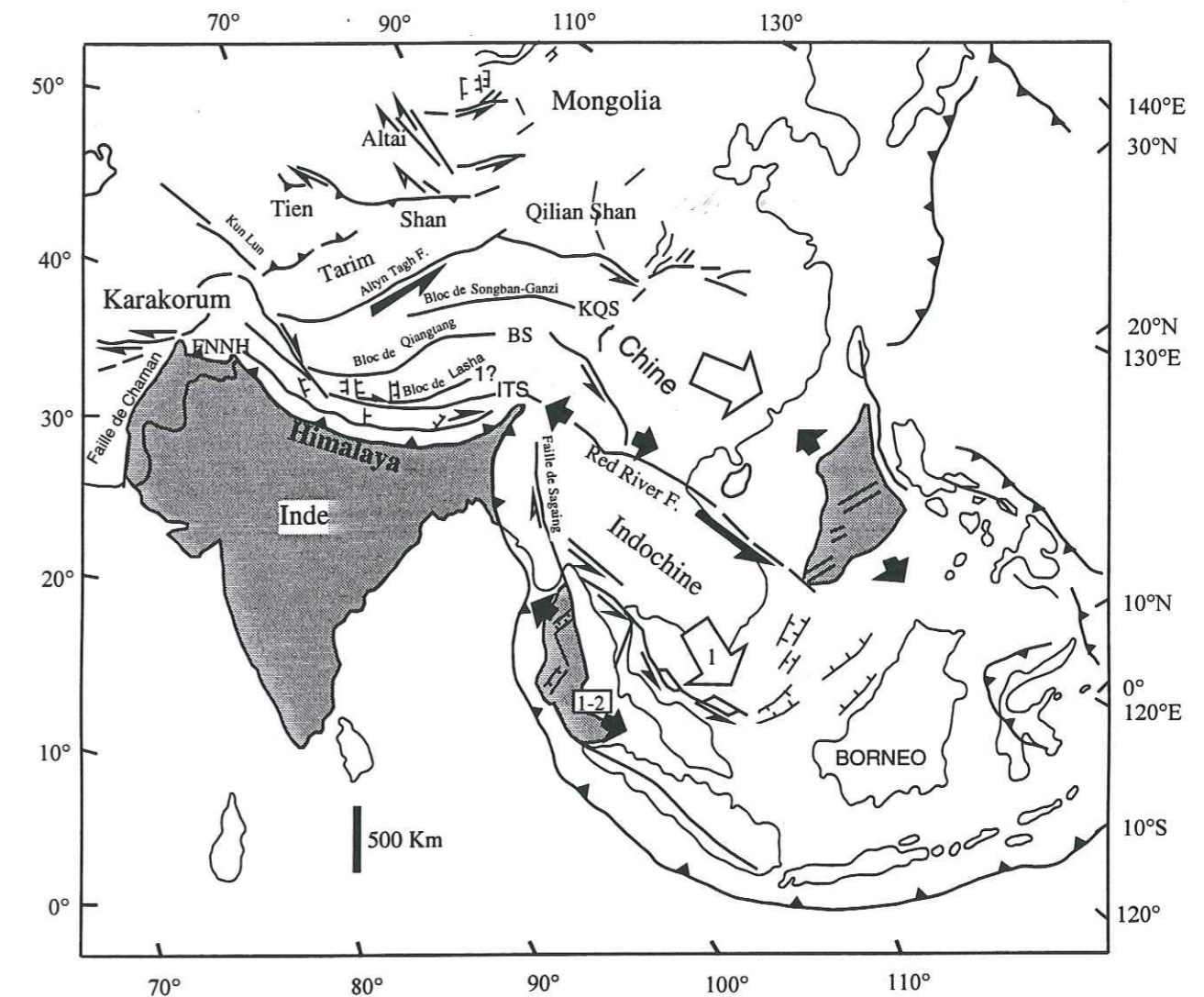


Fig. 1-1 Carte des grands ensembles structuraux du Sud-Est asiatique (d'après Tapponneier *et al.*, 1982 et Dewey *et al.*, 1988). FNNH: Faille Normale Nord Himalayenne, ITS: suture de l'Indus-Tsangpo; BS: suture de Bangong; KQS: suture du Kunlun-Qinling.

jurassique à crétacé, est divisé en deux segments (Fig. 1-2) : le Kohistan et le Ladakh qui sont séparés par l'éperon himalayen du Nanga-Parbat (Coward *et al.*, 1986).

La collision entre l'arc du Kohistan et la plaque indienne induit un épaissement crustal au niveau du Karakorum entre 110 et 90 Ma (Debon *et al.*, 1986, 1987, 1996). Elle est suivie par la collision avec la marge eurasiatique pendant l'Éocène. Au Nord du Pakistan, on trouve des roches haute-pressure éclogitiques et granulitiques datées à environ 50 Ma (Pognante et Spencer, 1991; Pognante *et al.*, 1993; Tonarini *et al.*, 1993). Cet événement est suivi par un métamorphisme lié à l'épaississement crustal dans le Sud du Karakorum entre 36 et 45 Ma (Rex *et al.*, 1988). Des granites post-tectoniques non déformés datés à 36-34 Ma ont été reconnus (Searle *et al.*, 1989), mais le granite majeur

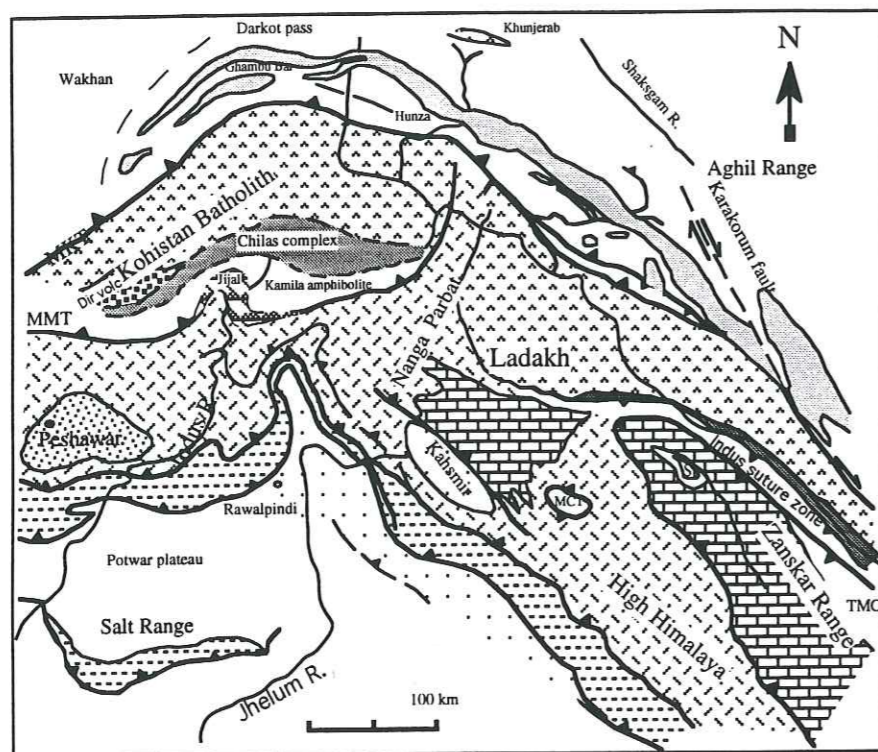


Fig. 1-2 Carte géologique simplifiée de la partie Nord-Ouest de l'Himalaya et du Karakorum (d'après Searle *et al.*, 1989). MKT: Main Karakorum Thrust; MMT: Main Mantle Thrust; MFT: Main Frontal Thrust; MCT: Main Central Thrust; TMC: Tso Morari Complex; Sp: ophiolite de Spontang.

post-tectonique du Baltoro s'est mis en place autour de 21 Ma (Debon *et al.*, 1987; Searle *et al.*, 1989). Le magmatisme se poursuit jusqu'à nos jours avec notamment l'épisode syénitique d'Hemasil vers 9 Ma (Lemennicier, 1996; Lemennicier *et al.*, 1996; Villa *et al.*, 1996).

Le Main Mantle Thrust (MMT) marque la suture entre la plaque indienne et l'arc de Kohistan où la plaque indienne subducte sous l'arc du Kohistan pendant l'orogène tertiaire. Le MMT est plissé et subit une rotation du fait du soulèvement du Nanga-Parbat. Dans la chaîne du Karakorum, on peut observer une exhumation très rapide de plus de 10 km (Zeitler, 1985; Treolar *et al.*, 1989) à laquelle est associée un magmatisme leucogranitique (10 à 1 Ma). Elle est consécutive à une décompression rapide dans la région du Nanga-Parbat (Zeitler et Chamberlain, 1991).

1.3.3 L'Himalaya

La chaîne himalayenne est divisée du Nord au Sud en quatre grands ensembles (Fig. 1-3) :

- la zone de suture de l'Indus-Tsangpo
- le Haut-Himalaya
- le "Bas-Himalaya"
- le Sub Himalaya ou Siwalik

1.3.3.1 La zone de suture de l'Indus-Tsangpo

Cette zone est limitée par le bloc de Lhasa au Nord et l'Himalaya au Sud. La série sédimentaire de Xigaze constituée de turbidites, associées à un mélange tectonique océanique, témoin d'un prisme d'accrétion Néo-téthysien. Les complexes ophiolitiques de type Xigaze d'une unité de flyschs épimétamorphiques du Trias-Lias témoignent d'une subduction intra-océanique datée à 110 Ma (Burg *et al.*, 1987; Girardeau *et al.*, 1989). L'ensemble de ces unités présente une tectonique polyphasée à vergence sud (Burg, 1983).

1.3.3.2 Le Haut-Himalaya

Des accidents majeurs séparent cette zone en trois grandes unités superposées du Nord au Sud (Fig. 1-4).

- L'unité septentrionale

Cette unité est constituée au Nord par un flysh à blocs du Maestrichien transgressif (Bassoulet *et al.*, 1983) sur les nappes de flysh du Trias-Lias. L'ensemble chevauche les schistes, et calcschistes d'âge Paléozoïque inférieur à Crétacé supérieur (Wang *et al.*, 1981). Cette unité est affectée par une tectonique polyphasée à vergence Sud dans l'anchizone ou l'épizone (Burg, 1983). Cette tectonique précoce serait à vergence Nord dans la partie occidentale de la chaîne Zaskar (Steck *et al.*, 1993). Dans la région de Kangmar, la base de cette unité a subi un métamorphisme de moyenne pression et température contemporain d'un chevauchement vers le Sud sur les Séries Sédimentaires téthysiennes. L'âge de ce chevauchement de Kangmar est probablement anté 20 Ma (Burg *et al.*, 1987).

Fig. 1-3 Carte géologique schématique de l'Himalaya, du Kumaon à l'Ouest au Bhoutan à l'Est (d'après Le Fort, 1986, in France-Lanord, 1987). Les chiffres indiquent la position de différents massifs appartenant à la ceinture des leucogranites du Haut-Himalaya: 1- Badrinath, 2- Api, 3- Mustang, 4- Manaslu, 5- Shisha-Pagma, 6- Nyalam, 7- Everest-Makalu, 8- Gabug, 9- Chung, 10- Golphu La, 11- Monlakarchung-Pasamlum.

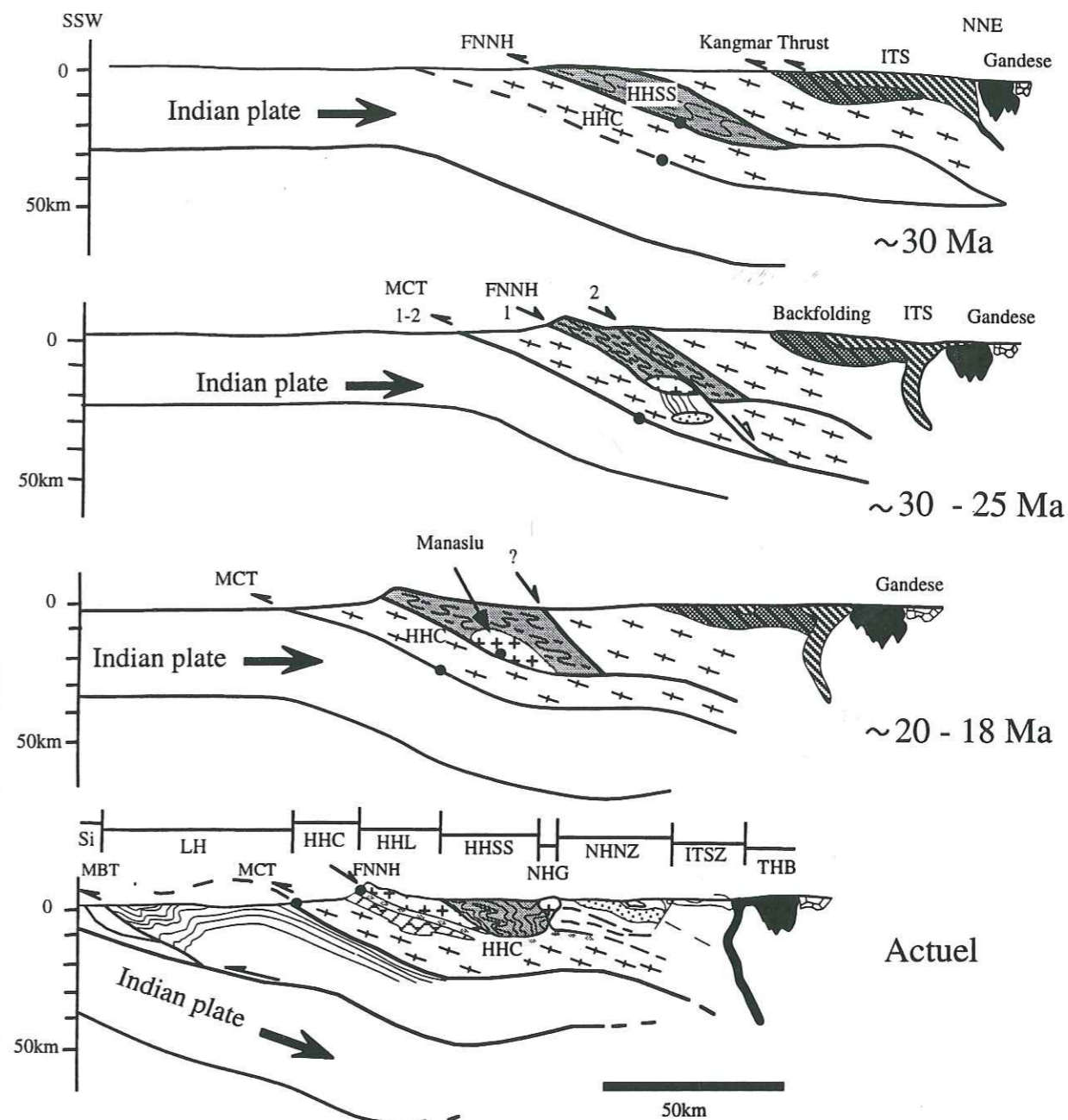
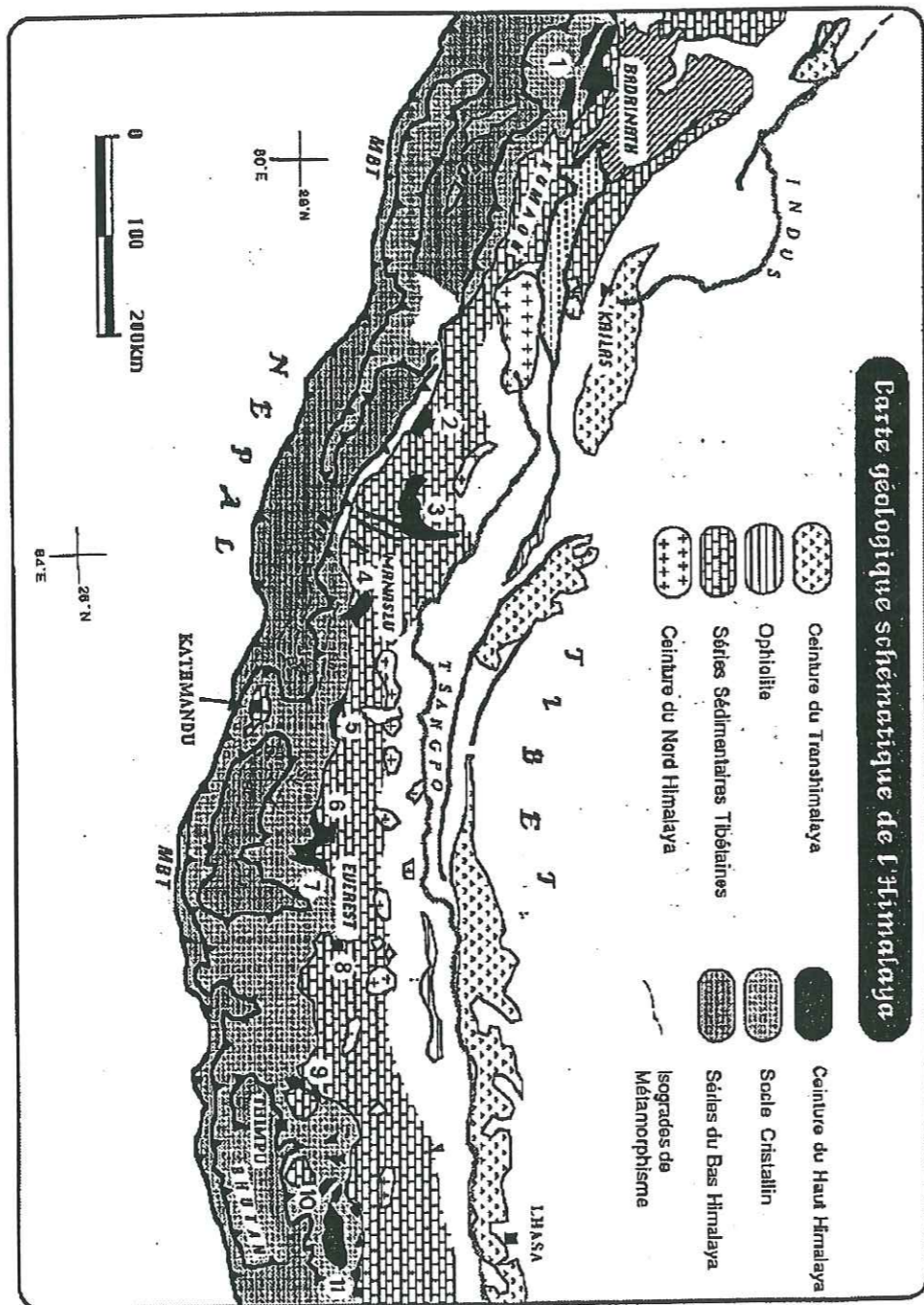


Fig. 1-4 Evolution schématique de la subduction intracontinentale en Himalaya de 30 Ma à actuel (in Guillot, 1993). Redessiné à partir des coupes de Burg (1983), France-Lanord et Le Fort (1988) in Guillot, 1993.

MBT: Main Boundary Thrust; Si: Siwaliks; LH: Bas-Himalaya; MCT: Main Central Thrust; HHCS: Séries Cristallines du Haut-Himalaya; F1: Formation I des HHCS; HHL: Leucogranites du Haut-Himalaya; HHSS: Séries sédimentaires du Haut-himalaya; NHG: Leucogranite Nord Himalayen (Manaslu); NHNZ: Zone des nappes du Nord Himalaya; ITSZ: Zone de Suture de l'Indus-Tsangpo; THB: Batholite du Transhimalaya.

- Les Séries Sédimentaires téthysiennes

Ces séries se développent sur la partie Nord de la plate-forme indienne depuis le Cambrien jusqu'à l'Éocène (Gansser, 1964; Bordet *et al.*, 1975; Le Fort, 1975a; Baud *et al.*, 1984; Colchen *et al.* 1986). Au Paléozoïque inférieur, la marge est probablement déformée et érodée, et les argiles du Cambrien supérieur sont recouvertes par des formations continentales d'âge Ordovicien et Dévonien. Au Permien, les sédiments de la marge sont recouverts par les formations volcaniques de Panjal de type continental-tholéitique, associées à l'ouverture de la Néo-téthys.

Après, l'évolution de la marge téthysienne se poursuit jusqu'à l'Éocène inférieur, interrompu par une phase stable de plate-forme carbonatée du Trias moyen au Jurassique moyen. Ces séries sont structurellement polyphasées. Des plis à vergence sud sont repris dans une tectonique à vergence Nord (Burg, 1983; Caby *et al.*, 1983; Colchen *et al.*, 1986; Burchfiel *et al.*, 1992).

Pendant longtemps on a cru que ces séries reposaient sur les gneiss du Cristallin du Haut-Himalaya. Les nouvelles données montrent que ces séries sont amenées sur les gneiss par l'intermédiaire de la Faille Normale Nord Himalayenne (FNNH) ou South Tibetan Detachment System (STDS) qui est pentée vers le Nord (Caby *et al.*, 1983; Burg et Chen, 1984; Herren, 1987; Pêcher, 1991; Burchfiel *et al.*, 1992). Une datation U-Pb sur une monazite du granite de l'Everest (Rongbuk) recoupant cette faille, donne un âge de 22 Ma (Copeland *et al.*, 1988), âge qui est considéré comme celui du mouvement de la faille. Les granites d'âge Miocène du Haut-Himalaya sont intrusifs dans ces séries (Fig. 1-5).

- Le Cristallin du Haut-Himalaya ou Dalle du Tibet

Reposant sur le Main Central Thrust (MCT), cette unité est une zone très métamorphique constituée de faciès amphibolite et granulite, de migmatite, quartzite, paragneiss, gneiss calcsilicatés, schistes, orthogneiss, gneiss lités en plaquettes. Au Népal central, elle comprend trois formations (Le Fort, 1975a; Colchen *et al.*, 1980, 1986). Selon ces auteurs, La Formation I est un ensemble de schistes et de gneiss ortho et para. Ces derniers sont probablement d'origine sédimentaire détritique. La Formation II est formée d'une alternance de gneiss plus ou moins calciques à débit en plaquettes, avec des quartzites micacées et des marbres purs. La Formation III est constituée de gneiss oillés d'origine granitique et d'âge cambro-ordovicien. L'épaisseur de cette unité est variable, de 4 km à 15 km, et l'épaisseur maximale est connue dans la région du Manaslu (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978). Ces trois formations ont leurs équivalents latéraux au Népal oriental. Dans cette région, Schelling (1987, 1989) a observé les paragneiss de Jungbesi (base de F I) et des migmatites de Rolwaling-Khumbu-

Kangchenjunga (FI supérieur) qui constituent l'équivalent latéral de la Formation I. Des paragneiss intercalés avec des métaquartzites, des marbres et des calcschistes forment les paragneiss de Rolwaling-Khumbu-Kangchenjunga (Gneiss Noirs de Bordet, 1961). Ils représentent l'équivalent de FII. Enfin les gneiss oillés du Kanchanjunga représentent la Formation III.

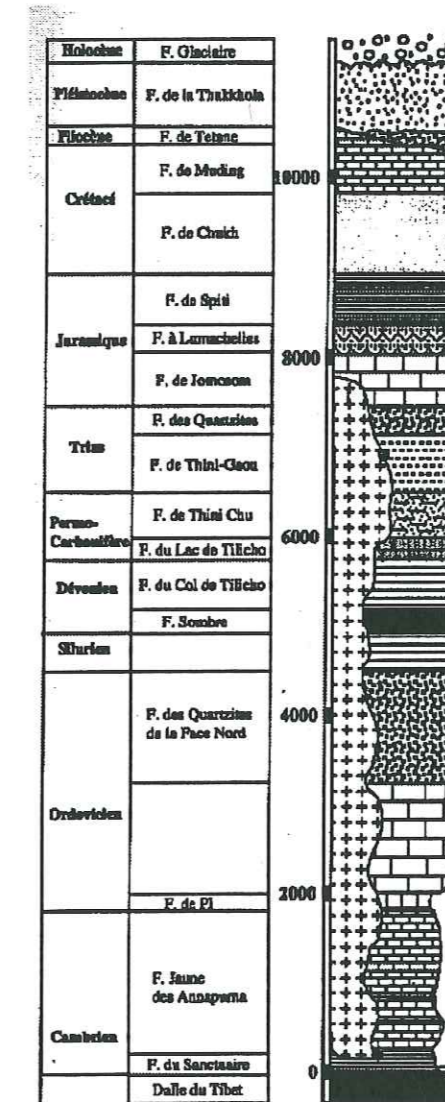


Fig. 1-5 Colonne stratigraphique des Séries Sédimentaires Téthysiennes (d'après Colchen *et al.*, 1986). Le granite du Manaslu (croix) est intrusif depuis les formations du paléozoïque inférieur jusqu'au Trias-Lias.

Le Dalle du Tibet a subi une tectonique polyphasée, et quatre événements majeurs sont connus :

- M0 anté-Paléozoïque reconnu par Pognante *et al.* (1990) au Zaskar;
- M1 éo-himalayen (MP-HP) correspond aux stades finaux de la subduction de la Néotéthys et aux premiers stades de la collision Inde-Asie entre 50 et 30 Ma (Caby *et al.*, 1983; Le Fort, 1986, 1989; Pognante et Spencer, 1991; Pognante *et al.*, 1993);
- M2 himalayen Oligocène-Miocène (MP-HT) associe le métamorphisme inverse au fonctionnement du MCT (Le Fort, 1975a; 1986);
- M3 Miocène à Pliocène (BP-HT) durant lequel le métamorphisme est bien développé dans la partie Est de la chaîne (Burg *et al.*, 1984; Brunel et Kienast, 1986; Pognante, 1992).

Les terrains cristallins du Haut-Himalaya très métamorphique chevauchent les formations, peu à moyennement métamorphisées, du Moyen Pays par le Grand Chevauchement Central syn à post collision ou Main Central Thrust (MCT). Cette disposition montre une pile métamorphique inverse (Bordet, 1961; Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986). Dans la zone du MCT, la structure monoclinale est essentiellement due à la déformation syn-métamorphique (Pêcher, 1978). En fait, la convergence se fait autour de ce chevauchement dans une zone de déformation ductile dans laquelle le métamorphisme et la déformation sont étroitement associés (Bordet, 1961; Le Fort, 1975a; Bouchez et Pêcher, 1976; Pêcher, 1978; Pêcher et Le Fort, 1986; Colchen *et al.*, 1986).

L'âge du mouvement du MCT daté par Hubbard et Harrison (1989) est de 21 Ma par la méthode Ar/Ar sur une hornblende à la base du MCT dans la région de l'Everest. Le MCT présente deux types de géométrie : au Népal central, il correspond à une zone plurikilométrique présentant un gradient de déformation croissante vers le coeur (Pêcher, 1978; Bouchez et Pêcher, 1981) tandis qu'à l'Est et au central Népal, sa réactivation tardive a donné naissance à une succession d'accidents plus ou moins cassants (Brunel et Kienast, 1986; Inger, 1991; Macfarlane *et al.*, 1992).

1.3.3.3 Le "Bas-Himalaya" ou Moyen Pays

Le Moyen Pays népalais est également appelé le "Bas-Himalaya". Il chevauche le Sub-Himalaya par l'intermédiaire du Main Boundary Thrust (MBT) (Krummenacher *et al.*, 1978; Pêcher, 1978). Cette unité est constituée de schistes ± carbonés, phyllites, grès ± schisteux, arkoses, grès-carbonatés, calcaires, dolomies, et des gneiss œillés d'Ulleri. Les formations sédimentaires du Moyen Pays correspondent au complexe de la "nappe de Nawakot" (Hagen, 1969), et plus part à la "série de Kunchha" (Bordet, 1961). Cette unité a été étudiée par de nombreux auteurs (Fuchs et Frank, 1970; Rémy, 1972; Bordet *et al.*, 1972; Hashimoto *et al.*, 1973; Le Fort, 1975a, 1981; Pêcher, 1978, 1989a; Upreti

et al., 1978; Upreti, 1979; Stöcklin, 1980; Upreti *et al.*, 1980; Shrestha, 1981; Arita *et al.*, 1982; 1984; Arita, 1983; Maruo et Kizaki, 1983; Sakai, 1985; Sharma et Kizaki, 1989; Schelling, 1987, 1989; Schelling et Arita, 1991).

Le Fort (1975a), Pêcher (1978), Colchen *et al.* (1980, 1986) divisent le Moyen Pays népalais en deux grandes formations : (a) le Moyen Pays Inférieur (la formation de Kunchha; Bordet, 1961), constitué d'une lithologie monotone comportant des grès et pélites d'âge probablement antérieur à 1,5 Ga (Deniel, 1985; Vidal *et al.*, 1987); (b) le Moyen Pays Supérieur, constitué de lithologies beaucoup plus variées. Le métamorphisme est marqué par un gradient de température croissant vers le haut de la pile métasédimentaire avec apparition successive de la biotite, du grenat, du disthène et du staurotide, caractéristique d'un métamorphisme inverse (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978, 1989a). Stöcklin (1980) distingue deux grandes groupes : groupe inférieur de Nawakot et groupe supérieur de Nawakot, peut-être séparés par une discordance d'érosion. Cette discordance reste cependant problématique (cf. chapitre 2).

1.3.3.4 Le Sub-Himalaya ou Siwalik

Les molasses des Siwalik d'âge Miocène à Pléistocène correspondent à des sédiments d'un ancien bassin d'avant-pays qui a été incorporé à la chaîne. Depuis Medlicott (1864) on distingue classiquement trois unités lithostratigraphiques. A la base, les Siwalik inférieurs sont constitués d'une alternance argilo-gréseuse; au-dessus se trouvent les Siwalik moyens qui sont constitués d'alternances grès-pélitiques; enfin, au sommet, les Siwalik supérieurs sont essentiellement des conglomérats très grossiers avec quelques passées plus argileuses.

Les collines Siwalik sont limitées au Sud par le Main Frontal Thrust (MFT) qui les fait chevaucher sur les sédiments actuels de la plaine indo-gangétique (Gansser, 1964; Mascle et Herail, 1982; Delcaillau, 1986a, b, 1992; Delcaillau *et al.*, 1987; Mugnier *et al.*, 1991, 1992; Tokuoka *et al.*, 1991; Dhital *et al.*, 1995). Les Siwalik sont assimilables à un prisme d'accrétion tectonique intracontinentale (Mascle et Herail, 1982; Delcaillau, 1992). Au Népal, l'étude des Siwalik a été faite par de nombreux auteurs (Auden, 1935; Hagen, 1969; Itihara *et al.*, 1972; West et Munthe, 1981; Mascle et Herail, 1982; Yoshida et Arita, 1982; Munthe *et al.*, 1983; Delcaillau, 1986a, b, 1992; Tokuoka *et al.*, 1986, 1990; Delcaillau *et al.*, 1987; Corvinus, 1988; Mascle *et al.*, 1990; Appel *et al.*, 1991; Hishatomi et Tanaka, 1991; Sah *et al.*, 1991; Tanaka, 1991; Chalaron, 1994; Mugnier *et al.*, 1994; Leturmy, 1997).

1.3.4 Les granites du Transhimalaya et de l'Himalaya

Quatre ceintures de granites ont été reconnues (Debon *et al.*, 1986) :

Les granites du Transhimalaya

Ces plutons forment la ceinture granitique la plus septentrionale. Ils sont bien développés dans l'ensemble Himalaya-Tibet. Les granites et les volcanites associés ont les caractères géochimiques d'une suite subalcaline de zone de subduction, et sont les témoins d'une marge active de type andine. L'âge de ces plutons se situe entre 113 et 40 Ma dans la partie sud du bloc de Lhasa (Debon *et al.*, 1986; Le Fort, 1988).

Les granites du Nord-Himalaya (Granites de Lhagoi Kangri)

Ils sont situés à environ 50 km au Sud de la suture de l'Indus-Tsangpo. Deux types de granite sont connus :

- Les granites du Paléozoïque inférieur (environ 485 Ma), qui sont porphyroïdes, clairs, gneissifiés. Ils sont similaires aux granites du "Bas-Himalaya" (Debon *et al.*, 1981, 1982; Wang *et al.*, 1981) et aux gneiss ocellés de la Formation III de la Dalle du Tibet (Haut-Himalaya) (Le Fort, 1981);
- Les granites Nord himalayens d'âge Miocène (Maluski *et al.*, 1984; Debon *et al.*, 1985; Schärer *et al.*, 1986), qui sont intrusifs dans les Séries Sédimentaires téthysiennes (Burg *et al.*, 1984) et composent des plutons de forme ovoïde. Ils se seraient éventuellement mis en place par diapirisme (Le Fort, 1988).

Les granites du Haut-Himalaya

Les granites forment une ceinture le long de la chaîne Himalayenne. On les trouve au Nanga Parbat, Gangotri-Badrinath, Api, Dolpo-Mugu, Mustang, Manaslu, Shisha Pangma, Nyalam, Everest-Makalu, Gabung, Goplu La, Monlakarchung-Pasamum. Ils sont intrusifs dans les Séries Sédimentaires téthysiennes et sont au sommet du Haut-Himalaya. Les granites du Haut-Himalaya ont été étudiés par de nombreux auteurs (Bordet, 1961; Le Fort, 1973, 1975, 1981, 1988; Dietrich et Gansser, 1981; Vidal *et al.*, 1982, 1984; Deniel, 1985; Deniel *et al.*, 1986, 1987; Le Fort *et al.*, 1987; France-Lanord, 1987; France-Lanord et Le Fort, 1988, France-Lanord *et al.*, 1988; Stern *et al.*, 1989; Scaillet, 1990; Copeland *et al.*, 1990; Scaillet *et al.*, 1990; Inger, 1991; Guillot, 1993; Guillot et Le Fort, 1993; Guillot *et al.*, 1993, 1994; Harris *et al.*, 1993; Le Fort et France-Lanord, 1994; Harrison *et al.*, 1998). Le granite du Manaslu au Népal central est bien étudié par les chercheurs français depuis 1973. Ces granites sont généralement des

leucoadamellites dont la composition varie entre les leucogranodiorites et les leucogranites, pauvres en quartz et peralumineux.

Différentes méthodes ont permis de déterminer leur âge. On trouve ainsi -18,1 ± 0,5 Ma par isochrone Rb-Sr sur roche totale du Manaslu (Deniel, 1985; Deniel *et al.*, 1987), -18,4 à 13,3 Ma par Ar/Ar sur muscovite du Manaslu (Copeland *et al.*, 1990), -18,5 ± 0,2 Ma, par Ar/Ar sur muscovite de l'auréole de contact du Manaslu (Guillot *et al.*, 1994), -15,9 à 15,3 Ma, par Ar/Ar sur muscovite et biotite du Lhotse Nuptse (Villa, 1990), -17,0 à 14,7 Ma par Ar/Ar sur biotite du Manaslu (Copeland *et al.*, 1990), -22,8 ± 0,2 Ma, par Ar/Ar sur amphibole de l'auréole de contact du Manaslu (Guillot *et al.*, 1994), -21,9 ± 0,2 Ma, par U-Pb sur monazite du Makalu (Schärer, 1984), -24,0 ± 0,4 Ma, par U-Pb sur monazite du Makalu (Schärer, 1984), -25,2 ± 0,5 Ma par U-Pb sur monazite du Manaslu (Deniel, 1985; Daniel *et al.*, 1987), -22,9 ± 0,6 Ma, par Th-Pb sur monazite du Larkya La-Manaslu (Harrison *et al.*, 1998), -19,3 ± 0,3 Ma, par Th-Pb sur monazite du Bhimtang-Manaslu (Harrison *et al.*, 1998), -17,6 ± 0,3 Ma, Th-Pb sur monazite du Dolpu-Mugu (Harrison *et al.*, 1998).

Les granites du "Bas-Himalaya"

Une quinzaine de plutons (Mansehra, Mandi, South Almora, Champawat, Dadeldhura, Palung, Simchar, Ipa, Narayan Than, Udayapur) ont été décrits du Pakistan au Népal (Le Fort *et al.*, 1980, 1983, 1986b; Einfalt *et al.*, 1993). Ils sont situés dans la partie frontale de la nappe de Katmandou, ou de ses équivalents occidentaux, géographiquement dans le "Bas-Himalaya", et souvent à proximité du MBT. Ces plutons ont été charriés avec leurs roches encaissantes pendant l'orogénèse alpine (Oligocène-Miocène) (Le Fort *et al.*, 1980, 1983, 1986b; Debon *et al.*, 1986; Le Fort, 1988). Ils sont de type alumineux à deux micas, mésocrates à leucocrates, et ont été datés du Cambro-Ordovicien (Le Fort *et al.*, 1980, 1981, 1983; Beckinsale in Mitchell, 1981; Schärer et Allègre, 1983; Einfalt *et al.*, 1993).

Une description plus détaillée de ces granites, en particulier de ceux de la nappe de Katmandou, est donnée au chapitre 5.

Il existe des gneiss ocellés (gneiss ocellés d'Ulleri) d'âge paléozoïque inférieur ou plus ancien dans le Moyen Pays ou "Bas-Himalaya" (Le Fort et Pêcher, 1974; Pêcher et Le Fort, 1977; Trivedi *et al.*, 1984; Zeitler *et al.*, 1989; Dikshitulu *et al.*, 1995; Punati, 1997). Leur cas sera discuté dans le chapitre 5.

1.4 Contraintes géophysiques et modèles d'évolution tectonique tertiaire du Sud-Est asiatique

L'histoire de la collision Inde-Asie et les structures actuelles de l'Himalaya-Tibet ont pu être contraintes par l'étude géophysique. L'étude des anomalies magnétiques de l'océan Indien et de l'océan Atlantique, montre les mouvements relatifs de l'Inde par rapport à l'Eurasie depuis 110 Ma (Tapponnier *et al.*, 1981) (Fig. 1-6). Les deux plaques se sont rapprochées lentement entre 110-85 Ma jusqu'à l'anomalie 34, puis vers 55-50 Ma l'Inde s'est déplacée rapidement vers le Nord à une vitesse de 18 cm/an entre l'anomalie 34 et l'anomalie 23 (Molnar et Tapponnier, 1975; Klootwijk *et al.*, 1992). Vers 36 Ma (anomalie 13), la vitesse de convergence a brutalement diminué, et c'est une vitesse de convergence de 5 cm/an qui est enregistrée depuis cette période (Fig. 1-6).

Les reconstructions paléomagnétiques ont également été utilisées pour contraindre la direction du mouvement relatif des plaques (Tapponnier *et al.*, 1981; Besse *et al.*, 1984; Lin et Watts, 1988). Comme illustré par Dewey *et al.* (1988), l'Inde s'est déplacée vers le Nord d'environ 3000 km à l'Est et 2000 km à l'Ouest. Ce mouvement correspond à une rotation anti-horaire de l'Inde de 21° par rapport à l'Eurasie (Patriat et Achache, 1984). Le Sud-Tibet se serait déplacé vers le Nord de 2000 km en faisant un mouvement de rotation horaire de 30° (Besse *et al.*, 1984). Leloup (1991) estime la diminution de surface de la marge indienne et du continent eurasiatique à 2,7 millions de km² et 7,3 millions de km² respectivement. Cette surface a été absorbée pendant la collision.

Le raccourcissement en Himalaya est estimé entre 700 et 1000 km, dont 250 à 500 km se situent au niveau des grands chevauchements intracontinentaux (MCT, MBT) (Gansser, 1966; Brunel, 1975, 1983; Pêcher, 1978; Lyon-Caen et Molnar, 1983). Une partie du raccourcissement de la plaque indienne a pu être absorbé par la subduction de la croûte continentale indienne au niveau de l'actuelle suture de l'Indus-Tsangpo (Mattauer, 1975; Lyon-Caen et Molnar, 1983; Besse *et al.*, 1984; Fig. 1-7). La subduction de la plaque indienne sous le Tibet induit un fort épaissement crustal. Hirn (1984) et Molnar (1988) estiment que l'épaisseur de la croûte est de 70 km sous le Sud-Tibet.

Quelques modèles, basés sur des données géologiques et géophysiques, expliquent l'épaississement de la croûte tibétaine.

Un premier modèle considère que l'épaississement de la croûte tibétaine est dû au raccourcissement horizontal lié au poinçonnement de l'Asie par la plaque indienne, et à l'accrétion successive (Permien-Trias, Trias-Jurassique et Jurassique-Crétacé) des trois blocs formant le Tibet (Bassoullet *et al.*, 1981; Chang et Pan, 1981; Burg, 1983; Allègre *et al.*, 1984; Dewey *et al.*, 1988). Il est difficile de savoir si tout ou partie de l'épaississement de la croûte tibétaine résulte de la collision avec l'Inde ou résulte des fermetures successives de la Paléo-Téthys et de la Mésio-Téthys.

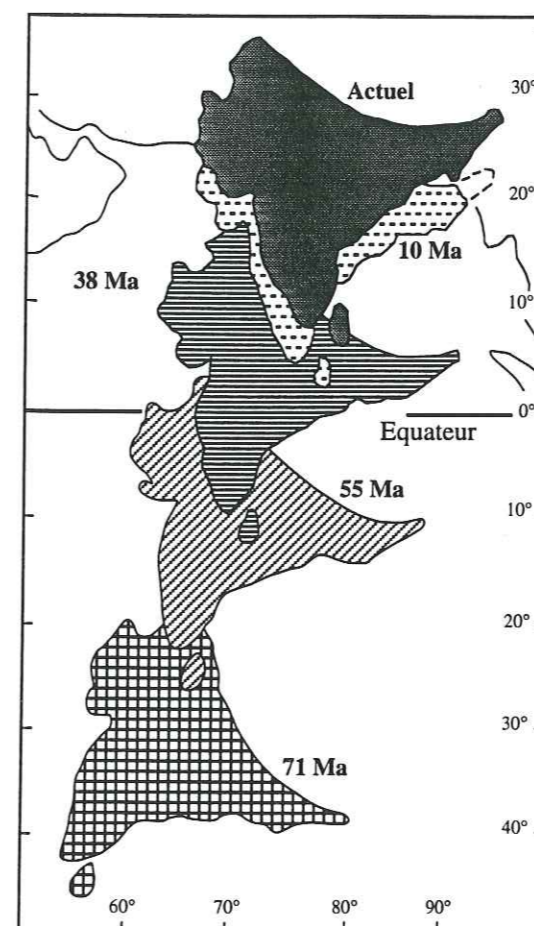


Fig. 1-6 La dérive du continent indien vers le Nord a pu être reconstituée grâce à l'étude des anomalies (d'après Tapponnier *et al.*, 1981). La reconstitution du mouvement montre que l'Inde s'est rapprochée de l'Eurasie d'environ 5000 km avant d'entrer en collision avec elle. De 71 Ma à l'heure actuelle, son coin Nord-Est s'est déplacé de près de 7000 km. Pendant les 30 Ma avant la collision, la vitesse du continent indien était voisine de 10 cm par an. Elle n'est plus que d'environ 5 cm par an.

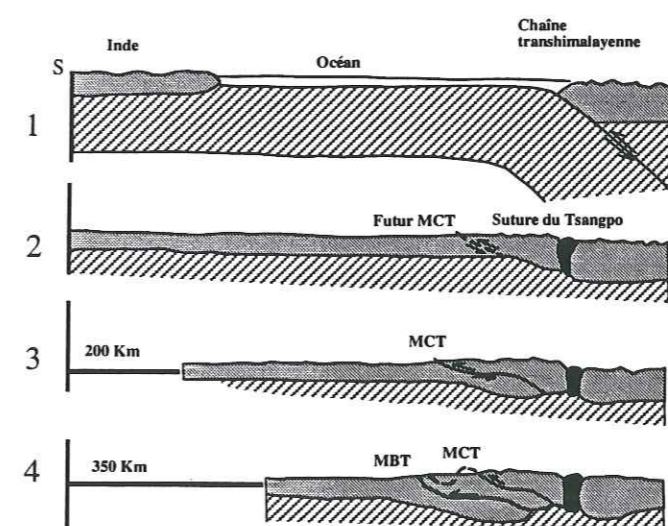


Fig. 1-7 Coupes schématiques montrant la dérive du continent indien et la collision avec l'Eurasie conduisant à la surrection de la chaîne himalayenne (d'après Mattauer, 1975):

1. dérive de l'Inde vers le NNE et subduction sous la chaîne transhimalayenne au Crétacé;
2. fermeture de l'Océan Thétys et collision intracontinentale éocène;
3. début de subduction donnant le MCT à l'Oligo-Miocène;
4. Etat actuel après formation du MBT.

Un second modèle, produit par Mattauer (1986), explique l'épaississement de la croûte par une subduction intracontinentale, celle du continent eurasiatique et par la formation de grands chevauchements intracontinentaux, qui provoquent la formation des reliefs du Pamir, Tien Shan, Kun-Lun, Qilien Shan, et Longmen.

La géométrie et la cinématique de grands décrochements actifs sont compatibles avec un poinçonnement de l'Eurasie par l'Inde et l'extrusion d'une partie de l'Asie qui se déplace vers la marge Est-asiatique considérée comme un bord libre. Ce modèle a été amélioré par les modèles proposés par Tapponnier *et al.* (1982, 1986), Armijo *et al.* (1989), Avouac et Tapponnier (1992). Ceux-ci mettent en évidence l'extrusion de blocs successifs depuis 50 Ma (Fig. 1-8). Dans ces modèles, l'extrusion vers le SE de la partie Sud du bloc de la Sonde et celle de l'ensemble du bloc de la Sonde (ex-Indochinois) sont effectives dès l'Éocène. Le mouvement senestre marqué par la faille du fleuve Rouge dès 25 Ma entre le bloc de la Sonde et le bloc de la Chine du Sud est enregistré à partir des études géochronologiques et géologiques (Tapponnier *et al.*, 1990; Leloup, 1991). Dans ce modèle, l'ouverture de la Mer de Chine en pull apart entre 32 et 17 Ma serait à relier au fonctionnement de la faille du Fleuve Rouge (Tapponnier *et al.*, 1986). Dans un deuxième temps, la faille de l'Altyn Tagh au Nord Tibet et la faille du Karakorum au Sud Tibet sont liées à la faille du Fleuve Rouge qui provoque l'extrusion du Tibet et de la Chine du Sud (Armijo *et al.*, 1989). A cette époque la Faille Normale Nord-Himalayenne au Sud-Tibet joue en décrochement dextre entre les Séries Sédimentaires téthysiennes et les séries du cristallin du Haut-Himalaya (Pêcher, 1991; Pêcher *et al.*, 1991).

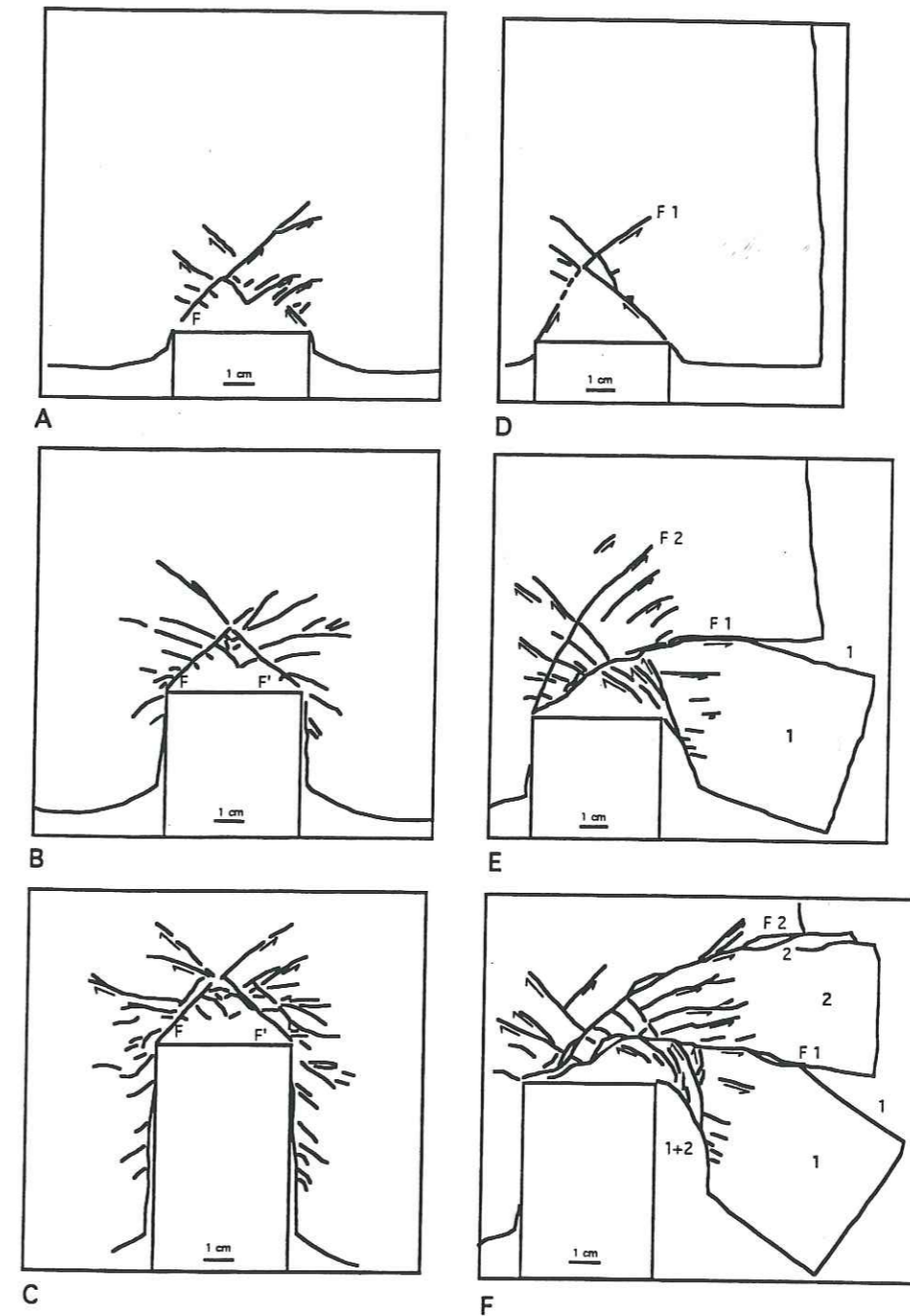


Fig. 1-8 Schémas interprétatifs du poinçonnement d'un bloc de plastiline (plaque eurasiatique) par un poignon rigide (Inde), (d'après Tapponnier *et al.*, 1982). Les accidents F1 et F2 guident l'extrusion successive des blocs 1 et 2 correspondant respectivement au bloc de la Sonde (bolc Indochinois) et à la Chine du Sud. 1, 1+2 et 2 correspondent à l'ouverture des mers de Chine du Sud, d'Adaman et su Nord-Est de la Chine.

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE DU SECTEUR ÉTUDIÉ

GÉOLOGIE DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Introduction

Les régions étudiées, de Katmandou et du Gosainkund (Népal central), sont situées entre les longitudes 84°30' et 85°45' et les latitudes 27°30' et 28°15' (Fig. 2-1). Katmandou, la capitale du Népal, est située au cœur de ces régions, ceci facilitant de travail géologique de terrain. Les études géologiques dans ce secteur ont été menées par de nombreux auteurs (Medlicott, 1875; Auden, 1935; Hagen, 1951, 1969; Hashimoto, 1957, 1959; Bordet *et al.*, 1959; Bordet, 1961; Gansser, 1964; Arita *et al.*, 1973; Joshi, 1973; Stöcklin et Bhattarai, 1977; Stöcklin, 1980; Bhattarai, 1981; Le Fort *et al.*, 1983, 1986b; Inger, 1991; Macfarlane *et al.*, 1992; Morrison *et al.*, 1992; Macfarlane, 1993, 1995; Reddy *et al.*, 1993; Pandey *et al.*, 1995; Amatya et Jnawali, 1996; Johnson et Rogers, 1997; Rai *et al.*, 1997a et b, 1998a, b, et c; Gajurel, 1998; Upreti et Le Fort, sous presse). A l'Est de ce secteur, Bordet (1961), Brunel (1975, 1983), Maruo et Kizaki (1981, 1983), Schelling (1987, 1989), Amatya et Jnawali (1996) ont mené leurs travaux. A l'Ouest de ce secteur, Le Fort et Pêcher (1974), Le Fort (1975, 1981, 1986), Pêcher (1975, 1978, 1979, 1989), Pêcher et Le Fort (1977), Upreti *et al.* (1978, 1980), Upreti (1979, 1990), Colchen *et al.* (1980, 1986), Shrestha (1981), Arita *et al.* (1982, 1984), Sakai (1983, 1985), Sharma *et al.* (1984), Le Fort *et al.* (1986a), Dhital et Kizaki (1987a, b), France-Lanord (1987), Brouand (1989), Gautam (1989, 1990), Kansakar (1992), Pant *et al.* (1992), Guillot (1993), Rai (1993), Rai et Le Fort (1993), Dhital *et al.* (1995), Amatya et Jnawali (1996), Paudel et Dhital (1996), Vannay et Hodges (1996), Kaneko (1997) ont mené des recherches détaillées. Ces travaux sur des zones voisines ont bien sûr une grande importance pour la compréhension lithostratigraphique et tectonique de notre région.

Auden (1935) a fait une coupe géologique entre Sheopuri et Bhainsedobhan (Fig. 2-2) et a identifié, d'après une étude sur les fossiles, les calcaires ordoviciens de Phulchauki. Bordet *et al.* (1959) et Bordet (1961) ont étudié précisément la géologie autour de Phulchauki réalisant notamment une coupe géologique et déterminant de nombreux spécimens fossilifères. Hagen (1951) dans un article préliminaire puis en 1969 propose l'existence de deux nappes au Népal central : la nappe de Katmandou qui regroupe les gneiss du Gosainkund-Langtang, les gneiss de Sheopuri de Katmandou et le cristallin du Bas-Himalaya, et la nappe de Nawakot, sur laquelle repose la première par l'intermédiaire d'un contact tectonique, et qui est formée de sédiments peu métamorphisés. Le Gosainkund représente ainsi un trait d'union cristallin entre le Haut et le Bas-Himalaya ("tectonic bridge" pour Hagen) (Fig. 2-3). Pour Hashimoto (1959) lors

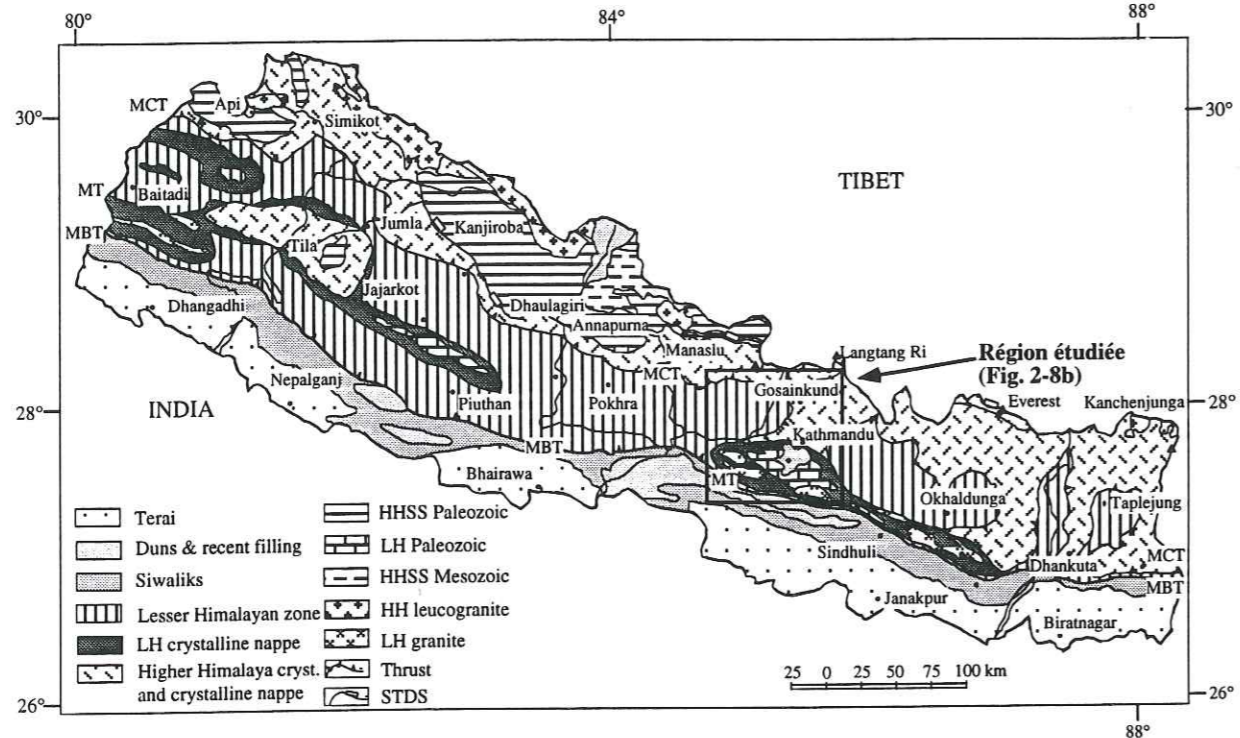


Fig. 2-1 Carte géologique du Népal (d'après Upreti et Le Fort, sous presse). La localisation de la région étudiée est indiquée.

de son étude de la région du Manaslu, la nappe de Katmandou et la nappe de Nawakot constituent une seule série métamorphique, séparée du bassin de Katmandou par la faille de Sheopuri fortement pentée au Nord. Arita *et al.* (1973) suggèrent que le cristallin du Bas-Himalaya de Hagen fait partie des métasédiments du Moyen Pays. Selon ces auteurs, les nappes de Katmandou et de Nawakot n'existent pas. Le contact entre gneiss du Gosainkund-Langtang et la zone du Mahabharat se fait par l'intermédiaire des gneiss injectés de Sheopuri; c'est un contact tectonique mais pas une base de nappe (Fig. 2-4). Brunel (1975) décrit une linéation minérale dans le massif du Mahabharat orientée à N30°E, et la compare à la linéation marquée dans le cristallin du Haut-Himalaya; il en conclut que le cristallin du Mahabharat est une nappe cisailante d'origine septentrionale (Haut-Himalaya). Stöcklin (1980), à la suite de la première cartographie détaillée de la

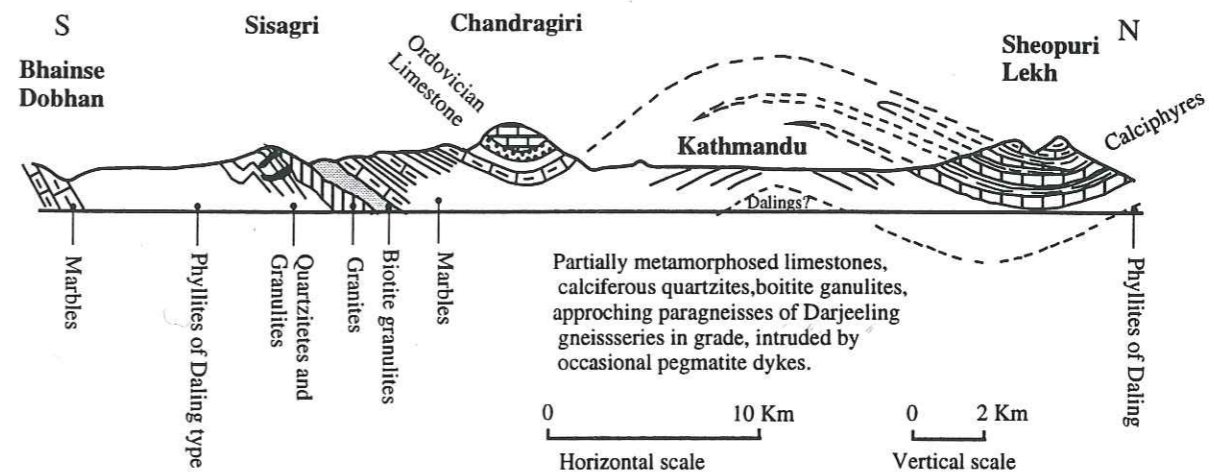


Fig. 2-2 Coupe schématique entre Sheopuri et Bhainse Dobhan passant par Katmandou (Auden, 1935). (In Arita *et al.*, 1973).

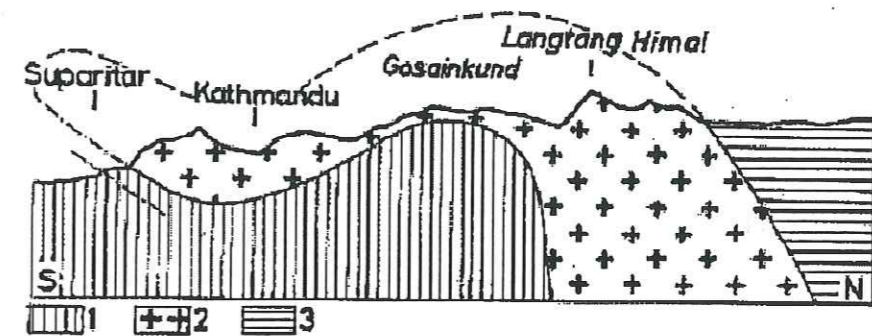


Fig. 2-3 Coupe schématique au travers des nappes de Katmandou et du Gosainkund. Elle montre le "pont tectonique du Gosainkund" proposé par Hagen (1969). (In Arita *et al.*, 1973).

1: Nappe de Nuwakot, 2: Nappe de Katmandou, 3: Zone tibétaine

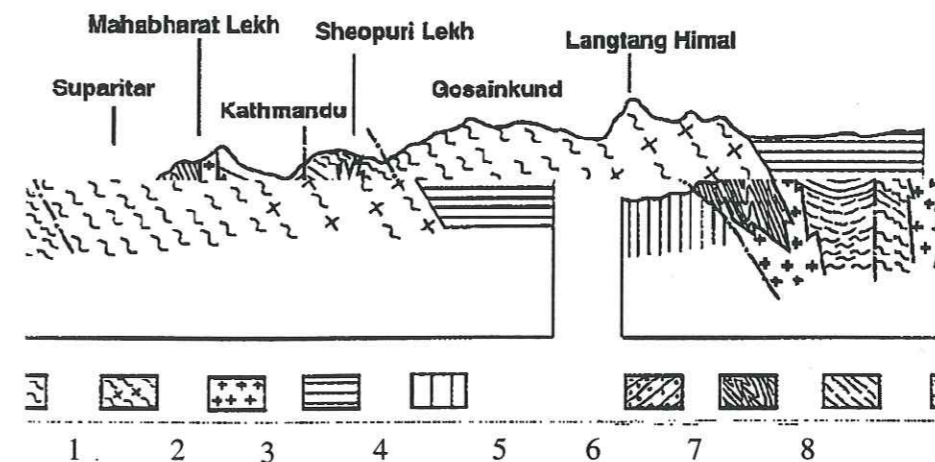


Fig. 2-4 Coupe géologique des régions de Katmandou et du Gosainkund (d'après Arita *et al.*, 1973).

1: sédiments du bassin de Katmandou, 2: schistes et phyllites de la zone de Mahabharat, 3: schistes cristallins
4: gneiss, 5: migmatites, 6: granites, 7: zone des sédiments tibéto-téthysiens, 8: Siwaliks

région de Katmandou, propose que la nappe de Katmandou décrite par Hagen constitue l'équivalent du complexe de Katmandou défini par lui-même, reposant sur le Moyen Pays par l'intermédiaire du Mahabharat Thrust (MT) (Fig. 2-5). Le cristallin du Haut-Himalaya ou Dalle du Tibet et le complexe de Katmandou (Stöcklin, 1980) constituent une seule unité, chevauchant le Moyen Pays par l'intermédiaire du MT, prolongement du MCT (Stöcklin, 1980; Fuchs, 1981; Pandey *et al.*, 1995). Les travaux récents menés par Upreti et Le Fort (sous presse) montrent l'existence de deux nappes nettement différentes qui se distinguent par leur stratigraphie, leur lithologie et leur métamorphisme. La nappe du Gosainkund correspond au cristallin du Haut-Himalaya métamorphisé en domaine amphibolite profond voire granulitique; la nappe de Katmandou correspond à une séquence différente de celles du Haut comme du Bas-Himalaya, avec un métamorphisme de degré inférieur (schiste vert à amphibolite). Toutes deux reposent sur le Bas-Himalaya par le MCT et le MT et sont séparées par un grand accident EW qui, de la Trisuli à Nagarkot, affleure mal mais est souligné par la pegmatite de Nardanda. Ce contact correspondrait au prolongement véritable du MCT (Fig. 2-6). La nappe de Katmandou (Upreti et Le Fort, sous presse) est l'équivalent du complexe de Katmandou (Stöcklin, 1980).

Les régions de Katmandou et du Gosainkund correspondent à une séquence métamorphique de faciès schiste vert à granulite. Dans ce travail, j'ai conservé les trois unités tectoniques proposées par Upreti et Le Fort (sous presse) : la nappe du Gosainkund, la nappe de Katmandou et le Moyen Pays népalais. Pour étudier chaque unité, les lithostratigraphies décrites par Le Fort (1975a), Pêcher (1978), Stöcklin (1980) et Colchen *et al.* (1986) ont été utilisées. L'étude géologique au Népal central menée par Le Fort (1975a), Pêcher (1978) et Colchen *et al.* (1986) est réalisée en détails depuis une trentaine d'année (Fig. 2-7). Stöcklin (1980) a bien étudié la géologie dans la région de Katmandou. Une cartographie géologique détaillée au Nord de Katmandou (la nappe du Gosainkund) complète les données disponibles (Fig. 2-8a, b).

La nappe de Katmandou est une unité hors séquence reposant sur le Moyen Pays népalais par l'intermédiaire du Mahabharat Thrust. Les descriptions de ces unités sont les suivantes :

2.1 Le Moyen Pays népalais

Au Népal central cette unité est divisée en Moyen Pays Inférieur (MPI) et Moyen Pays Supérieur (MPS) (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1980, 1986) (Figs. 2-7, 2-9). Stöcklin (1980) distingue lui aussi deux groupes : inférieur et supérieur de Nawakot (Figs. 2-9, 2-10).

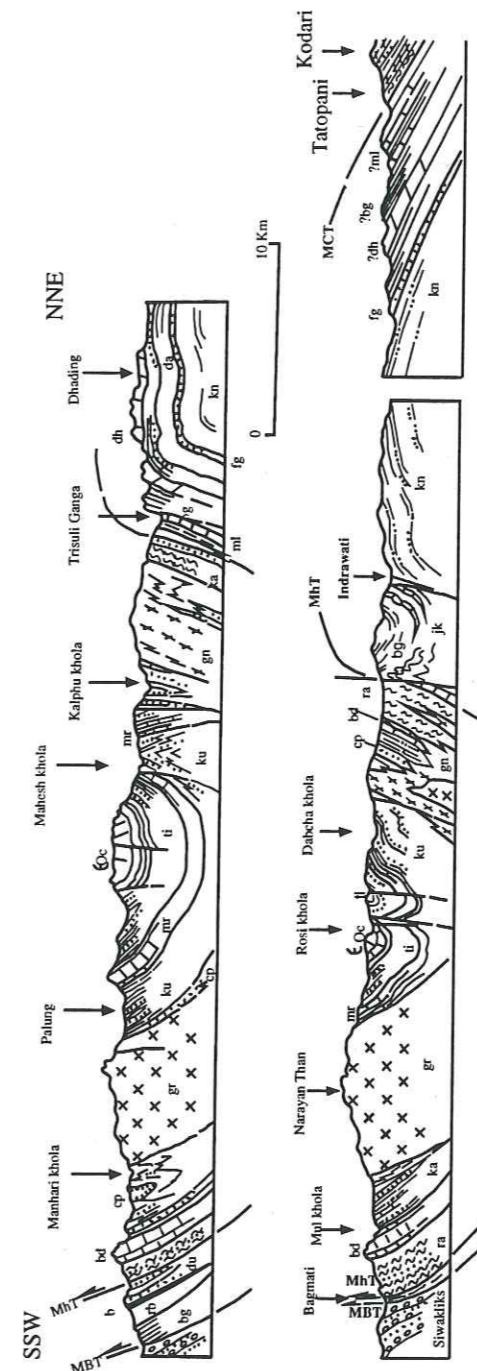


Fig. 2-5 Coupe géologique du synclinorium de Mahabharat (Stöcklin, 1980).

kn: Formation de Kunchha; fg: Quartzites de Fagfog; dh: Phyllites de Dandagoan; dh: Dolomies de Dhading; bg: Argilites de Benighat; jk: Calcaires de Jhiku; mi: Calcaires de Malekhu; ra: Formation de Radauwa; bd: Marbres de Bhainsedobhan; ka: Formation de Kalitar; cp: Quartzites de Chisapani; ku: Formation de Kulekhani; mr: Formation de Markhu; ti: Formation de Tistung; Eoc: Calcaires de Chandragiri; gr: granite; gn: gnéiss; MBT: Main Boundary Thrust; MCT: Main Central Thrust; MhT: Mahabharat Thrust.

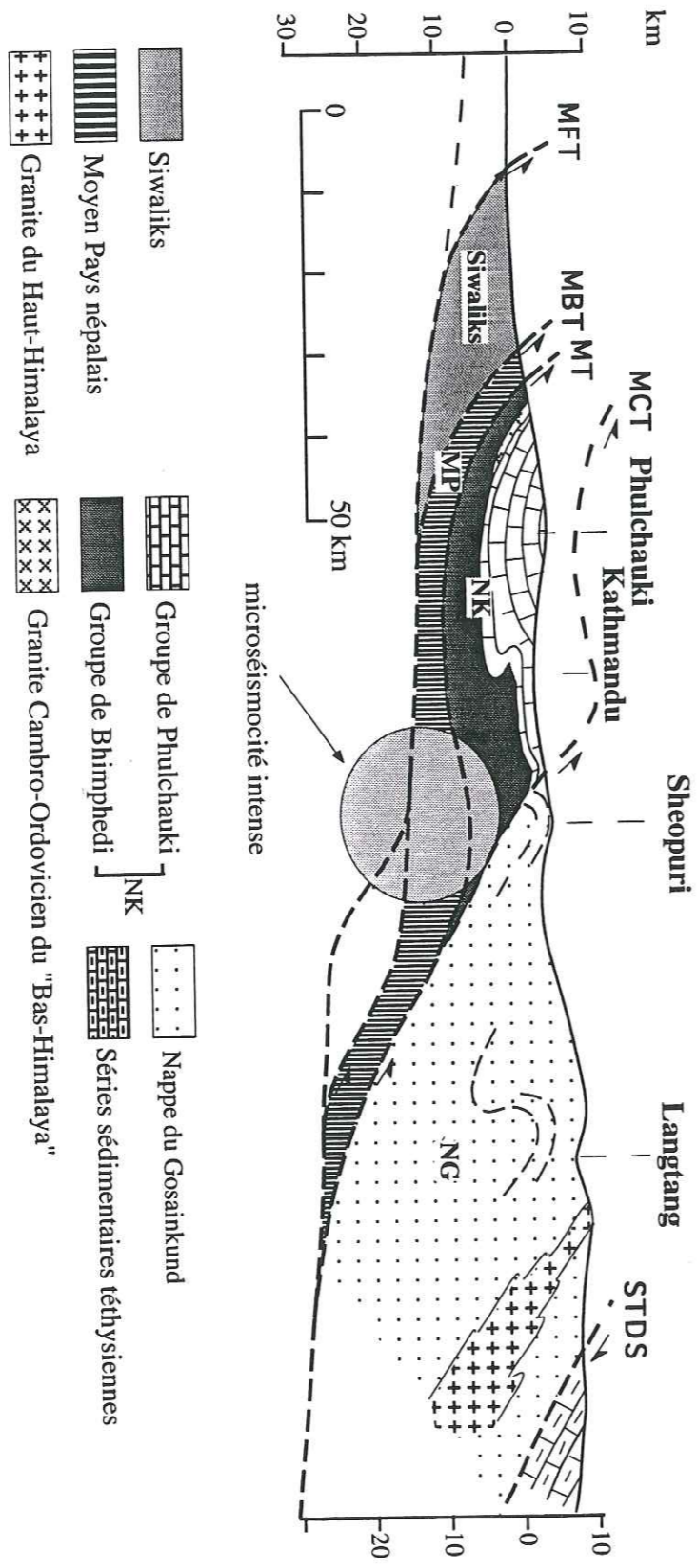


Fig. 2-6 Coupe au travers des nappes du Népal central (d'après Upreti et Le Fort, sous presse) et zone de forte microsismicité actuelle (d'après Pandey *et al.*, 1995). MBT-Main Boundary Thrust, MCT-Main Central Thrust, MFT-Main Frontal Thrust, MP-Moyen Pays, MT-Mahabharat Thrust, NG-Nappe du Gosainkund, NK-Nappe de Katmandou, STDS-South Tibetan Detachment System.

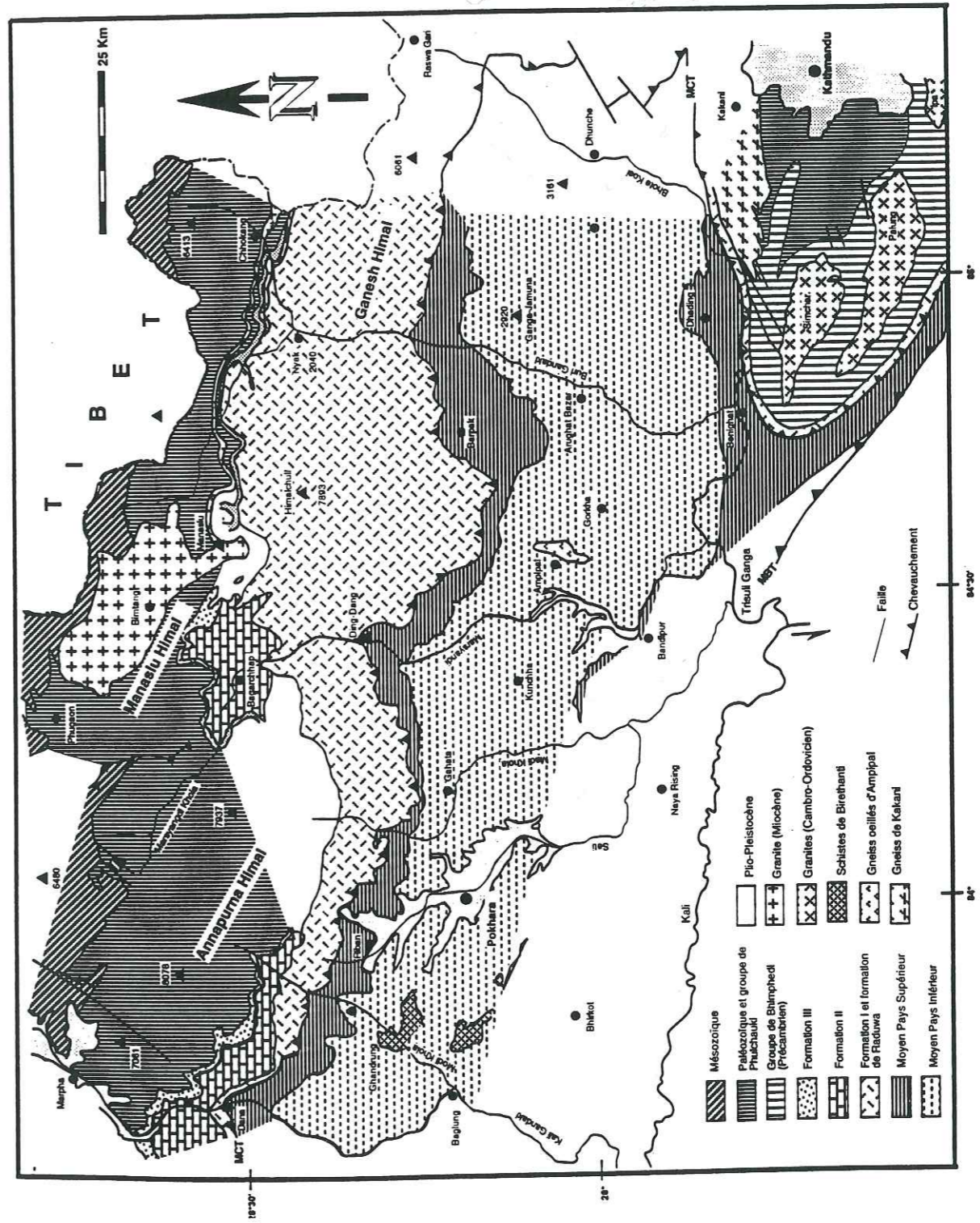


Fig. 2-7 Carte géologique du Népal central (d'après Colchen et al., 1980)

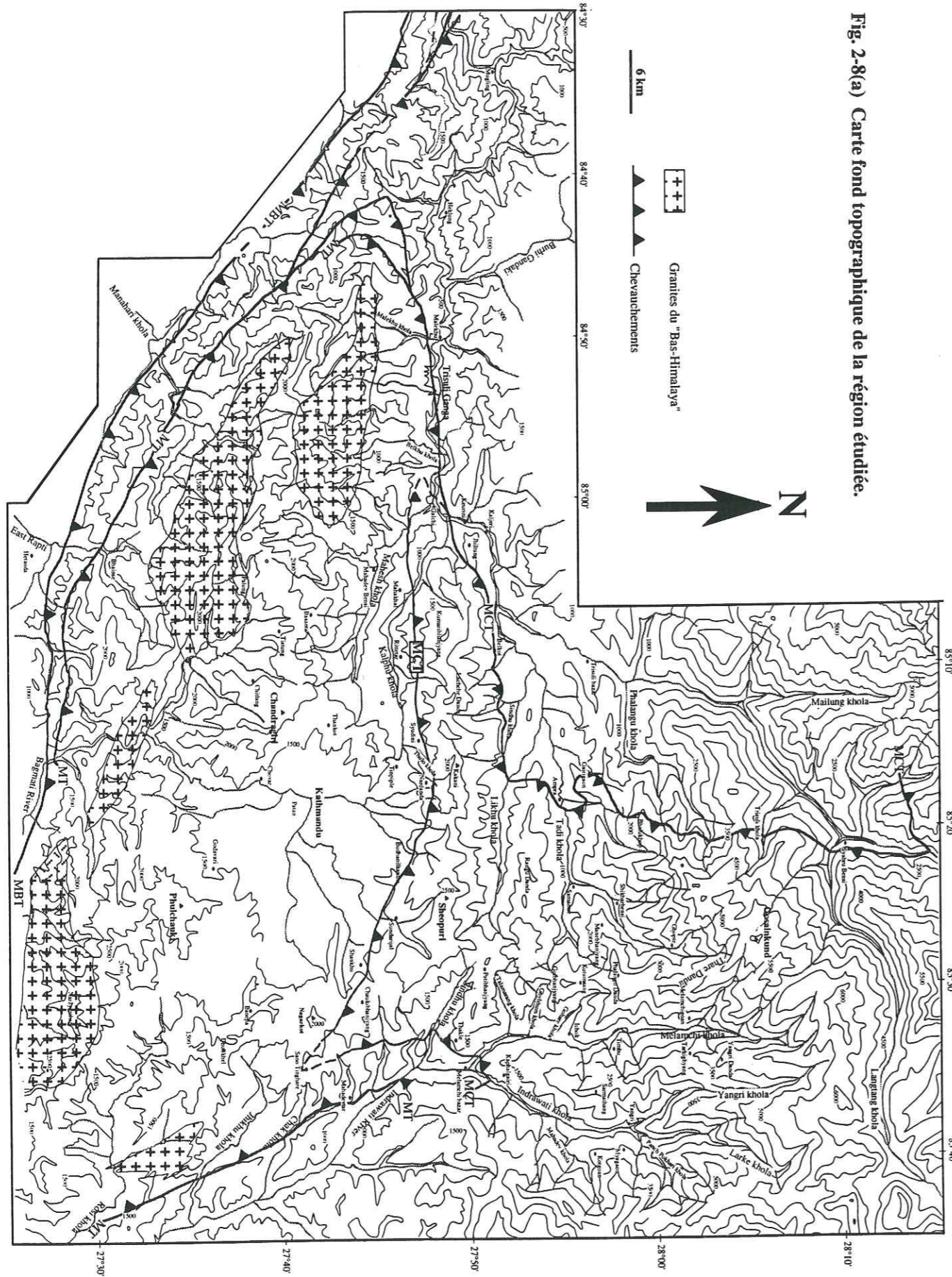
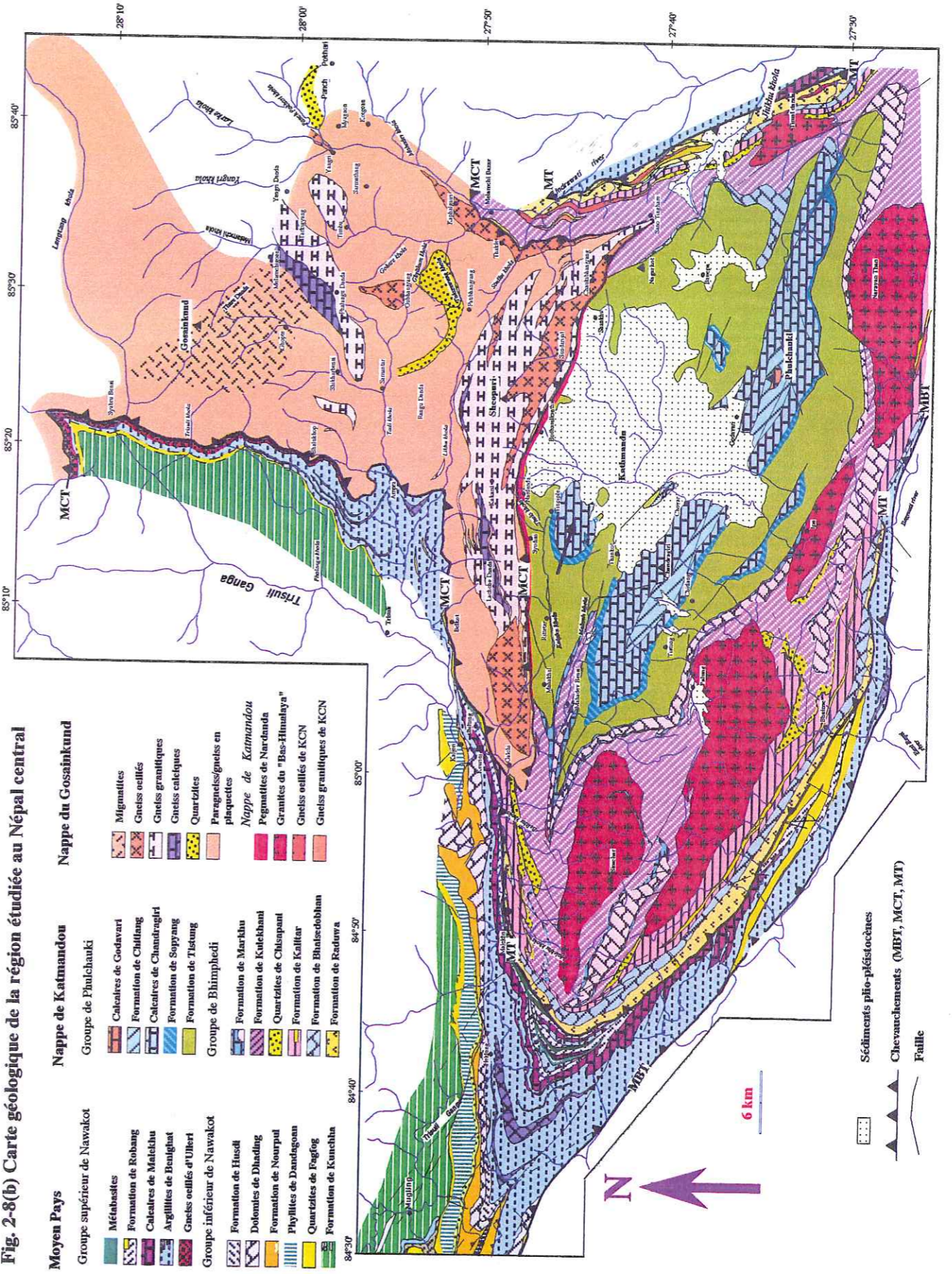


Fig. 2-8(a) Carte fond topographique de la région étudiée.

Fig. 2-8(b) Carte géologique de la région étudiée au Népal central



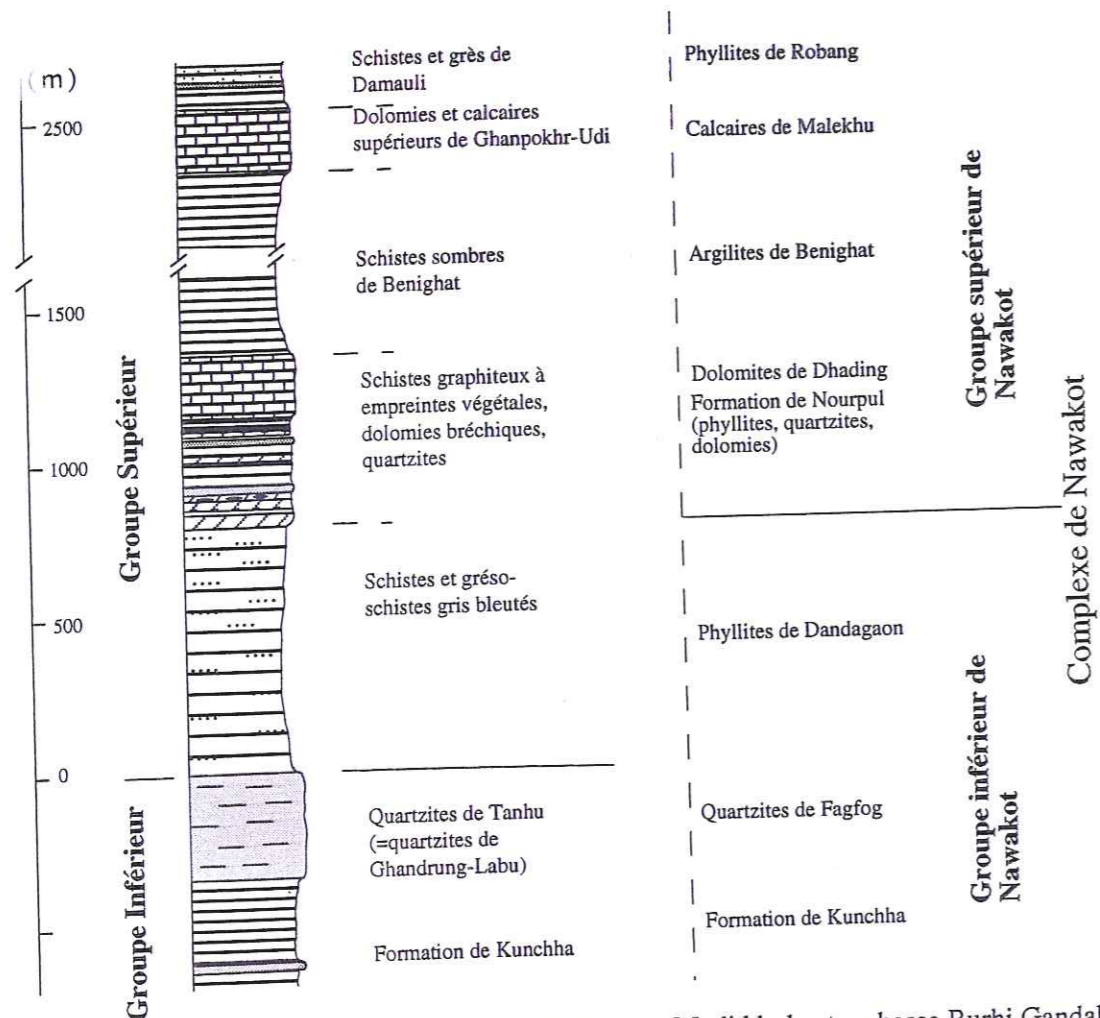


Fig. 2-9 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays en Modi khola et en basse Burhi Gandaki (Pêcher, 1978). Equivalences avec les formations définies par Stöcklin (1980) (colonne de droite).

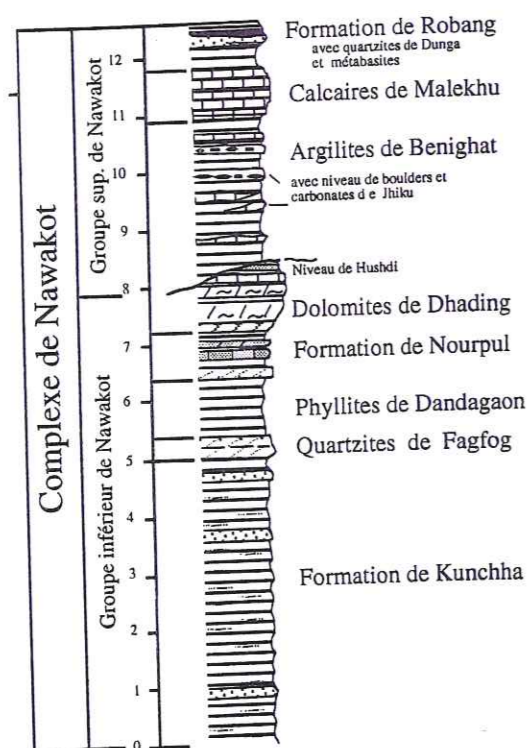


Fig. 2-10 Colonne lithostratigraphique du complexe de Nawakot (Moyen Pays népalais) (d'après Stöcklin, 1980).

2.1.1 Le Moyen Pays Inférieur (MPI)

2.1.1.1 Les formations de Kunchha (Bordet, 1961; Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Stöcklin, 1980; Colchen *et al.*, 1986).

La formation de Kunchha affleure au Nord-Ouest et à l'Ouest de Katmandou autour des vallées de la Trisuli Ganga, de la Phalangu khola, de la Thaple khola, de la Burhi Gandaki et la partie inférieure de la Marsyangdi (Fig. 2-8b).

Dans le secteur que j'ai étudié, elle affleure le long de la Trisuli et de la Phalangu khola. Elle y est constituée d'une lithologie monotone où des phyllites vertes, des phyllites quartzitiques, des schistes sombres, et parfois des bandes d'amphibolites alternent (Figs. 2-8b, 2-11, 2-12; planche 1-photo 1). Arita *et al.* (1973) ont également observé ces bandes d'amphibolites intercalées dans les phyllites vertes. Parfois des bandes de microconglomérats également sont intercalées dans les niveaux schisteux. Ce type de lithologie est également décrit au Népal central, ainsi qu'à l'Ouest du Népal (Pêcher, 1978; Stöcklin, 1980; Sharma et Kizaki, 1989).

Dans la vallée de la Phalangu khola, un tel conglomérat, d'une épaisseur de 12 cm, est constitué de galets arrondis de quartz sombre (0-5 mm), de feldspaths et de micas, de tourmalines. Il présente un granoclassement normal et des stratifications entrecroisées. Son contact basal sur les schistes est net tandis que son contact supérieur avec les schistes est progressif. Les quartz sont d'une couleur violette ou bleue caractéristique de la formation du Moyen Pays Inférieur. Arita *et al.* (1973), Pêcher (1977, 1978), Sharma et Kizaki (1989) ont décrit des quartz semblables auxquels Pêcher attribue une origine volcanique. La biotite est plus abondante dans les niveaux supérieurs. Les minéraux de cette formation (quartz, muscovite, chlorite, biotite, plagioclase, tourmaline et opaques), ont été observés en lame mince (planche 1-photo 2). Ils définissent une foliation plus ou moins marquée.

Les phyllites vertes et les métagrès sont plus ou moins foliés. Dans la vallée de la Phalangu khola, la direction de la foliation est NE-SW avec un pendage soit vers le NW soit vers le SE, parallèlement au MCT. Dans les schistes, la foliation est bien marquée et des clivages de crénulation, des microplis, des linéations minérales sont également développés. On détaillera la structure de ces formations dans le chapitre 3. Parfois des boudins de quartz, étirés et foliés selon le plan de la foliation, sont recoupés par des fissures perpendiculaires à cette foliation. Les boudins de quartz peuvent être plissés isoclinement. Un exemple de filon de quartz plissé parallèlement à la foliation et recoupé par un autre filon est présenté sur la planche 1-photo 1. Dans les niveaux arénacés, des stratifications entrecroisées sont bien préservées.

A la base, des quartzites blanches ont été décrites à Birethanti, vallée de la Modi khola, au centre Népal, par Pêcher (1977, 1978). Plus près, dans la région d'Ampipal et

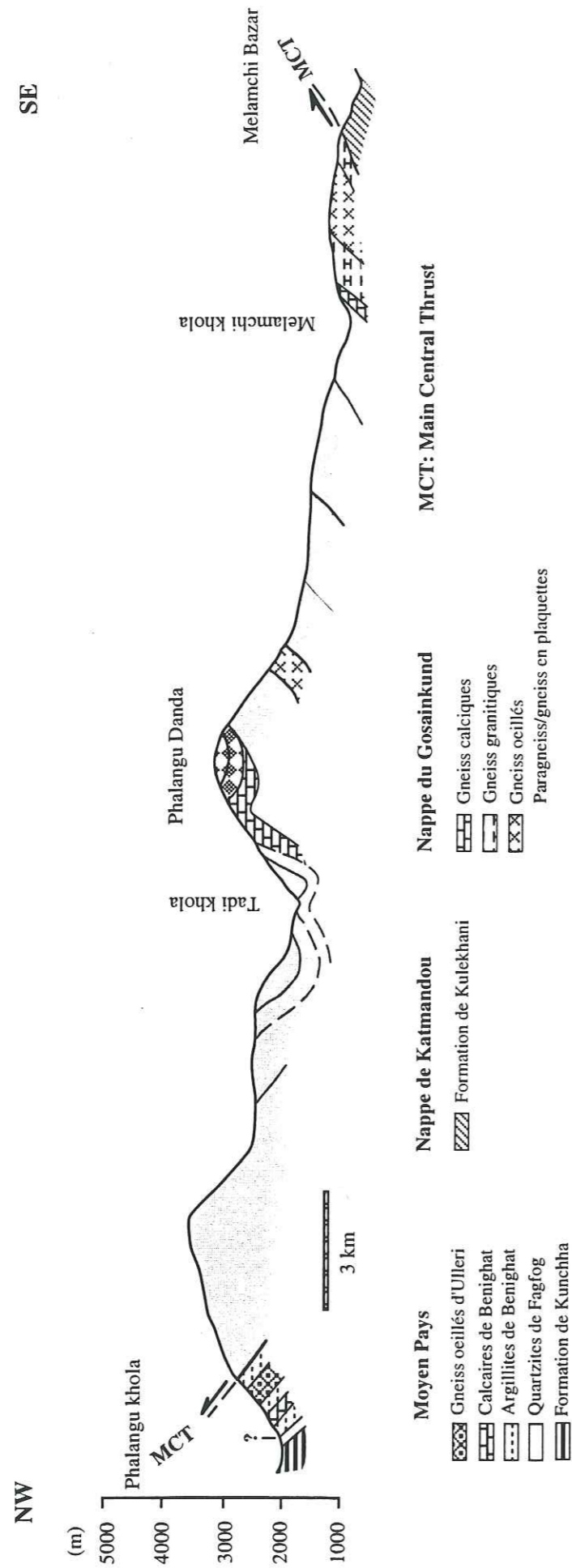


Fig. 2-11 Coupe schématique de la région étudiée entre Melamchi Bazar (Indrawati river) et la vallée de la Phalangu khola

de la basse Darondi khola, on trouve des gneiss alcalins (Lasserre, 1977; Gautam, 1990) à la base de Kunchha. Nous ne les avons pas observés dans notre région. Ici, le niveau inférieur est constitué de schistes verts ou gris-bleus avec des niveaux d'amphibolites.

2.1.1.2 Les quartzites de Ghandrung-Tanhu (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986); quartzites de Fagfog (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure bien dans les vallées de la Phalangu khola, de la Thaple khola, de la Burhi Gandaki, de la Narayani autour de Mugling et de la Trisuli Ganga (Figs. 2-8b, 2-11, 2-12). Dans la vallée de la Phalangu khola où nous l'avons étudiée, son épaisseur est très réduite et son gisement lenticulaire. La formation est composée d'orthoquartzites blanches à grain fin à grossier avec des intercalations très fines de phyllites, de schistes verts et gris, et de bandes de marbre. Les quartzites sont bien recristallisées.

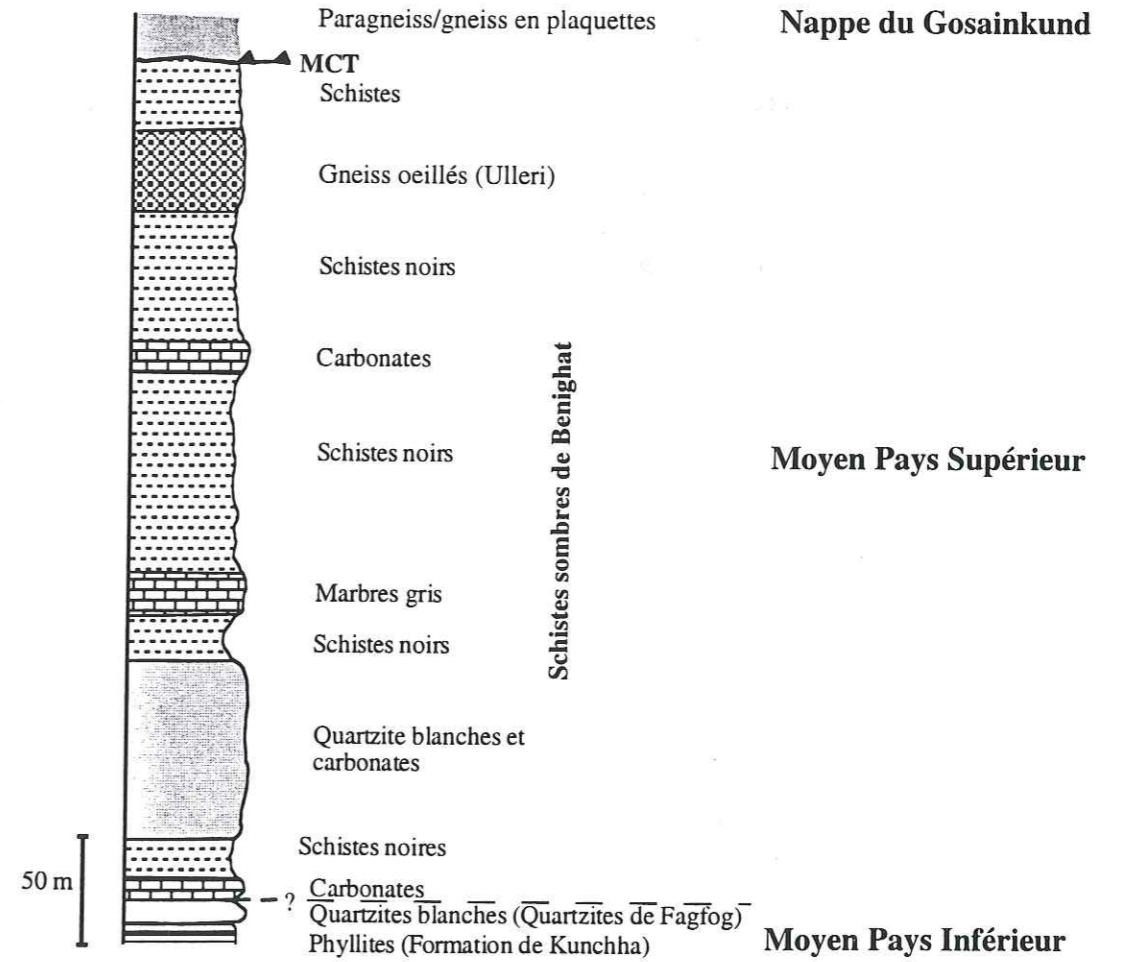


Fig. 2-12 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays dans la vallée de la Phalangu khola (cette étude).

On a décrit dans la formation de Ghandrung-Tanhu des structures sédimentaires de type ripple marks, des stratifications entrecroisées et un granoclasement toujours normal (Arita *et al.*, 1973, 1984; Stöcklin et Bhattarai, 1977; Stöcklin, 1980; Sakai, 1985). On les retrouve dans la vallée de l'Ankhu khola, à l'Ouest de la région étudiée. Elles n'ont pas été observées dans notre région, probablement à cause de leur très forte déformation. Nous n'avons pas non plus observé d'intercalations de metabasites dans les quartzites blanches, comme décrites au centre Népal (Upreti et Merh, 1978; Upreti *et al.*, 1980; Sakai, 1985; Colchen *et al.*, 1986; Paudel et Dhital, 1996). Cette formation s'est probablement déposée dans un environnement de type épicontinental que souligne la présence de ripple marks (Sakai, 1985).

2.1.2 Le Moyen Pays Supérieur (MPS)

2.2.1.1 Les schistes et grésos-schistes gris bleutés (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986); phyllites de Dandagaon (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure dans les vallées de la Trisuli Ganga, de la Thaple khola, de la Burhi Gandaki et de la Narayani. Elle ne semble pas affleurer dans la région étudiée (vallées de la Tadi khola, de la Likhu khola, de la Phalangu khola) (Fig. 2-8b).

Selon Stöcklin et Bhattarai (1977), Stöcklin (1980), Colchen *et al.* (1986), cette formation est constituée de phyllites sombres, bleues à vertes; elle est intercalée avec des quartzites fines et parfois avec des niveaux carbonatés. Ces phyllites sont remarquablement sombres par rapport aux phyllites de Kunchha. Parfois les quartzites fines sont associées à de la séricite ou de la chlorite à l'échelle du millimètre ou du centimètre. Ces phyllites carbonatées montrent des laminations très fines intercalées avec des phyllites vertes.

2.1.2.2 Les quartzites, dolomies, schistes sombres rubanés (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986); formation de Nourpul (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure dans les vallées de la Trisuli Ganga, de la Thaple khola, de la Burhi Gandaki et de la Narayani au Sud de Mugling (Fig. 2-8b). On ne l'observe pas dans les vallées de la Tadi khola et de la Likhu khola.

Dans le secteur étudié de Kaljeri, au Nord de Galchi, cette formation est constituée de lithologies variées (Figs. 2-13, 2-14) : quartzites violettes, blanches, à intercalations de phyllites ou de schistes vertes. L'alternance des strates blanches, rouges, et violettes caractérise l'apparition de cette formation (Stöcklin, 1980). Les minéraux principaux sont le quartz, la muscovite et la biotite. On trouve des quartzites dolomitiques, intercalées

avec des phyllites vertes au contact avec les dolomies de Dhading; le contact est progressif.

Des granoclasements et des ripple marks sont fréquents dans les quartzites, alors que dans les phyllites on trouve des fentes de dessiccation au Népal central (Stöcklin et Bhattarai, 1977; Stöcklin, 1980; Sakai, 1985; Colchen *et al.*, 1986) qui indiquent un environnement de dépôt de type épicontinental marin (Sakai, 1985). On n'observe pas ces structures dans la région étudiée. Ici, seule la partie supérieure de cette formation a été observée.

2.1.2.3 Les calcschistes et dolomies inférieurs de Riban-Dumre (Colchen *et al.*, 1986); dolomies de Dhading (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure largement dans les vallées de la Trisuli Ganga, de la Thaple khola et de la Burhi Gandaki (Fig. 2-8b). Par contre elle n'est plus reconnue dans la vallée de la Tadi khola et celle de la Phalangu khola.

A Kaljeri, au Nord de Galchi où je l'ai étudiée, cette formation est constituée de dolomies bien stratifiées, massives, gris-bleues, avec des intercalations d'argilites très fines (Figs. 2-13, 2-14). La dolomie est composée de dolomite, de calcite, de quartz et de rare biotite. Cette formation est caractérisée par des stromatolithes abondants. Les structures en dômes des stromatolithes montrent des séquences à polarité normale, bien exposées sur la coupe en amont de Galchi. Stöcklin et Bhattarai (1977) observent ces stromatolithes dans la vallée de la Trisuli, à côté d'Heklung. Un bloc de dolomie de Dhading, provenant de la Ridgi khola, a fourni des fragments d'échinodermes et des algues *Bevocastria* ainsi que des nubecularites, permettant d'attribuer à cette formation un âge Cambrien inférieur (Stöcklin, 1980). Fuchs et Frank (1970), Arita *et al.* (1984) dans la vallée de la Bheri, à l'Ouest du Népal, Sakai (1985) dans la région de Tansen, ainsi que Paudel et Dhital (1996) dans la région de Pokhara-Kusma ont mentionné la présence de stromatolithes dans leurs travaux.

Dans le secteur de Kaljeri, le contact observé entre les dolomies de Dhading et les schistes noirs de Benighat est progressif; il est marqué par l'alternance de schistes noirs avec les dolomies (planche 2-photo 3). Arita *et al.* (1984) ont également observé un contact progressif dans la région de Jajarkot-Piuthan (Ouest Népal). Par contre, Stöcklin et Bhattarai (1977) et Stöcklin (1980) ont décrit un contact net entre les deux formations sur la coupe de la Burhi Gandaki où une surface d'érosion est même observée. A partir de cette limite qu'ils interprètent comme une discordance (Tabl. 2-1), Stöcklin et Bhattarai (1977), Stöcklin (1980) séparent le Moyen Pays (Complexe de Nawakot) en deux groupes : inférieur et supérieur. Sakai (1983, 1985), au contraire, montre que, dans la région de Tansen-Syangja, les "Ramdighat slates", équivalent des argilites de Benighat

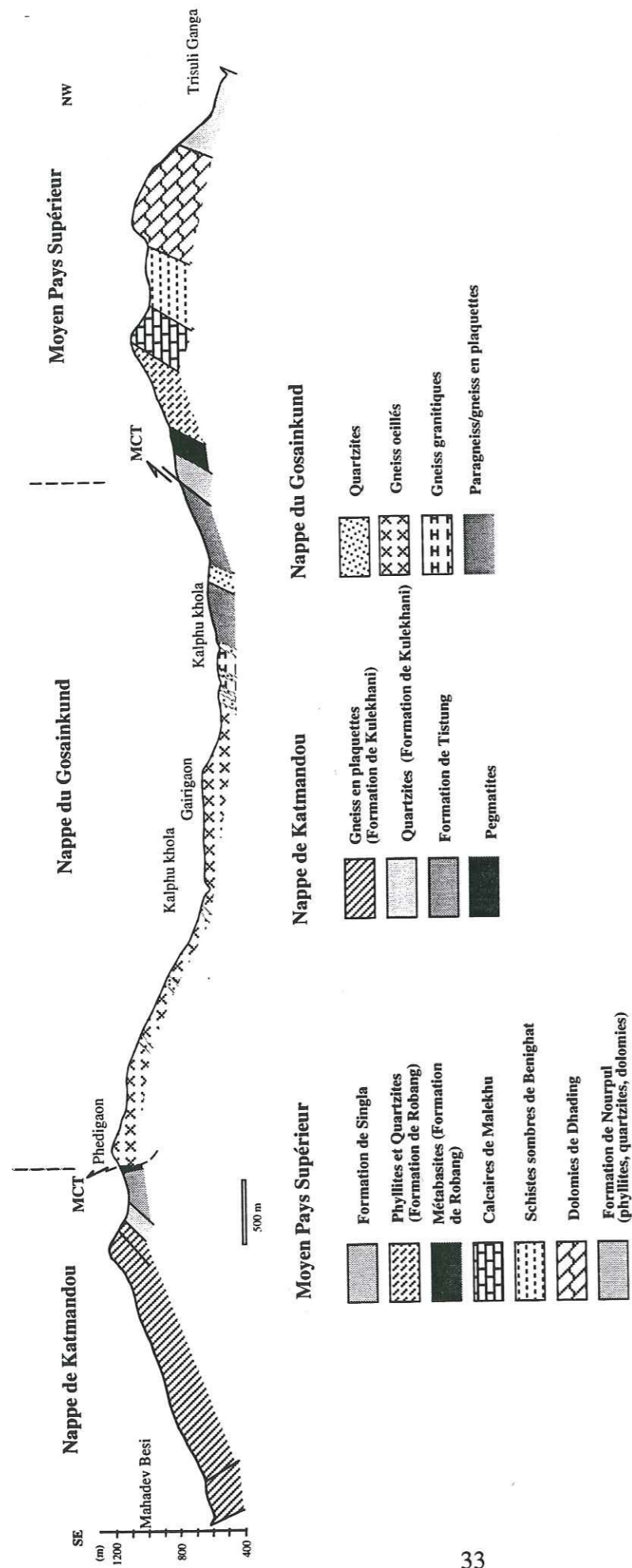


Fig. 2-13 Coupe schématique entre Mahadev Bensi (Mahesh khola) et Kaljeri (Trisuli Ganga)

selon lui, reposent en concordance sur la "dolomie de Khoraidi" équivalent des dolomies de Dhading (Tabl. 2-1). Ceci rejoint notre point de vue.

2.1.2.4 Les schistes et calcschistes sombres de Benighat-Barpak (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986); argilites de Benighat (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure dans les vallées de la Phalangu khola, de la Tadi khola, de la Trisuli Ganga, de la Burhi Gandaki, de l'Indrawati, de la Bagmati, de l'East Rapti, et de la Manhari khola (Fig. 2-8b).

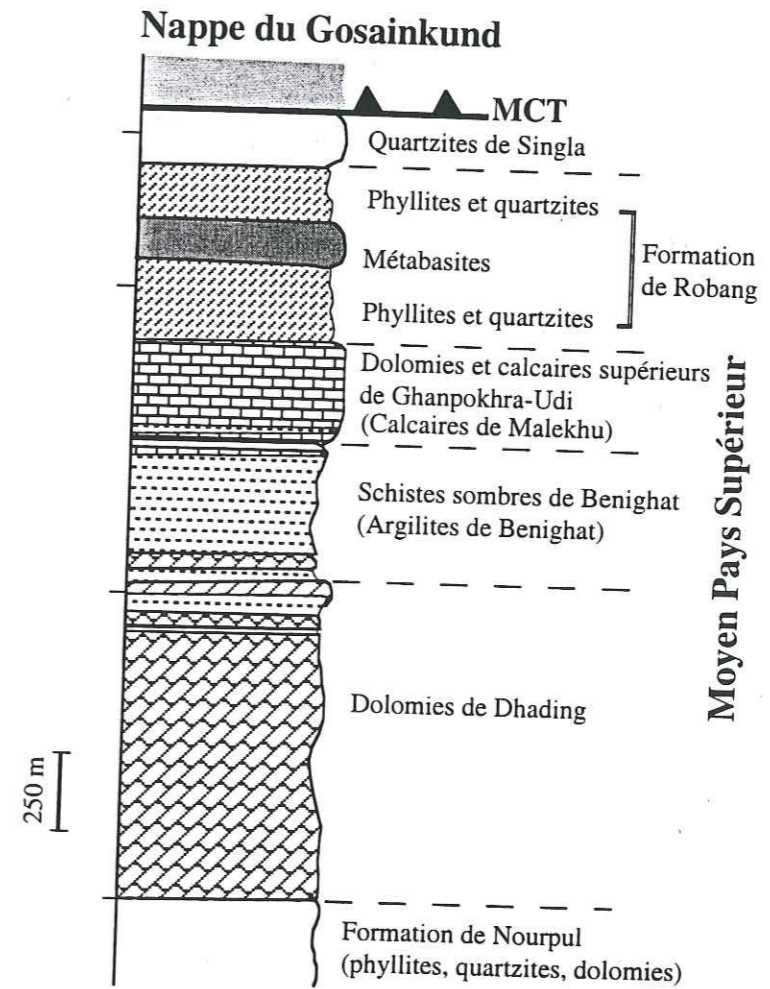


Fig. 2-14 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays Supérieur en rive gauche de la vallée de la Trisuli Ganga, au Nord de Galchi (cette étude).

Tableau 2-1 Comparaison des lithostratigraphies au Népal central

Annapurna-Mansalu-Ganesh	Katmandou	Piuthan	Mari Khola	Tansen area	Tansen-Syangja	Pokhara-Syangja	Phalebas-Bihadi
Moyen Pays Supérieur	Formation de Robang (200?-1000?)	Domti Formation	Upper Variegated Rock Formation	Kerabari Dolomite	Kerabari Formation	Unit 6	Sumsa Formation
	Calcaires de Malekhu (800m)	Gulmi Formation	Banded Carbonate Formation	Ramdighat Slates	Ramdighat Formation		
Moyen Pays	Argilites de Benighat (500?-3000?)	Derithan Formation	...Concordance?.....	..Concordance...	...Concordance...	Unit 5	Phoksing Dolomite
	...Discordance....Faille.....	Dolomite Formation	Khoradi Dolomite	Chhapani, khoradi & Saiti khola Formation		
Moyen Pays	Dolomites de Dhading (500-1000m)	Upper Supergroup	Variegated Formation	Bajadi Phyllite	Virkot Formation	Unit 4	Balewa Formation
	Formation de Nourpul (800m)		Phyllite Formation	Heklang Phyllite	Heklang Formation	Unit 3	
Moyen Pays	Phyllites de Dandagoan (1000m)	Middle Supergroup	Quartzite Formation		Naudanda Quartzite	Unit 2	Kusma Quartzite
	Quartzite de Fagfog (400m)	Lower Supergroup	Quartzose Sandstone Formation		Andhi(Kuncha) Formation	Unit 1	
Inférieur	Formation de Kuncha (>3000m)						
(Bordet, 1961; Le Fort, 1975; Pêcher, 1978; Colchen et al., 1986)	(Stöcklin, 1980)	(Arita et al., 1982)	(Arita et al., 1984)	(Sakai, 1983)	(Sakai, 1985)	(Shrestha, 1981)	(Upreti, 1979)

Dans la région étudiée (vallées de la Phalangu khola, de la Tadi khola, de la rive gauche de la Trisuli Ganga, à Kaljeri au Nord de Galchi et de l'Indrawati à l'Est du secteur étudié), elle est constituée de schistes sombres plus ou moins carbonés et carbonatés, de phyllites grises, à intercalations de roches carbonatées, de quartzites calcaréo-siliceuses (Figs. 2-11, 2-12, 2-13, 2-14). Les roches carbonatées appelées "Calcaire de Jhiku" (Stöcklin, 1980, à l'Ouest du synclinal de Katmandou) ont été observées dans la région de la Phalangu khola et de la Tadi khola (Fig. 2-8b). Ces roches carbonatées sont plissées comme les schistes de Benighat, mais leur gisement est lenticulaire. Les boudins de quartz, observés en rive droite de la Tadi khola, près de Ampra. (planche 2-photo 4), sont très étirés. Au sommet de cette formation dans la vallée de Phalangu khola et à Gairigaon, les gneiss ocellés d'Ulleri affleurent (voir plus loin). Les schistes au contact du MCT, observés dans la vallée de la Phalangu khola et à Gairigaon, sont plus métamorphisés. Ils contiennent des grenats et des staurotides. J'ai observé un schiste à micas, grenat en lame mince provenant de la vallée de la Mailung khola, Ouest de la région dans laquelle, le grenat (planche 3-photo 5) est lié au fonctionnement du MCT.

L'étude pétrographique montre que les phyllites sont composées de muscovite, quartz, chlorite et biotite, alors que le "calcaire de Jhiku" contient de la calcite en abondance, du quartz et des muscovites. Les calcschistes sont constitués par de la calcite, de la muscovite, et du quartz. Les schistes sombres contiennent du graphite, des micas et du quartz. Des restes de plantes ont été trouvés dans ces schistes, juste en amont du confluent de la Burhi Gandaki et de la Trisuli Ganga (Pêcher, 1978).

Dans tous ces types de roches, la schistosité est fortement développée. La schistosité et la stratification observées dans la région étudiée sont généralement parallèles au plan du MCT.

Dans la coupe entre Galchi et Kaljeri, au Nord de Galchi et sur la rive droite de la Trisuli Ganga, en face de Malekhu Bazar, j'ai observé que les schistes sombres du niveau supérieur de cette formation s'interstratifient progressivement avec les calcaires de Malekhu ce qui indique le contact progressif (Figs. 2-13, 2-14) existant entre ces deux formations.

2.1.2.5 Les dolomies et calcaires supérieurs de Ghanpokhra-Udi (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen et al., 1986); calcaires de Malekhu (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure dans les vallées de la Trisuli Ganga (au Nord de Galchi), de la Malekhu khola et de la Manhari khola (Fig. 2-8b). Par contre, elle ne semble pas affleurer dans la vallée de la Tadi khola.

A Keureni, au Nord de Galchi et la vallée de la Malekhu khola, j'ai étudié cette formation constituée, ici, de calcaires siliceux jaunes, calcaires dolomitiques noirs et gris, bien stratifiés, avec intercalations d'argilites (Figs. 2-13, 2-14). Elle est formée de calcite abondante et de quartz.

Dans la vallée de la Malekhu khola, la partie supérieure de cette formation s'intercale avec des phyllites et des quartzites de la formation de Robang selon des contacts progressifs.

2.1.2.6 Les schistes et grès de Damauli (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986); formation de Robang (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure dans les vallées de la Trisuli Ganga, de la Malekhu khola, de la Manhari khola, de l'East Rapti, et à l'Ouest du synclinal de Katmandou (Fig. 2-8b).

Étudiée à Keureni, à Jhiltung, au Nord de la Kalphu khola et dans la vallée de Malekhu khola, elle est constituée de phyllites vertes et grises, parfois sombres, associées à des quartzites grises et à quelques mètres ou décimètre de métadiabases ou métagabbros (Figs. 2-13, 2-14). A Jhiltung, ces métadiabases ou métagabbros sont présents mais les affleurements de mauvaise qualité. Les phyllites du niveau supérieur sont plus métamorphisées qu'à la base et contiennent de petits grenats visibles à l'oeil nu. Elles sont composées principalement de quartz, muscovite, chlorite, biotite, feldspath, et grenat. Dans la vallée de la Malekhu khola, un niveau d'environ 50 m d'épaisseur de métadiabases ou métagabbros est interfolié avec son encaissant phylliteux, dans lequel, je n'ai pas observé de grenats.

Dans l'ensemble de la région étudiée, phyllites, quartzites et metabasites (métadiabases ou métagabbros) montrent une même foliation bien marquée de direction NE-SW et pentée vers le Sud.

Le contact entre cette formation et les quartzites de Singla est progressif.

2.1.2.7 Les quartzites de Singla (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986); quartzites de Dunga (Stöcklin, 1980)

Cette formation affleure dans les vallées de l'East Rapti, de la Manhari khola, de la Malekhu khola, la rive gauche de la Trisuli Ganga (à Keureni, à Jhiltung), près du confluent de la Tadi khola et de la Trisuli Ganga, sur la route de Katmandou-Trisuli (à Belkot) et à l'Ouest du synclinal de Katmandou (Fig. 2-8b). Stöcklin et Bhattarai (1977), Stöcklin (1980) considèrent que ces quartzites font partie de la formation de Robang.

Cette formation que j'ai étudiée dans la vallée de la Malekhu khola, à Keureni et Jhiltung (au Nord de Galchi), sur la route de Katmandou-Trisuli et près du confluent de la Tadi khola et de la Trisuli Ganga, est composée par des quartzites blanches et grès à

texture grossière avec des intercalations de phyllites vertes fines (Figs. 2-13, 2-14). Elle forme la partie supérieure du Moyen Pays qui est en contact avec le MCT ou le MT.

La foliation marquée par des niveau phylliteux dans les quartzites présente une direction NE-SW pentée vers le Sud.

2.1.2.8 Les gneiss ocellés d'Ulleri (Le Fort et Pêcher, 1974; Le Fort, 1975a; Pêcher et Le Fort, 1977; Pêcher, 1978; Arita, 1983; Colchen *et al.*, 1986)

Cette formation est également appelée le Phaplu Augen gneiss (Maruo et Kizaki, 1983), le Chagu Chilangka augen gneiss (Schelling, 1987), ou encore le Syabru Bensi gneiss (Macfarlane *et al.*, 1992).

Ces gneiss ocellés affleurent dans la vallée de la Phalangu khola et à Gairigoan, au Nord du confluent de la Tadi khola et de la Likhu khola (Figs. 2-8b, 2-11). Il s'agit de roches très cisailées et déformées (planche 3-photo 6) dont la pétrographie et la géochimie sont présentées au chapitre 5.

2.1.3 Comparaison lithostratigraphique au Népal central

Une comparaison lithostratigraphique menée par différents auteurs dans le Moyen Pays au Népal central est présentée dans le tableau 2-1.

2.1.4 Age et extension des formations du Moyen Pays himalayen

Du fait de la rareté des fossiles dans les formations du Moyen Pays, aucun âge paléontologique n'a pu être déterminé. Valdiya (1998), Tewari (sous presse) résument les principales équivalences entre les diverses formations du Moyen Pays himalayen, celle-ci figurent dans les tableaux 2-2a à 2-2c.

Tabl. 2-2a Formation de Purana du Moyen Pays et bassin de Vindhyan (d'après Valdiya, 1998).

Age	Period	Time Range (m. y. ago)	Geographic Regions															
			Northern Pakistan	Jammu & Kashmir	Himachal Pradesh	Outer Lesser Himalaya in Himalachal-Kumaun	Kumaun	Nepal	Sikkim & Bhutan	Arunachal Pradesh	Vindhya	Aravali	Marwar					
Early Cambrian		525	Jhelam Fm.	Sincha Fm./Zilant Fm.		Tal	Mandhali	?			?			Up. Bhandar	?	Nagaur Fm. Bilara Fm.		
Vendian Neo-proterozoic		650	Salt Range Fm.	Bhimdasa Fm. Baila Fm. Gamir Fm.		Krol										Bhagwanpura Ls. Up. Ajabgarh	Jodhpur Ss. Malni Rhyolite	
Meso-proterozoic		1000	Sirban Ls./Abbotabad Fm.	Great Ls. Jammu Ls. Ramban Fm. (O) Dogra Slates (I) with Sauni Volcanics		Blaini	Deoban (I)	Dhading Lr. Nawakot		Buxa (O)		Dedza		Semri	Lr. Ajabgarh with Kushalgarh Ls.			
Palaeo-proterozoic		1600	Hazara Slate/Attock Slate		Sundernagar (O) with Mandi Volcanics	Jaunsar	Damtha	Kuncha (I)	Sinchula-Jainti/Phuntsholing (O)		Bichom		Basal Vindhyan and Arangi-Patherwa	Alwar				
		2500																
			Base not seen anywhere															

(I) = Inner Northern Belt) belt, (O) = Outer (Southern) belt, Fm. = Formation, Ss. = Sandstone, Ls. = Limestone, Lr. = Lower, Up. = Upper.

Tabl. 2-2b Corrélation régionale des séquences sédimentaires du précambrien et du cambrien inférieurs du Moyen Pays en Asie du Sud (Inde, Pakistan, Népal et Bhoutan) (d'après Tewari, sous presse).

Age/Stage Period/Group	Western Lesser Himalaya India	Pakistan	Nepal Group/Formation	Eastern Lesser Himalaya Bhoutan (including Sikkim and Arunachal)
Lower Cambrian (Aldanian/Taitan) Tal Group 570 (624±10 Ma)	Lower Tal Formation (with shelly microfossils and stromatolites of Tommotian/Meischucunian age/Taitan)	Hazira Formation (with shelly microfossils of Tommotian age)	Upper Nawakot Group/Upper Kali Gandaki Group/Upper Midland Metasediments	Mifit Group (with Lower Cambrian Ichnofossils)
Vendian Krol Group (650-570 Ma)	Krol Formation (with Vendian stromatolites, algae, metaphytes, metazoans) (Ediacaran/Kroliian)	Abbotabad Formation (stromatolites) (Sirhan limestone)	Kerabati Formation (stromatolites) Rhi Member	Buxa Group (carbonates with stromatolites of Kushashan-Vandian affinity) Talopani Formation
Blani Formation (Varanger/Blainian)	Blani Formation (Conglomerate)	Tannakki Formation	Randighat Formation	
Unconformity	Unconformity	Unconformity	Unconformity	Unconformity
Neoproterozoic Jaunsar/Sinla group (950-650 Ma)	Naeghat Formation Chandpur Formation Mandhali Formation Sinla Formation (Upper Riphean/Jaunsarian)	Tanawal (Tanol) Formation Hazara Formation	Saikhkhola Beds	Phuntsholing Group
Deoban group (1300-950 Ma)	Jammu (Great) Limestone Dharankot/Larji/Shali Deoban/Gangolihat/T'ejam Dolomite (with abundant Riphean stromatolites, microfossils, Chuariasi) (Lower to Middle Riphean/Deobanian)	Saikhkhola Formation	Middle Kali Gandaki Group/Baitadi and Darchula Groups (Darsing Dolomite) Khoraidi Dolomite) Dhading Dolomite) (with abundant Riphean stromatolites)	Jainti Formation Sinchula Formation
Dania Group (1600-1300 Ma)	Rautgara Formation Chaktra Formation (Lower Riphean)		Lower Kali Gandaki Group Lower Nawakot Group Lower Midland Metasediments	
Almora Junogh Group	Crystalines	Basement crystalines	Kathmandu Complex Dadeldhura Group Crystalines	Daling Formation
Tectonic/Thrust/contact	Tectonic/Thrust/contact			

Tabl. 2-2c Stratigraphie du Protérozoïque terminal et du Cambrien inférieur du Moyen Pays en Inde et au Népal (d'après Tewari, sous presse).

INDIA		NEPAL		
Lower Cambrian (Tommotian to Toyonian)	Tal Formation	Quartzite Member (Phulchatti Member)	Upper Kali Gandaki Group	
		Calcareous Member Arenaceous Member		
		Argillaceous Member Chert-Phosphate Member		
	 Diastem		
Neoproterozoic III/Terminal Proterozoic Vendian = Ediacaran	Krol Formation	Upper (Krol C, D, E)	Kerabari Formation	
		Middle (Krol B) Lower (Krol A)		
		Infra Krol Formation		Riri Member
		Blaini Formation		Ramdighat Formation
..... Unconformity				
Neoproterozoic II	Jaunsar/Simla Group	Nagthat, Chadpur Mandhali		
	 Unconformity		
Mesoproterozoic (Lower to Middle Riphean)		Deoban/Garhwal Group	Middle Kali Gandaki Group (Baitadi Group)	
		Damta Group	Lower Kali Gandaki Group	

2.2 La nappe de Katmandou (Upreti et Le Fort, sous presse); Complexe de Katmandou (Stöcklin, 1980)

La nappe de Katmandou peut être subdivisée en deux grands groupes (Stöcklin et Bhattacharai, 1977) : d'une part le groupe de Bhimphedi d'âge supposé Précambrien, constitué de roches métamorphiques de faciès amphibolite, et d'autre part le groupe de Phulchauki d'âge Paléozoïque inférieur à moyen constitué de roches sédimentaires présentant des fossiles et peu métamorphiques. Les granites paléozoïques dits du "Bas-Himalaya" et des gneiss ocellés sont intrusifs dans cette nappe. Ceci sera présenté au chapitre 5. L'épaisseur de cette nappe est de 12 à 15 km (Stöcklin et Bhattacharai, 1977; Stöcklin, 1980). Nous avons choisi de conserver la nomenclature lithostratigraphique faite par Stöcklin (1980) pour la description des différentes formations (Figs. 2-8b, 2-15). Nous avons par contre utilisé le terme de nappe car l'ensemble des formations repose sur le Moyen Pays par l'intermédiaire d'un grand contact tectonique : le Mahabharat Thrust (MT). De plus les formations du Moyen Pays sur lesquelles elle repose varient selon le lieu au long du contact (schistes de Robang au Nord-Ouest, calcaires de Malekhu au Sud, et schistes noirs de Benighat au Sud et à l'Est). La lithostratigraphie définie par Stöcklin et Bhattacharai (1977) est rapportée dans le tableau 2-3.

2.2.1 Le groupe de Bhimphedi

Ce groupe est principalement composé de schistes, schistes à grenat, marbres, quartzites, gneiss en plaquettes. Il est recoupé par des granites et gneiss granitiques ou gneiss ocellés. De bas en haut, Stöcklin et Bhattacharai (1977) ont distingué :

2.2.1.1 La formation de Raduwa

Cette formation affleure dans les vallées de la Chak khola, Rosi khola, Belkhu khola, Malekhu khola, East Rapti, Manhari khola et à l'Ouest du synclinal de Katmandou (Fig. 2-8b).

Dans la région étudiée (Belkhu khola, Malekhu khola, Manhari khola, East Rapti, Chak khola), elle est constituée essentiellement de schistes intercalés de niveaux de quartzite d'épaisseur variable (Figs. 2-16, 2-17). Macroscopiquement, ces schistes sont constitués par de la biotite verte prédominante, associée à muscovite, grenat et chlorite. Ce dernier, de dimension variable, peut atteindre le centimètre; il est généralement automorphe. Au niveau du contact tectonique du Mahabharat Thrust (MT), les grenats sont de grande taille (centimétriques); plus on s'éloigne du chevauchement (MT) plus la taille des cristaux se réduit et plus les chlorites deviennent abondantes. Des boudins de

Tableau 2-3 Stratigraphie de la nappe de Katmandou (d'après Stöcklin et Bhattacharya, 1977)

Complexe	Unité	Lithologie	Epaisseur (m)	Age
Katmandou (Nappe de Katmandou)	Groupe de Phulchauri			
	Calcaires de Godavari	Calcaires, dolomies	300	Dévonien
	Formation de Chitlang	Argilites	1000	Silurien
	Calcaires de Chandragiri	Calcaires	2000	Ordovicien
	Formation de Sopyang	Argilites, phyllites, métagrès	200	? Cambrien
Groupe de Bhimphedi Discordance?	Formation de Tistung	Phyllites, métagrès	3000	Cambrien inférieur
	Formation de Markhu	Marbres, schistes	1000	Précambrien
	Formation de Kulekhani	Gneiss en plaquettes, schistes	2000	Précambrien
	Formation de Chisapani	Quartzites	200	Précambrien
	Formation de Kalilar	Gneiss en plaquettes, schistes	2000	Précambrien
	Marbres de Bhaisedobhan	Marbres	800	Précambrien
	Formation de Raduwa	Schistes à grenat	1000	Précambrien
	Chevauchement du Mahabharat (MT).....	

	Nawakot (Moyen Pays)			

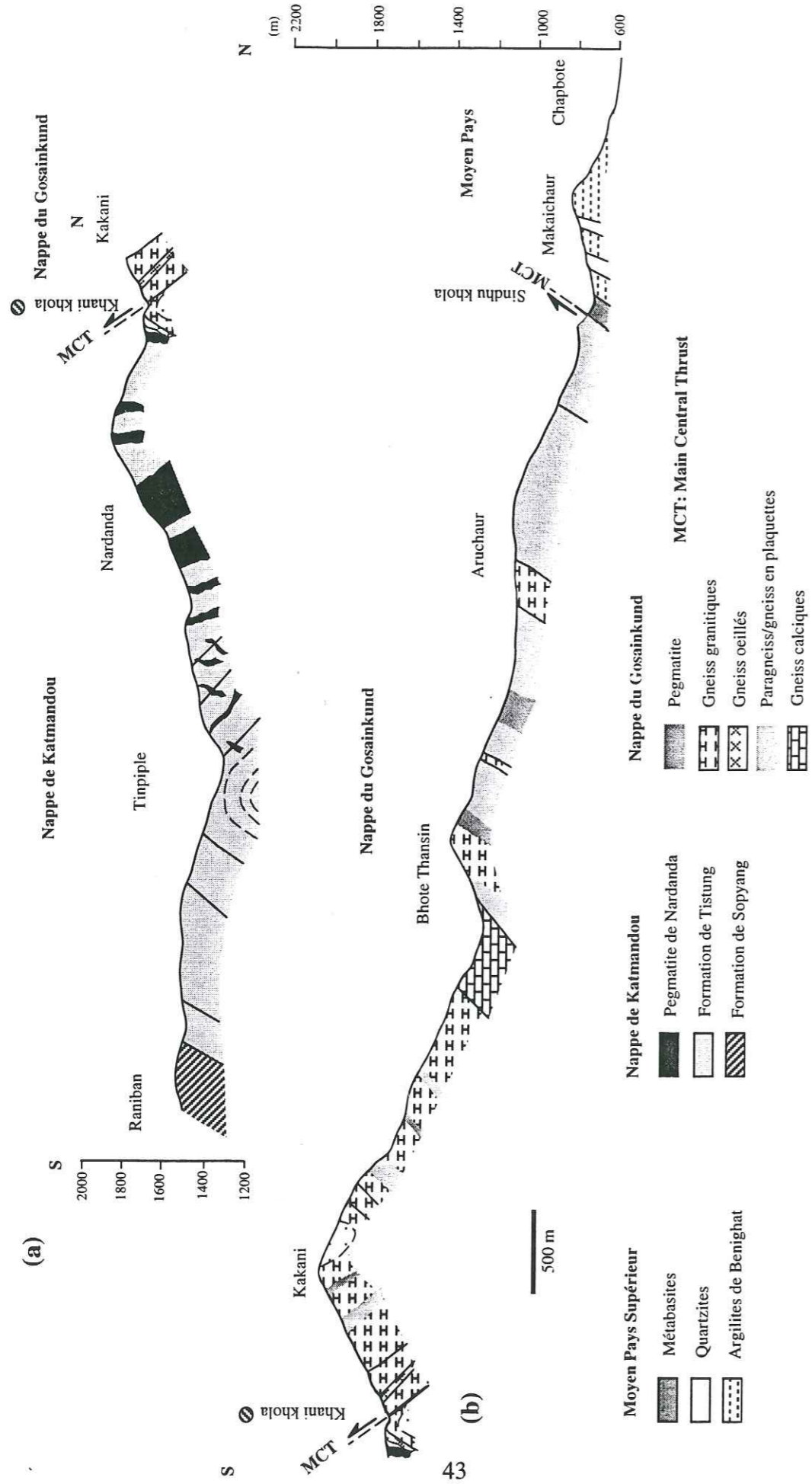


Fig. 2-15 Coupe schématique de la région étudiée entre Raniban (Katmandou) et Chapbote (Likhu khola).

quartz sont présents dans les schistes. Ils sont étirés et parallèles au plan de foliation. Les figures de boudinage sont à relier probablement au mouvement du MT.

Dans la vallée de Chak khola, on trouve une intercalation lenticulaire de gneiss ocellés d'une épaisseur de quelques dizaines de mètre, parallèle à la schistosité de l'encaissants. Stöcklin et Bhattarai (1977) décrivent la même géométrie pour ce type de gneiss. Nous avons également observé des quartzites blanches présentant des lits micacés. Appelées "Chak Quartzites" par Stöcklin et Bhattarai (1977), elles affleurent principalement dans la vallée de la Chak khola et semblent disparaître plus au Nord dans la région de Melamchi Bazar.

Nous avons étudié la pétrographie de trois échantillons provenant de cette formation. Ils correspondent à des schistes à muscovite, biotite verte, quartz, grenat, chlorite, plagioclase, tourmaline, ± staurotide et opaques (planche 4-photo 7). Les phyllosilicates soulignent le plan de foliation et les structures de cisaillement associées.

Le contact entre cette formation et le marbre de Bhainsedobhan est progressif.

2.2.1.2 Les marbres de Bhainsedobhan

Cette formation affleure à l'Est de Dhulikhel, dans les vallées de la Rosi khola, Bagmati, East Rapti, Manhari khola, Malekhu khola, et à l'Ouest du synclinal de Katmandou (Fig. 2-8b).

Dans la région étudiée (East Rapti, Manhari khola, Malekhu khola), cette formation est constituée de marbres massifs, stratifiés, de couleur blanche (Figs. 2-16, 2-17), composés par des mégacristaux de calcite associés à des minéraux phylliteux (biotite, muscovite, phlogopite). Des pyrites automorphes s'y observent localement. Dans les parties supérieure et inférieure de cette formation, l'épaisseur des strates diminue et les marbres présentent des intercalations de schistes à grenat et biotite (Stöcklin et Bhattarai, 1977). Dans la vallée de la Malekhu khola, les intercalations schisteuses à grenat et biotite de la partie supérieure appartiennent à la formation de Kalitar et présentent avec les marbres un passage progressif.

La foliation bien marquée des marbres et des niveaux phylliteux montre la même direction que celle des schistes de Raduwa dans la région étudiée.

Une usine construite à Hetauda, au Sud de Katmandou produit du ciment à partir de ces marbres.

2.2.1.3 La formation de Kalitar

Cette formation affleure à l'Est de Dhulikhel, dans les vallées de la Rosi khola, Bagmati, East Rapti, Manhari, Malekhu khola, Belkhu khola et à l'Ouest du synclinal de Katmandou (Fig. 2-8b).

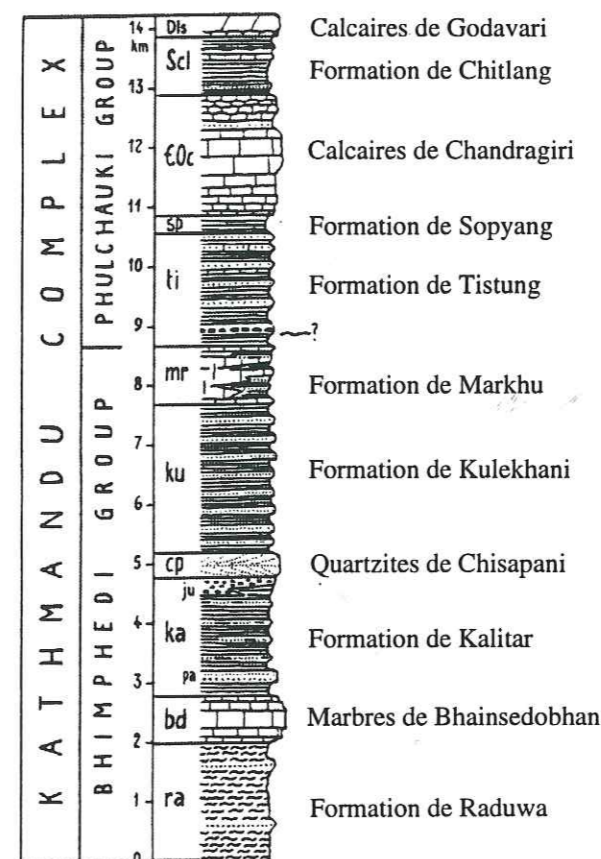


Fig. 2-16 Colonne lithostratigraphique de la nappe de Katmandou (ou complexe de Katmandou; Stöcklin, 1980).

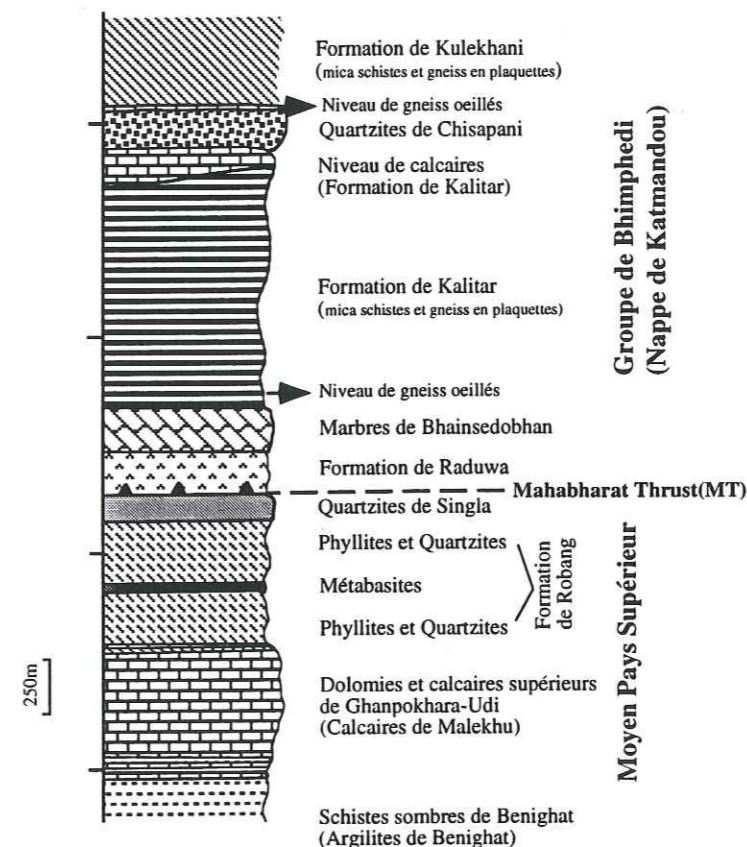


Fig. 2-17 Colonne lithostratigraphique du Moyen Pays Supérieur et de la nappe de Katmandou (groupe de Bhimpheedi) entre la vallée de la Trisuli Ganga et le confluent des vallées de la Malekhu khola et de la Tunj khola (cette étude). Des flèches noires correspondent à l'emplacement des gneiss ocellés de trop faible épaisseur pour être représenté sur la coupe.

Dans les vallées de l'East Rapti, Manhari khola, Malekhu khola, Belkhu khola et à l'Est de Dhulikhel, où je l'ai étudiée, elle est constituée de schistes à deux micas et grenat avec intercalations de quartzites micacées (Figs. 2-8b, 2-16). La biotite est très abondante. Les grenats sont généralement abondants dans la partie inférieure où la texture est plus grossière. Par contre, dans les parties moyenne et supérieure, le grenat devient rare et présente une dimension plus réduite. Au microscope, la roche est composée de quartz, biotite, plagioclase, muscovite, grenat, tourmaline, \pm chlorite, rutil et opaques (planche 4-photo 8). Les grenats sont allotriomorphes à hypidiomorphes, poecilitiques avec des inclusions de quartz, biotite, muscovite, rutil et opaques. On observe parfois des chlorites autour de grenats et dans leurs fissures. Deux générations de grenat ont été observées : les premiers sont riches en inclusions, les seconds sont pauvres en inclusions dans leur bordure.

Dans la coupe de la vallée de la Malekhu khola, on observe un niveau de gneiss œillés, d'environ 5 m d'épaisseur, interfolié à la base des schistes. Dans les niveaux supérieurs, on observe des intercalations de niveaux carbonatés et de quartzites à biotite.

Le contact entre cette formation et la quartzite de Chisapani est progressif.

2.2.1.4 Les quartzites de Chisapani

Cette formation affleure à Est de Dhulikhel, dans les vallées de la Jhikhu khola, Rosi khola, Bagmati, East Rapti, Manhari khola, Malekhu khola et Belkhu khola (Fig. 2-8b).

Cette formation, que j'ai étudiée dans la vallée de la Malekhu khola, est constituée de quartzites blanches et grises qui tranchent nettement avec les quartzites plus sombres et les schistes de Kalitar et Kulekhani (Figs. 2-8b, 2-16). On y trouve des niveaux phylliteux peu abondants. La stratification des quartzites est généralement bien visible; on observe parfois des stratifications entrecroisées ainsi que des ripple marks. Le grain de la roche est fin à moyen.

Dans cette vallée, à leur toit, les quartzites sont en contact avec des gneiss œillés d'environ 30 mètres d'épaisseur dont la foliation est parallèle au contact. Les gneiss œillés (quartz, feldspath, biotite, muscovite, tourmaline) (planche 5-photo 9) présentent des xénolites d'encaissant appartenant probablement à la formation de Kulekhani. Les cristaux de feldspath potassique ont une forme rectangulaire à ovoïde, et sont de dimension millimétrique à centimétrique. On observe des filons centimétriques de ces gneiss interfoliés dans les bandes de quartzites. Dans ces filons, quelques cristaux de disthène millimétriques sont présents.

2.2.1.5 La formation de Kulekhani

Cette formation affleure dans les vallées de l'Indrawati, Sindhu khola, Chak khola, Rosi khola, Kulekhani, Bagmati, East Rapti, Manhari khola, Malekhu khola, Belkhu khola, et Mahesh khola (Fig. 2-8b).

Dans la région étudiée (à l'exception des vallées de la Rosi khola, Kulekhani et Bagmati), cette formation est composée de micaschistes très fins intercalés avec des quartzites micacées (Figs. 2-11, 2-16, 2-17). Les biotites, toujours abondantes, donnent une apparence sombre à cette formation. Les roches sont principalement constituées de quartz, biotite, muscovite, plagioclase et grenat. Les minéraux accessoires sont représentés par tourmaline, amphibole, épidote, staurotide, rutil, et opaques. Le chlorite est rarement présente. Les grenats sont allotriomorphes à hypidiomorphes, poecilitiques avec des inclusions de quartz, biotite, muscovite, rutil et opaques. Nous avons distingué deux générations de grenat. La première est riche en inclusions au coeur des cristaux tandis que la bordure en est dépourvue. La seconde est de plus petite dimension et ne montre aucune inclusion. Cette dernière semble contemporaine de la formation des bordures des grenats à coeur riche en inclusions. On observe des chloritisations dans quelques cristaux de biotite.

A l'Ouest de Katmandou, dans la vallée de la Malesh khola, les gneiss œillés forment plusieurs lentilles d'épaisseur variable (80 m au maximum). Au Sud, dans la vallée de la Bagmati, nous avons observé microscopiquement la minéralogie de ce type de gneiss œillé à texture grossière, contenant du quartz, du feldspath potassique (yeux), des plagioclases, les deux micas et de la tourmaline (planche 5-photo 10). A l'Est de Katmandou, dans les vallées de la Chak khola et de la Sindhu khola, les gneiss œillés sont intercalés avec des gneiss granitiques et des quartzites blanches foliées. Ils forment là encore des lentilles très aplaties dont l'épaisseur peut atteindre une centaine de mètres, valeur maximale observée dans la nappe de Katmandou. Ils sont composés de quartz, yeux de feldspath potassique (4 x 2 cm), biotite, muscovite, grenat et tourmaline. Localement, des pegmatites à grenat-tourmaline sont interfoliées dans ces gneiss. Les gneiss granitiques, qui leur sont souvent associés, sont des roches à grain grossier et très déformées. Ils ont la même minéralogie que les gneiss œillés. Ces gneiss granitiques sont également interfoliés avec des schistes et quartzites. Outre le quartz, ces quartzites contiennent un peu de feldspaths, muscovite et tourmaline. On observe ces quartzites seulement dans la partie Est de la formation de Kulekhani.

A l'Est de Dhulikhel (dans la vallée de Sindhu khola), il est difficile de distinguer les schistes de la formation de Kalitar de ceux de la formation de Kulekhani, car ils se ressemblent beaucoup. Par contre, dans les vallées de l'East Rapti, Manhari khola, Malekhu khola, et Belkhu khola, les quartzites de Chisapani séparent ces deux formations. Une autre distinction entre ces deux formations est la présence de nombreux

plis dans la formation de Kulekhani (planche 6-photo 11), alors qu'on en rencontre très peu dans celle de Kalitar. Une bande de marbre d'environ 5m est interstratifiée dans la formation de Kulekhani à Kotyangau, à l'Ouest de Mahadevtar (rive droite de l'Indrawati).

Au confluent de l'Indrawati et de la Melamchi khola, les quartzites micacées constituent des brèches intraformationnelles aplaties, parfois étirées. Schistosité et stratification sont bien développées. On observe fréquemment des stratifications obliques et des granoclasses, bien conservés dans les niveaux de quartzites. Dans le plan des schistosité on observe des plis de crénulation et une linéation minérale marquée par l'orientation préférentielle des biotites.

Le contact entre cette formation et celle de Markhu est progressif (Stöcklin et Bhattarai, 1977). Dans la vallée de la Malekhu, il est difficile de voir ce contact; ailleurs, nous ne l'avons pas parcouru.

2.2.1.6 La formation de Markhu (Joshi, 1973)

Cette formation affleure dans les vallées de la Rosi khola, Bagmati, Malekhu khola, Belkhu khola, Mahesh khola, Kulekhani khola, à Markhu et à Simchar (Fig. 2-8b).

Nous n'avons pas réalisé de coupes dans cette formation. Selon Stöcklin (1980), elle est constituée de roches carbonatées, schistes, et quartzites. Les roches carbonatées sont prédominantes (environ 50 pour-cent, d'après Stöcklin et Bhattarai, 1977) et se présentent sous forme de marbres blancs et roses dont les grains de calcite sont grossiers à moyens et associés à des quartz ou des biotites. Les schistes et quartzites interstratifiés dans les bandes de marbres apparaissent sombres du fait de la présence de biotite.

La formation de Markhu a été partiellement englobée par le granite du Simchar avec production de skarns et de minéralisations en Pb-Zn dans l'Est du pluton. Cette structure souligne le fait que les granites n'ont pas été guidés par la lithologie lors de leur mise en place.

2.2.2 Le groupe de Phulchauki

Ce groupe est représenté par des roches peu métamorphiques et des roches sédimentaires qui ont fourni des fossiles d'âge paléozoïque inférieur.

2.2.2.1 La formation de Tistung

Cette formation affleure dans les régions de Tistung, de Chitlang, de Thankot, de Dhulikhel, de Banepa, de Nagarkot, de Tinpile (au Nord-Ouest de Katmandou) et dans les vallées de la Bagmati et de la Kalphu khola (Fig. 2-8b).

Dans la région étudiée (Dhulikhel, Banepa, Nagarkot, Tinpile, Kalphu khola), elle est constituée essentiellement de métagrès à grain à moyen, de phyllites, et d'argilites (Figs. 2-15, 2-16). Le long de la route de Katmandou-Trisuli (à Thulo khola), on observe des bandes de gneiss à amphibole et quartz d'environ 2m d'épaisseur.

En lame mince, l'assemblage pétrographique se compose de quartz, biotite, plagioclase, muscovite, et tourmaline (planche 6-photo 12). Le quartz est xénomorphe, montrant une extinction onduleuse et un allongement selon le plan de schistosité. La biotite est abondante et marque la schistosité. Parfois on observe sa chloritisation. Le grenat est généralement absent; il a toutefois été observé dans la vallée de la Kalphu khola, près de Rittetar.

Les stratifications, les granoclasses et les ripple marks sont préservés dans les niveaux de métagrès (Stöcklin, 1980). La schistosité est généralement proche de la stratification.

Le contact entre cette formation et la formation de Sopyang est progressif (Stöcklin et Bhattarai, 1977). Il est difficile de distinguer un contact net entre cette formation et la formation de Sopyang le long de la route de Katmandou-Trisuli. On observe les mêmes lithologies sur le terrain dans les deux formations. Par contre la granulométrie de la formation de Tistung, observée au microscope, est plus grossière que celle de la formation de Sopyang.

2.2.2.2 La formation de Sopyang

Cette formation affleure le long de la route de Katmandou-Trisuli (au Nord-Ouest de Katmandou), à l'Ouest de Basanta, au Sud et au Nord de Phulchauki, dans les vallées de la Bagmati et de la Rosi khola (Fig. 2-8b).

Comme indiqué ci-dessus, le long de la route de Katmandou-Trisuli, les lithologies sont similaires à celles de la formation de Tistung. Elles sont constituées de phyllites argileuses, de métagrès sombres à grain fin (Fig. 2-15, 2-16). Des bandes de quartzites sont interstratifiées. L'analyse microscopique montre un assemblage de petits cristaux de quartz, biotite, muscovite, plagioclase, et quelques cristaux de tourmaline (planche 7-photo 13). La biotite est abondante. Le quartz est xénomorphe et montre une extinction très légèrement onduleuse. Les biotites et les muscovites marquent la schistosité naissante. Le grenat est absent.

Le long de la route de Katmandou-Trisuli on observe des stratifications entrecroisées ainsi que des brèches infraformationnelles (1 à 30 cm de long) constituées par des quartzites blanches à grain grossier.

Le sommet de la formation s'enrichit en calcaires et passe à la formation des calcaires de Chandragiri (Stöcklin, 1980).

2.2.2.3 Les calcaires de Chandragiri

Cette formation affleure à Chandragiri, Raniban (au Nord-Ouest de Katmandou), Phulchauki, et dans la vallée de la Rosi khola (Fig. 2-8b).

Je n'ai pas étudié cette formation. Selon Stöcklin (1980), elle est constituée de calcaires massifs, bien stratifiés, présentant parfois des intercalations siliceuses ou dolomitiques (Fig. 2-16). L'épaisseur des strates se réduit vers le haut comme vers le bas où les calcaires sont intercalés avec des niveaux argileux très fins. De Thankot au col de Chandragiri, on observe une bande de quartzites blanches de 100-150 mètres d'épaisseur, intrastratifiée au milieu des calcaires (Stöcklin et Bhattarai, 1977). Au-dessus de cette quartzite, des calcaires argileux à crinoïdes et fragments d'échinodermes (Ordovicien moyen à supérieur) ont été trouvés. Bordet (1961) et Bhattarai (1981) ont bien étudié la zone fossilifère du Phulchauki (Figs. 2-18, 2-19).

Une usine installée à Chobhar, au Sud de Katmandou, utilise ces calcaires pour produire du ciment. Une usine de marbre est aussi installée à Godavari pour produire des matériaux de construction.

Le contact entre cette formation et la formation de Chitlang est progressif (Stöcklin et Bhattarai, 1977).

2.2.2.4 La formation de Chitlang

Cette formation affleure dans la région de Chandragiri (Fig. 2-8b).

Je n'ai pas étudié cette formation. Selon Stöcklin (1980), elle est composée d'argilites sombres, roses (Fig. 2-16). La partie inférieure est formée par une bande de quartzites blanches. La partie moyenne est composée de quelques niveaux de calcaires argileux. A Phulchauki, la partie supérieure est formée d'argilites. Dans cette formation, à Phulchauki, on observe trois bandes hématitiques de 10 à 15m d'épaisseur.

Cette formation renferme également des fossiles : trilobites, brachiopodes, échinodermes du Silurien (Bordet *et al.*, 1959; Bordet, 1961). Selon Bordet (1961), les couches fossilifères affleurent depuis l'Ouest de Thankot jusqu'au Sud de Panauti.

La lithologie du niveau supérieur change graduellement pour passer aux calcaires de Godavari au coeur du synclinal de Phulchauki.

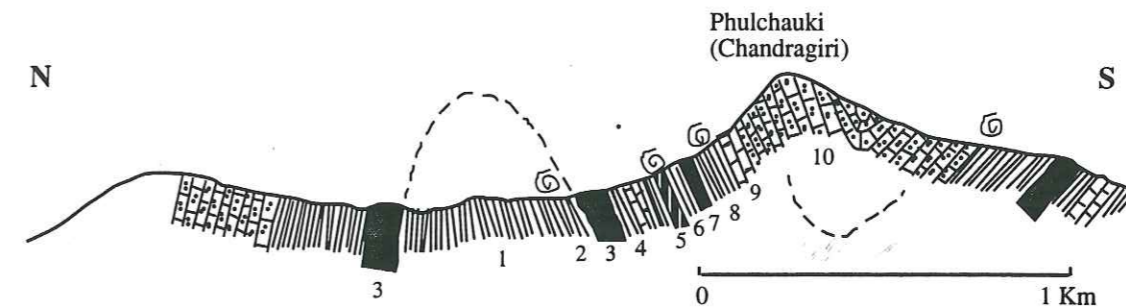


Fig. 2-18 Coupe géologique de la série fossilifère de Phulchauki. Echelle 1*1. Longueur de la coupe 3 km (Bordet, 1961).

1. pélites grises, 2. grauwackes à brachiopode, 3. quartzites, 4. pélites grises et rougeâtres contenant des bancs à faciès griotte 5. couche d'hématite à trilobites, 6. pélites grises, 7. quartzites, 8. grauwackes à trilobites et brachiopodes, 9. marbres de Godavari, 10. dolomie gréseuse café au lait, azoïque, très épaisse

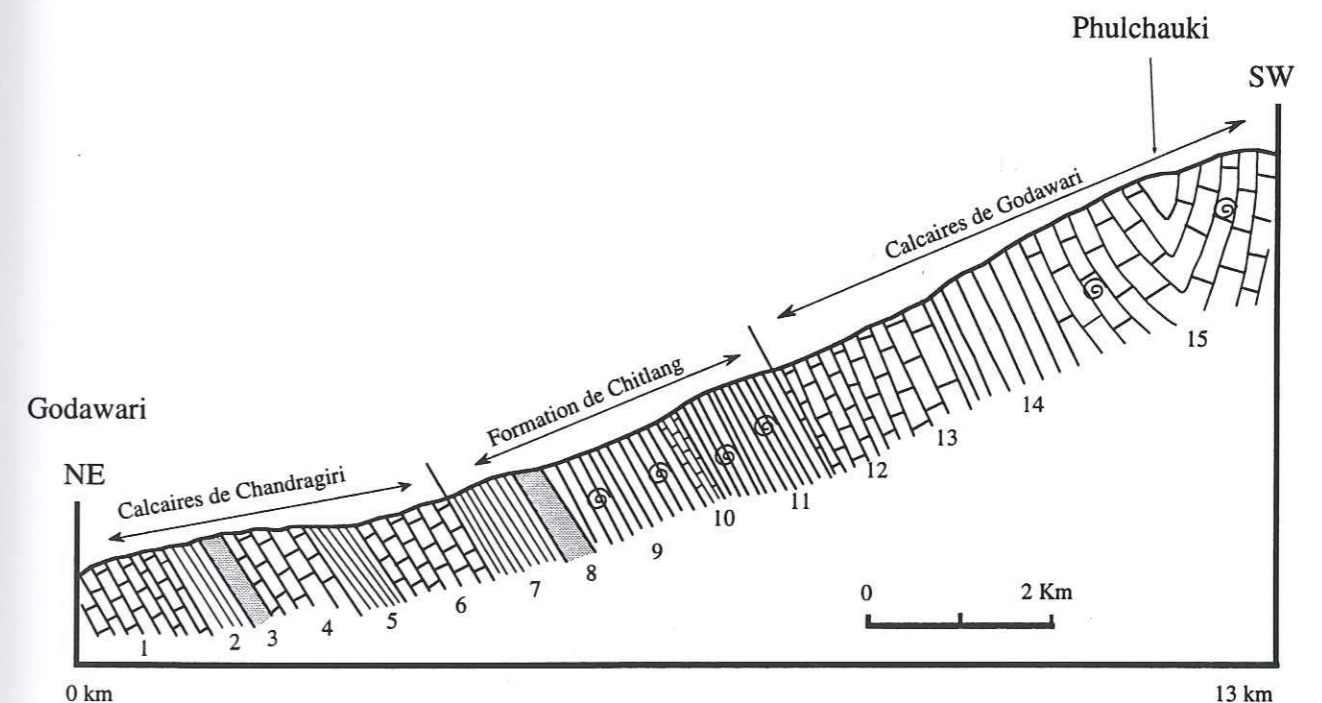


Fig. 2-19 Coupe schématique entre Godawari et Phulchauki (Bhattarai, 1981).

Calcaire de Chandragiri: 1. Calcaires dolomitiques; 2. Argilites; 3. Quartzites; 4. Calcaires massifs; 5. Phyllites; 6. Calcaires; 7. Argilites;

Formation de Chitlang: 8. Quartzites; 9. Argilites à trilobites; 10. Calcaires; 11. Argilites à trilobites;

Calcaires de Godavari: 12. Calcaires; 13. Calcaires dolomitiques à crinoïdes; 14. Argilites; 15. Dolomies à crinoïdes

2.2.2.5 Les calcaires de Godavari

Je n'ai pas parcouru cette formation. Sa particularité réside dans sa localisation car elle n'affleure qu'au sommet de Phulchauki, au coeur du synclinal (Stöcklin et Bhattarai, 1977; Stöcklin, 1980 (Fig. 2-8b)). Elle est la formation la plus jeune de la nappe de Katmandou. Sa partie inférieure est constituée de calcaires argileux, verts et roses, bien stratifiés, avec des fragments de crinoïdes. La majorité des niveaux au-dessus des calcaires à crinoïdes sont des dolomies massives de couleur blanche.

2.2.3 La pegmatite de Nardanda

Ce nom est dérivé d'un village situé à une dizaine de kilomètres au Nord-Ouest de Katmandou (Fig. 2-8b). Cette pegmatite constitue la limite entre la nappe du Gosainkund au Nord et celle de Katmandou au Sud (Fig. 2-15). Elle se poursuit jusqu'à Mahakhu (au Nord de la Mahesh khola) à l'Ouest, où elle suit la vallée de la Kalphu khola, et jusqu'à Sano Tinghare (au Nord-Est de Banepa) au Sud-Est, en passant par les villages de Budhanilkantha, Sundarijal et Nagarkot. Elle affleure particulièrement bien à Nardanda, Buddhanilkantha, Sundarijal et Shanku. On l'observe également à Chauthé et à Syudini au Nord de la Kalphu khola, à l'Est de Nagarkot et à Sano Tinghare (au Nord-Est de Banepa), mais de manière beaucoup moins évidente. Cette pegmatite de longueur hectométrique atteint son épaisseur maximale (environ 300m) au Nord de Katmandou. Son épaisseur diminue à l'Est et à l'Ouest, lui donnant ainsi une forme lenticulaire très allongée.

Elle est composée de quartz, feldspath, tourmaline, muscovite, localement associés à grenat, béryl et disthène. La texture est parfois graphique. Le quartz est enfumé ou blanc. La tourmaline, schorl, est noire, automorphe, prismatique (jusqu'à 3 cm long), et a des fracturations bien marquées. Le grenat et le disthène sont rares, seulement quelques cristaux ayant été observés à Thulo khola (route de Katmandou-Trisuli) et à Syudini, au Nord de la Kalphu khola. Des cristaux de béryl automorphes, bleus ont été observés au Nord de Sankhu.

Au Nord de cette pegmatite, un réseau de petits filons (de 2 à 5 m) est parallèle à la foliation des gneiss ocellés (Sundarijal), des gneiss granitiques, des gneiss en plaquettes et des schistes de la nappe du Gosainkund. Ces roches sont également recoupées obliquement par d'autres filons (planche 7-photo 14). Ces réseaux de filons sont donc intrusifs au sein de la nappe du Gosainkund et seraient liés à la pegmatite de Nardanda. Au Sud de cette pegmatite, comme dans la nappe de Gosainkund, quelques filons de pegmatite sont intrusifs dans les formations de Tistung et de Sopyang de la nappe de Katmandou. Parfois, au sein de ces formations, les filons sont plissés et légèrement déformés. Les boudins plurimétriques sont localisés dans le plan de foliation.

2.2.4 L'âge des formations de la nappe de Katmandou

La nappe de Katmandou est constituée de deux groupes: groupe de Bhimphedi (cristallins du "Bas-Himalaya") et le groupe de Phulchauki ayant des fossiles d'âge paléozoïque inférieur (Stöcklin et Bhattarai (1977)). Ces deux groupes se distinguent par une discordance (?), cependant, il est difficile à voir cette discordance sur le terrain. Le groupe de Phulchauki est composé de cinq formations dont trois sont riches en fossiles d'âge ordovicien à dévonien. Auden (1935), Bordet *et al.* (1959), Bordet (1961), Stöcklin et Bhattarai (1977), Stöcklin (1980) les ont décrit. Un résumé des âges de la nappe de Katmandou proposé par Stöcklin et Bhattarai (1977) est rapporté dans le tableau 2-3.

2.3 La nappe du Gosainkund (Upreti et Le Fort, sous presse)

Un grand chevauchement (MCT) sépare les formations du Moyen Pays népalais de celles de la Dalle du Tibet. Le nom de cette dernière unité varie selon les auteurs : "Dalle du Tibet" ou "Tibetan Slab" (Lombard, 1958; Bordet, 1961; Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986), "Khumbu Nappe" (Hagen, 1969), "Upper Crystalline Nappe" (Fuchs et Frank, 1970), "Himalayan Gneiss Zone" (Arita, 1983), "Greater Himalayan Sequence" (Hodges *et al.* 1993), "Higher Himalayan Sequence" (Kaneko, 1997). Dans la région au Nord de Katmandou, Upreti et Le Fort (sous presse) ont utilisé le terme "Gosainkund Crystalline Nappe" que j'ai retenu. L'épaisseur de la Dalle du Tibet dans la partie Ouest du Népal central est d'environ 4000m (zone Annapurna) et passe à 10000m dans la partie Est (zone Manaslu-Ganesh) (Colchen *et al.*, 1986). Le Fort (1971, 1975a), Pêcher (1978), Colchen *et al.* (1986) ont distingué dans la partie Ouest trois formations qui sont de la base au sommet (Fig. 2-20) :

- la Formation I, composée de gneiss très micacés et de migmatites quartzo-feldspathiques correspondant à d'anciennes alternances grauwackeuses et pélitiques;
- la Formation II, où des gneiss à minéraux calciques prédominent ;
- la Formation III, où l'on rencontre des gneiss ocellés très caractéristiques datés à 517 ± 16 Ma (Le Fort *et al.*, 1982).

Dans la région étudiée, la nappe du Gosainkund correspond au Haut-Himalaya ou Dalle du Tibet. Elle est située au Nord, Nord-Est et Nord-Ouest de Katmandou. Cette nappe s'étend depuis le Nord du Langtang jusqu'au Nord du bassin de Katmandou, où elle est représentée par la formation I de la Dalle du Tibet. Elle affleure jusqu'à Syabru Bensi au Nord et se poursuit à l'Ouest de Syabru Bensi, à Galchi à l'Ouest, à Nagarkot à Est, et dans la vallée de l'Indrawati khola au Nord-Est de Katmandou. Dans la vallée du

Langtang, au Nord de la région étudiée, Inger (1991), Macfarlane *et al.* (1992), Macfarlane (1993, 1995); Reddy *et al.* (1993) ont mené des travaux détaillés.

Dans cette unité, j'ai fait plusieurs coupes pour en étudier la lithologie et la structure (Fig. 2-8b). On présente ici quelques-unes (Figs. 2-11, 2-13, 2-15, 2-21). La description lithologique est généralement présentée de la base au sommet de chaque coupe. Cependant, il y a parfois des répétitions lithologiques au sein d'une même coupe. Je décrirai la nappe le long de coupes naturelles en partant des vallées pour aller jusqu'aux crêtes.

2.3.1 Description des différentes coupes

A partir de la coupe de la Melamchi khola, je vais décrire en détail les différentes lithologies rencontrées dans la nappe du Gosainkund. Les autres coupes seront moins détaillées mais les lithologies sont similaires à cette coupe de référence.

2.3.1.1 Coupe lithologique de la vallée de la Melamchi khola

Le long de cette coupe, la partie basale, située au-dessus du MCT, est constituée de gneiss granitiques à tendance ocellée qui sont très abondants, gneiss ocellés, quartzites, paragneiss, gneiss en plaquettes dans lesquels des migmatites peuvent être interfoliées. Cet ensemble lithologique de forme lenticulaire se prolonge jusqu'à l'Indrawati river à l'Est et jusqu'au Nord-Est de Nagarkot au Sud. Le contraste lithologique et métamorphique suggère que le MCT passe entre les gneiss granitiques à tendance ocellée et les gneiss en plaquettes et quartzites de la nappe de Katmandou.

Gneiss granitiques à tendance ocellée

Les gneiss granitiques à tendance ocellée sont composés de quartz, de feldspath potassique perthitique, biotite, plagioclase et muscovite. Du grenat et du disthène ont également été observés sur le terrain. Au microscope, le feldspath potassique perthitique est xénomorphe à hypidiomorphe; le plagioclase est hypidiomorphe, le quartz xénomorphe, et la biotite et la muscovite xénomorphes.

Gneiss ocellés

A Melamchi Bazar, on trouve de très beaux blocs de gneiss ocellé dans les lits des torrents. La taille des yeux de feldspath potassique est centimétrique à décimétrique; ces yeux sont plus ou moins aplatis et marquent la foliation.

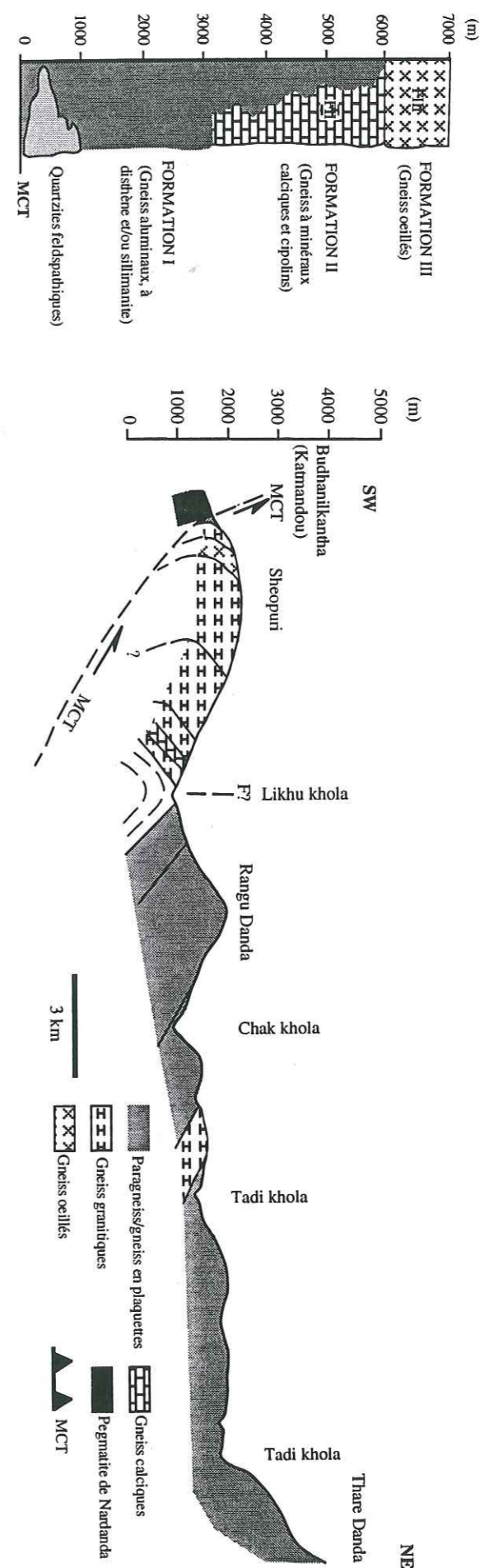


Fig. 2-20 Coupe lithostratigraphique de la Dalle du Tibet (d'après Colchen *et al.*, 1980)

Fig. 2-21 Coupe schématique de la nappe du Gosainkund entre Katmandou et Thare Danda (Sud du Gosainkund) (cette étude).

Sur le terrain, il est difficile de suivre les gneiss oeuillés de façon continue. Il semble former de grandes lentilles au sein des gneiss granitiques à tendance oeuillée décrits ci-dessus. Sur l'affleurement de Thakle où les yeux de feldspath potassique atteignent 6 x 3 cm, on observe deux micas, de la tourmaline, des plaques à quartz-sillimanite (fibrolite), et du disthène. En rive droite de la Sindhu khola, des gneiss oeuillés à feldspaths potassiques de 6 x 5 cm sont interfoliés dans les gneiss granitiques à tendance oeuillée. Les deux micas, la tourmaline et la fibrolite y sont également présents. A l'Est de Chaukibhanjyang, les gneiss oeuillés très micacés et à tourmaline, montrent des feldspaths potassiques de 5 x 3 cm et des xénolites d'encaissant (gneiss en plaquettes).

Environ 300 m au-dessus de Melamchi Bazar, sur le chemin de Sarmathang, on recoupe des faciès oeuillés très sombres où la biotite est plus abondante que la muscovite et où les yeux de feldspath potassique centimétriques sont dispersés. Ces roches sont recoupées par de nombreux filons granitiques.

A Gulbhanjyang, les gneiss oeuillés ont probablement un gisement lenticulaire car ils disparaissent à l'Ouest et à l'Est. A l'affleurement, on observe des yeux jayant usqu'à 10 cm de long. Ces gneiss sont constitués de feldspath potassique, quartz, plagioclase, biotite, muscovite et tourmaline (planche 8-photo 15).

Quartzites blanches

Ces quartzites on déjà été décrites par Arita *et al.* (1973) dans cette région. Elles sont intercalées avec des niveaux micacés très fins. Elles affleurent dans les vallées de la Talamarang khola et dans la partie supérieure de la Ghylthum khola, où elles sont massives, à texture grossière, fracturées et constituées de quartz très dominant, grenat, amphibole et deux micas inclus dans la schistosité. Au microscope, le quartz est xénomorphe, de couleur bleu, rouge, enfumé et très fracturé. Le grenat est xénomorphe avec des inclusions de quartz.

Ces quartzites se suivent vers l'Ouest et se terminent probablement à Samantar, dans la vallée de la Tadi khola. Par contre elles disparaissent sur la rive droite de la Melamchi khola.

A Ichok, en rive droite de cette vallée, quelques niveaux de quartzites blanches sont intercalés avec des paragneiss à sillimanite. Ces quartzites ne contiennent pas de grenat ni d'amphibole et montrent des stratifications entrecroisées bien préservées.

A l'Ouest de Melamchigaon, des quartzites blanches à grenat et des quartzites grises à sillimanite sont présentes sur quelques mètres d'épaisseur.

Le contact entre ces quartzites et les paragneiss est progressif.

Paragneiss

Les paragneiss sont généralement abondants par rapport aux autres lithologies. Ils sont souvent interstratifiés avec des gneiss en plaquettes et marquent la schistosité.

Sur le chemin de Sarmathang, au Nord de Melamchi Bazar, les paragneiss sont à deux micas et grenat et présente du disthène bleu verdâtre centimétrique.

En rives droite et gauche de la Talamarang khola, ces paragneiss également présents et sont principalement composés de deux micas, grenat, quartz, disthène de 2 cm de long, et feldspaths.

Vers le Nord, dans la partie inférieure de la vallée de Ghylthum khola, le grenat est millimétrique à centimétrique et a cristallisé à l'intérieur de feldspaths étirés (planche 8-photo 16). Des microplis de crénulation osont présents (planche 9-photo 17). En lame mince, on observe de la sillimanite fibrolitique sans disthène. Elle cristallise en bordure des biotites et est parfois incluse dans les muscovites. Deux générations de grenats xénomorphes à hypidiomorphes et à texture poecilitique sont observées : la première montre des inclusions de quartz, biotite, muscovite, et opaques au cœur des cristaux; la deuxième est pauvre en inclusions et celles-ci sont restrictes à la bordure. A Timbu, sur la rive gauche de la Malemchi khola, le microscope montre le remplacement du disthène de la fibrolite.

En remontant la vallée de Gohare khola vers Ichok, des paragneiss à grenat et sillimanite fibrolitique sont interstratifiés dans des quartzites et des gneiss en plaquettes.

A Kutumsang, des pegmatites sont intrusives dans ces gneiss.

Dans la partie supérieure de la nappe, les paquets de sillimanite centimétriques sont présents dans les paragneiss (planche 9-photo 18).

Gneiss en plaquettes

Les gneiss en plaquettes sont généralement interstratifiés avec des paragneiss et affleurent très largement dans cette nappe du Gosainkund.

Sur le chemin de Sarmathang, au Nord de Melamchi Bazar, ils présentent des stratifications. Dans la partie supérieure de la nappe (près de Sarmathang), la sillimanite fibrolitique est abondante et souligne la linéation minérale.

Dans la vallée de la Talamarang khola, ces gneiss sont interstratifiés avec des gneiss calciques d'environ vingt mètres d'épaisseur.

Au Nord de Kutumsang, dans la partie supérieure de cette nappe, ces gneiss sont recoupés par de petits filons granitiques.

Sur la rive gauche de la Melamchi khola (près de Timbu), ces gneiss sont interstratifiés avec des paragneiss et parfois avec de petites bandes centimétriques de gneiss granitique. Localement, le grenat cristallise à l'intérieur de la sillimanite. En lame

mince, les grenats se révèlent poecilitiques (clusions de quartz). Dans les fractures du grenat, des rétro-morphoses en chlorite sont observées dans les niveaux supérieurs de la nappe.

Gneiss granitiques

Les gneiss granitiques affleurent à Pangu Danda, ils se prolongent vers l'Est dans la vallée de Melamchi khola à Melamchigoan et à Yangri Danda et vers Mane Bhanjyang à l'Ouest. Ils affleurent également à Gangjwal, au Sud de Tarkeghyang sur la rive gauche de la vallée de la Melamchi khola.

Au Sud de Melamchigaon, ces gneiss à grenat et à sillimanite (fibrolite) sont à grain grossier. A Yangri Danda, ils sont déformés et interfoliés avec les gneiss ocellés. Un filon de pegmatite parallèle au plan de la foliation y a également été observé.

Ces gneiss sont constitués de quartz, feldspath, biotite, muscovite, sillimanites (fibrolite) et grenat. Le feldspath potassique est abondant et la proportion de muscovite diminue vers la partie supérieure de la nappe tandis que celle de sillimanite augmente en soulignant la linéation minérale. Quartz, feldspaths et micas sont dans le plan de foliation. Au microscope nous avons, en outre, observé des tourmalines et des minéraux accessoires (zircon, apatite, opaques). Les grenats de la partie supérieure de la nappe sont rétro-morphosés en chlorite dans les fractures.

Gneiss calciques

Au Sud de Tharepati, des gneiss calciques sont associés à quelques niveaux de gneiss granitiques à tendance ocellée et à des gneiss ocellés. A Melamchigaon, ces gneiss calciques forment un éboulis où ils sont associés à quelques blocs de marbre, gneiss en plaquettes, quartzites blanches, quartzites grises, gneiss à tendance ocellée à sillimanite. Je n'ai pas pu observer ces gneiss calciques à l'affleurement. Par contre, on peut les observer sur une vingtaine de mètres d'épaisseur au confluent de la Talarang khola et de la Melamchi khola. Quelques niveaux d'une épaisseur inférieure à 5m sont interfoliés dans les gneiss en plaquettes et les paragneiss à Guwaghyang, au Nord d'Ichok, et au Sud de Tarkighyang (le long du chemin entre Melamchi Bazar et Tarkighyang) où ils peuvent être recoupés par une pegmatoïde à amphibole et grenat.

Ces gneiss calciques sont constitués d'amphiboles localement étirées, pyroxènes, grenats, quartz et feldspaths. En lame mince, l'amphibole est xénomorphe, verte avec de nombreuses fracturations, le pyroxène montre un clivage net et les feldspaths sont des plagioclases et du microcline.

Migmatites

Dans la partie supérieure de la vallée de la Melamchi khola (près de Tharepati et du sommet de Gosainkund), les migmatites sont abondantes (planche 10-photo 19). Elles sont massives, quartzo-feldspathiques avec de la sillimanite en abondance, et à texture granitique ou aplo-pegmatitique (pour les mobilisats les plus tardifs) qui détruisent l'architecture originelle du gneiss. A Tharepati, des concentrations de leucosome, de mésosome et de mélanosome sont présentes. Parfois ces migmatites plissées sont recoupées par des filons d'aplo-pegmatite.

Localement, il existe des migmatisations dans les parties inférieures de la nappe (aval de la vallée de la Melamchi khola, vers Memachi Bazar).

2.3.1.2 Coupe lithologique de la vallée de l'Indrawati khola

Dans cette vallée des paragneiss, des gneiss en plaquettes, des gneiss ocellés et des quartzites affleurent largement. Localement on trouve des gneiss granitiques, des gneiss ocellés et des gneiss calciques.

Paragneiss

Les paragneiss à grenat se superposent à des gneiss en plaquettes de la nappe de Katmandou où le front du MCT est souligné par les différences lithologiques. Souvent les paragneiss sont interstratifiés avec des gneiss en plaquettes et parfois avec des gneiss granitiques. Environ 200 m en arrière du MCT, vers le haut de la vallée, les paragneiss sont à deux micas, grenat centimétrique et disthène millimétrique. A Kotgaon, à Myagoan (rive gauche de la vallée), ils sont à deux micas et grenat mais le disthène est invisible. On les retrouve encore sur la rive droite de la Yangri khola. Dans la partie supérieure de la vallée, ces formations sont interfoliées avec des quartzites blanches. La foliation est marquée par des niveaux de micas et quelques filons de pegmatite recoupent les gneiss.

Au microscope les minéraux déjà cités sont accompagnés de staurotide parallèle au plan de la schistosité. Il existe deux générations de grenat : la première a des inclusions abondantes de quartz, biotite, muscovite et opaques dans le cœur du minéral; la deuxième a peu d'inclusions, localisées au niveau de la bordure. De petits grenats sans inclusions sont également présents et sont probablement contemporains des grenats de la deuxième génération.

Gneiss en plaquettes

Comme les paragneiss, les gneiss en plaquettes affleurent largement dans les vallées de la Mahadev khola, en rives gauche et droite de l'Indrawari khola et à Kotgaon. Ils s'intercalent souvent avec des paragneiss et ont une foliation bien développée. Leur étude au microscope a montré la même association minéralogique que dans les paragneiss à l'exception du disthène qui est absent.

A Kotgaon, j'ai observé quelques blocs de gneiss calciques bien stratifiés constitués d'amphibole et de grenat comme ceux de la coupe de la Melamchi khola.

Gneiss ocellés

L'équivalent (même gisement et même pétrographie) des gneiss ocellés de Melamchi Bazar a été observé à Kaphalgairi, en rive droite de l'Indrawati.

Gneiss granitiques à tendance ocellée

Au confluent de la Larke khola et de la Panch Pokhari khola, on observe des gneiss granitiques à tendance ocellée et grain grossier. Les amandes de feldspath potassique de 4 x 3 cm sont étirées et soulignent la schistosité. Dans ces gneiss, les micas sont abondants et grenat et tourmaline sont présents. Lorsqu'on suit la vallée de la Yangri khola, juste après le confluent de la Panch Pokhari khola et de la Yangri khola, on retrouve ce gneiss interfoliés avec des gneiss en plaquettes.

Quartzites

Après le village Myugaon, en rive gauche de la Panch Pokhari khola, nous avons rencontré des quartzites grises et blanches, micacées et grain grossier. Elles montrent une stratification avec des niveaux pélitiques et grauwakeux et parfois des structures entrecroisées sont préservées. Le plan de schistosité est souligné par les micas, des grenats étirés et par des filons centimétriques à tourmaline. Quelques niveaux de quartzites blanches à grenat et amphibole, équivalentes de celles de la coupe de la Melamchi khola ont été observés. Dans cette zone, la sillimanite et le disthène sont toujours absents, bien qu'elle soit structuralement plus haute que le MCT.

2.3.1.3 Coupe lithologique dans la vallée de la Tadi khola

Dans les vallées de la Likhu khola et de la Tadi khola, la nappe du Gosainkund commence par des paragneiss à grenat qui la distinguent du Moyen Pays caractérisé par

des schistes noirs de Benighat. Dans cette coupe, on trouve paragneiss, gneiss en plaquettes, gneiss granitiques, gneiss calciques et migmatites.

A la base de cette nappe, les paragneiss à grenat sont à grain grossier et très cisailés, avec des lentilles de quartz parallèles au plan de foliation. Dans cette région, la lithologie pélitique prédomine sur la lithologie grauwakeuse. Les minéraux observés sont quartz, feldspaths, biotite, muscovite, grenat et, accessoirement, tourmaline. Les caractères microscopiques sont similaires (planche 10-photo 20) à ceux observés à l'Est, dans les vallées de la Melamchi khola et de l'Indrawati khola.

Dans la partie moyenne de cette nappe, nous avons observé des disthènes bleus (jusqu'au 6 cm de long) et des grenats (3 x 3 cm) dans les paragneiss et les gneiss en plaquettes. Il existe des intercalations de niveaux calciques centimétriques et de gneiss granitiques à tendance ocellée métriques. En rive droite de la Tadi khola, au Nord de Shikarbesi, les gneiss granitiques ont un gisement lenticulaire, parallèle à la foliation et à l'axe NNE-SSW d'un synclinal (cf. chapitre 3). On les retrouve vers l'Est également, à Mane Bhanjyang, à l'Ouest de Pangu Danda et on les suit jusqu'à Yangri Danda. Les filons de pegmatite sont parallèles au plan de foliation. Parfois, des matériaux granitiques sont concentrés dans le plan axial du plis. Les paragneiss, gneiss en plaquettes, gneiss granitiques à tendance ocellée et gneiss granitiques présentent les mêmes minéraux que dans les coupes de la Melamchi khola et de l'Indrawati khola. Cependant, on observe le remplacement du disthène par de la sillimanite (fibrolite) sur la bordure des cristaux (planche 11-photo 21).

Dans la partie supérieure de la vallée de la Tadi khola, paragneiss, gneiss granitiques, gneiss granitiques à tendance ocellée et migmatites sont très riches en disthène. Lorsque l'on s'élève dans la structure, dans les mêmes lithologies, la proportion de disthène diminue au profit de la sillimanite qui devient très abondante. Ce phénomène est similaire à celui décrit sur la coupe de la Melamchi. On y trouve aussi des bancs centimétriques à métriques de gneiss calciques. A Ghopteogaon, des mobilisats ayant migré dans la tête des petits plis ont été vus. Au microscope, ces migmatites montrent quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, sillimanite, muscovite et grenat.

2.3.1.3 Coupe lithologique entre la Sindhu khola et Lachche Danda (près de Ranipauwa)

Dans cette coupe, le MCT sépare les quartzites de Singla du Moyen Pays Supérieur et les gneiss en plaquettes à grenat de la nappe du Gosainkund. Nous y avons retrouvé les mêmes lithologies que dans les coupes précédentes de la nappe du Gosainkund. Les caractères pétrographiques des différentes roches sont similaires à ceux de la Tadi khola, Melamchi khola et Indrawati khola.

Sur 3 km d'épaisseur, du MCT jusqu'à Lachche Danda, nous avons rencontré des lithologies très variées (Figs. 2-8b, 2-22). Depuis la base de la nappe et sur 1,5 km

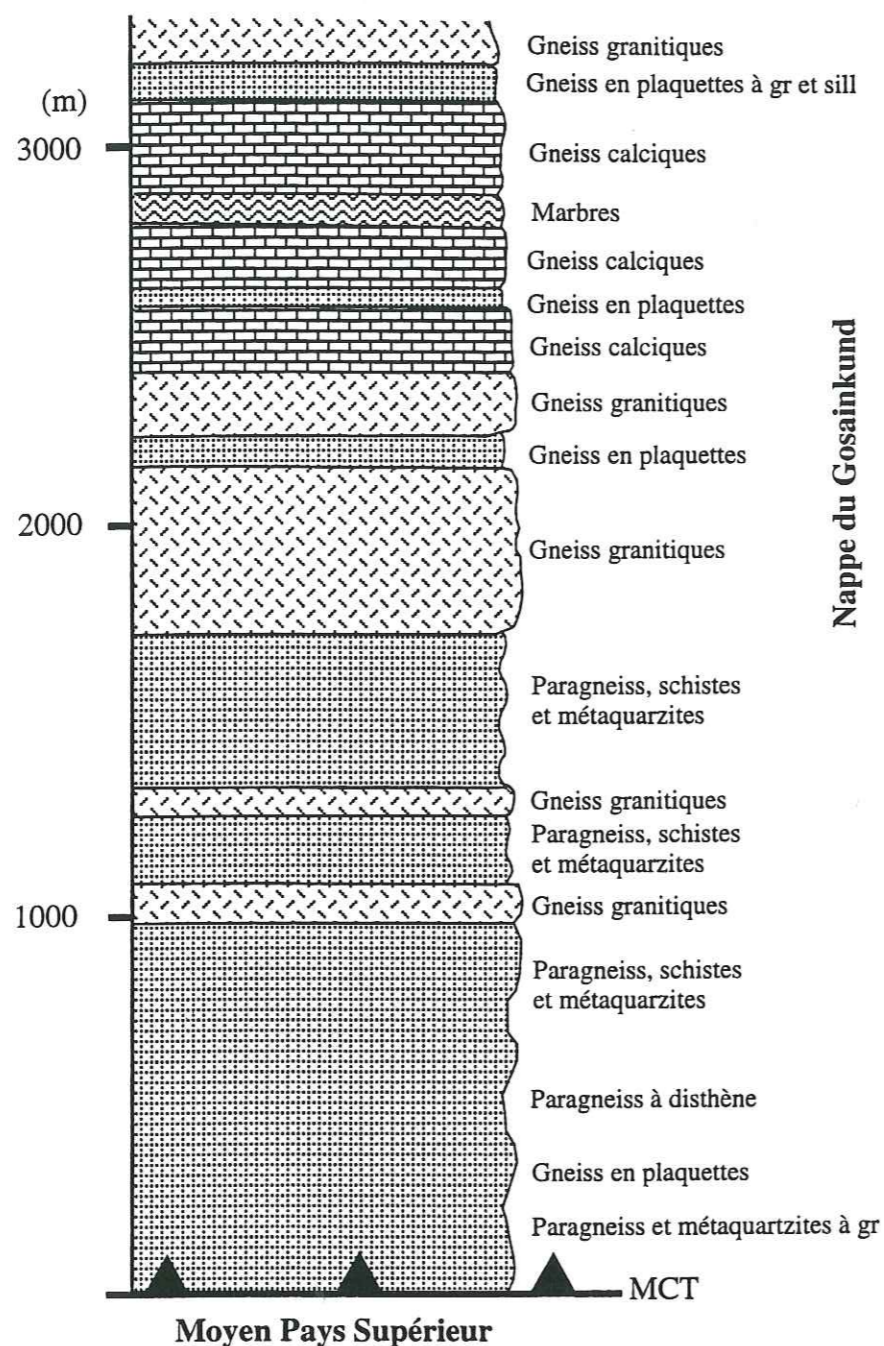


Fig. 2-22 Colonne lithostratigraphique de la nappe du Gosainkund entre la Sindhu khola et Lachche Danda (près de Ranipauwa) (cette étude).

d'épaisseur, on trouve des gneiss en plaquettes à grenat, puis des paragneiss à disthène intercalés avec des gneiss en plaquettes. Dans la partie supérieure des gneiss granitiques s'intercalent des gneiss en plaquettes, des gneiss calciques à amphibole, grenat, pyroxène et épidote, et des marbres. Des gneiss en plaquettes à sillimanite, des gneiss granitiques et

parfois des migmatites, et des quartzites avec des pegmatites à tourmaline abondantes forment la partie terminale de la coupe. La pegmatite peut être intrusive dans les gneiss granitiques et contient des grenats allongés et étirés par une très forte déformation. Dans cette coupe, les lithologies sont tout à fait similaires à celles des autres coupes, mais ont des positions stratigraphiques différentes.

Si on continue la coupe dans la vallée de la Kalphu khola vers le MCT, on observe des gneiss en plaquettes, des gneiss granitiques et des gneiss oillés très étirés (planche 11-photo 22).

La foliation, bien développée, est orientée E-W avec un pendage vers le Sud; elle montre que cette coupe est positionnée sur le flanc Sud de l'anticlinorium E-W.

2.3.1.4 Coupe lithologique entre de la vallée de la Likhu khola (près de Rangu Danda) et Sheopuri-Budhanilkantha

Dans cette coupe, la partie inférieure est caractérisée par la présence de paragneiss à grenat sans disthène. Dans la partie moyenne (vers le sommet de Sheopuri), les gneiss en plaquettes à niveaux grauwackeux sont intercalés avec des gneiss granitiques et des gneiss calciques abondants. Disthène et sillimanite sont toujours absents. Des pegmatites parallèles au plan de foliation de ces roches sont présentes. Dans la partie supérieure de la coupe, la sillimanite apparaît dans les gneiss granitiques, qui sont abondants, et dans les gneiss en plaquettes intercalés avec des quartzites. Des granites à tourmaline contenant des xénolithes de gneiss en plaquettes ainsi que des pegmatites à tourmaline ont également été observés. Au Sud de Sheopuri, des gneiss oillés étirés forment l'équivalent latéral des gneiss oillés de Sundarijal.

2.3.2 Synthèse lithologique

La lithologie des différentes coupes relevées dans la nappe du Gosainkund peut être synthétisée de la manière suivante : les paragneiss et gneiss en plaquettes affleurent essentiellement dans les parties basales et moyennes de la nappe tandis que les niveaux calciques, les gneiss granitiques, les gneiss oillés, les migmatites à niveaux pélitiques et psammitiques se localisent dans les niveaux supérieurs.

Les gneiss granitiques (quartzo-feldspathiques) affleurent dans différentes régions de la nappe. Ce sont des roches très foliées, généralement à grain moyen et grossier, composées de feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, muscovite, tourmaline, ± grenat, ± disthène, ± sillimanite (fibrolite). Leur minéralogie et leur texture suggèrent qu'ils représentent des gneiss oillés très fortement déformés. Les pegmatites ou matériaux granitiques qui les recoupent par endroits contiennent muscovite et tourmaline, quelquefois associées à de la biotite.

Les gneiss granitiques à tendance oeuillée sont composés de quartz, feldspath potassique perthitique, plagioclase, biotite, muscovite, tourmaline, \pm grenat, \pm disthène. Tout comme les gneiss granitiques, ils pourraient résulter de gneiss oeuillés très fortement déformés.

Les gneiss oeuillés ont généralement un gisement lenticulaire à proximité du MCT dans la vallée de l'Indrawati, au Nord de Katmandou et dans la vallée de la Kalphu khola. Ce sont des roches quartzo-feldspathiques à deux micas et à tourmaline. Leur grain est grossier, avec des mégacristsaux de feldspath potassique pouvant atteindre 10 cm. Ces gneiss sont constitués de feldspath potassique perthitique, quartz, plagioclase, biotite, muscovite, tourmaline, \pm sillimanite (fibrolite), \pm disthène et minéraux accessoires (apatite, opaques et zircon). On trouve également par endroits des xénolithes de gneiss en plaquettes. La schistosité est principalement marquée par les micas, et parfois par les mégacristsaux. Les pegmatites intrusives dans ces gneiss se présentent en filons décimétriques à plurimétriques (jusqu'à 5 m), concordants ou sécants sur la foliation.

Les migmatites affleurent dans les parties supérieures de la nappe, dans les crêtes de Phalangu-Gosainkund et de Sheopuri, mais peuvent être localement rencontrées dans la partie basale de cette nappe. Ces migmatites sont massives, quartzo-feldspathiques, à texture granitique ou aplo-granitique (pour les mobilisats les plus tardifs) et l'architecture originelle du gneiss est détruite. Elles sont composées de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, sillimanite, grenat et muscovite. La proportion de muscovite est d'autant plus faible que la sillimanite est abondante. Les concentrations de leucosome, mésosome et mélanosome, bien plissées dans les migmatites, sont recoupées par des filons aplo-pegmatitiques.

Les quartzites blanches affleurent plutôt dans la vallée de la Talamarang khola, à l'Ouest de cette vallée et dans la partie supérieure de la vallée de Panch Pokhari. Elles apparaissent très massives, généralement à grains moyens et on peut y observer des structures sédimentaires entrecroisées. Elles sont constituées de quartz, amphiboles, biotite, muscovite et grenat. Des paragneiss à sillimanite leur sont localement associés.

Les paragneiss affleurent dans toute la nappe. Il s'agit de roches à grain moyen, sont généralement interstratifiées avec des gneiss en plaquettes, à schistosité bien marquée. Ces roches sont à deux micas, grenat, généralement disthène, \pm sillimanite. Des filons de pegmatites les recoupent.

Les gneiss en plaquettes affleurent également dans toute la nappe. Ils possèdent les mêmes minéraux que les paragneiss, mais la sillimanite y est plus abondante, surtout dans la partie supérieure de la nappe. Parfois, des grenats montrent un métamorphisme rétrograde caractérisé par la présence de chlorite. Ils sont recoupés par des filons granitiques.

Les gneiss calciques affleurent avec un gisement lenticulaire dans les régions de Pangu Danda-Tharepati et de Ranipauwa. Ils sont bien stratifiés et constitués

d'amphibole, pyroxène, grenat, quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite. Parfois, ces gneiss sont recoupés par des roches pegmatitiques à amphibole et grenat.

2.3.3 Comparaison avec les régions voisines

Cette nappe du Gosainkund, d'environ 10 km d'épaisseur, apparaît de différentes lithologies où la déformation et le métamorphisme sont très marqués. Nous discutons ces deux points dans les chapitres suivants. Dans la région étudiée, le contact entre le MCT et la nappe est soulignée par des lithologies variables. Dans la vallée de l'Indrawati, des gneiss oeuillés et des gneiss granitiques à tendance oeuillée sont au contact du MCT. Au Nord de Katmandou, ce sont des gneiss en plaquettes, des gneiss granitiques et des gneiss oeuillés qui soulignent le MCT. Enfin, dans les vallées des Tadi khola et Phalangu khola, paragneiss à grenat et gneiss en plaquettes sont au contact du MCT.

À l'Ouest de la région étudiée, différents auteurs (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986) ont divisé les massifs cristallins du Haut-Himalaya en trois grandes unités (Formation I, Formation II et Formation III déjà décrites au début du mémoire). De leur côté, Arita *et al.* (1982), Arita (1983) distinguent trois niveaux de la base au sommet : les niveaux argilo-arénacés, les niveaux calcaires et les niveaux calcaro-argileux.

Pour la comparaison de ma zone d'étude avec les zones voisines, j'évoquerai seulement la partie plus basale du cristallin du Haut Himalaya (formation I) que je vais décrire en détail à partir de la littérature. Pour Le Fort (1975a), Pêcher (1978), Arita *et al.* (1982), Arita (1983) et Colchen *et al.* (1986) cette unité basale de la Dalle du Tibet est composée à sa base de paragneiss à deux micas et grenat, \pm disthène, et d'une alternance de pélites et de grauwackes qui donne les gneiss en plaquettes. Vers le haut de la formation I, la sillimanite est abondante ce qui correspond à l'augmentation des mobilisats. Les gneiss oeuillés sont fréquents et interstratifiés avec des niveaux de roches calc-silicatées et de quartzites. Pêcher (1978) a montré que les gneiss à minéraux calciques, les quartzites et les gneiss oeuillés de la formation I à Ritirbini ressemblent aux lithologies de la Formation II et de la Formation III (Fig. 2-23). Ces lithologies représentent des intercalations d'origine sédimentaire de niveaux carbonatés dans les méta-pélites, les méta-grès et les méta-grauwackes qui forment le reste de la Formation I (Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986).

Je vais maintenant comparer notre zone d'étude à la Formation I de l'Ouest du secteur étudié.

Dans la partie Nord-Ouest du secteur étudié, aux niveaux des vallées de la Phalangu khola et de la Tadi khola, la partie inférieure de la nappe, au contact du MCT, est composée par des paragneiss à deux micas et grenat, \pm disthène similaires à ceux de la

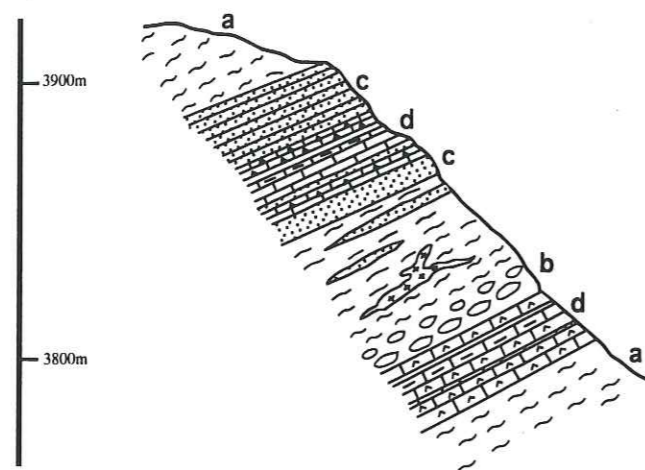


Fig. 2-23 Coupe schématique des niveaux quartzitiques et carbonatés "interstratifiés" dans la Formation I à Ritirbini, à l'Ouest du secteur étudié.

a: gneiss banals; b: embréchites oeillées; c: quartzites; d: amphibolites et pyroxénites.

partie basale de la formation I à l'Ouest du secteur étudié. Dans les mêmes vallées, la partie supérieure (vers Tharepati et Gosainkund) est constituée de migmatites à sillimanite, de paragneiss à sillimanite, de gneiss oeillés ± sillimanite, de gneiss calciques et de quartzites. Ces roches sont tout à fait similaires à la partie supérieure de la formation I de la région située à l'Ouest. Cette zone correspond au flanc Nord d'un anticlinorium d'axe E-W.

Dans la zone de Sheopuri, située au Nord de Katmandou, les mêmes similitudes avec la formation I sont observées. Une nouvelle fois, la partie supérieure est caractérisée par la présence de sillimanite. Cette zone forme le flanc Sud de l'anticlinorium d'axe E-W (Figs. 2-8, 2-21, 2-23).

Dans la partie Nord Est de la zone d'étude, au niveau de la vallée de la Melamchi khola, la lithologie dans son ensemble est similaire à celle de la Formation I. Par contre dans cette zone ce sont les gneiss oeillés et les gneiss granitiques qui affleurent au contact du MCT.

Ici se pose le problème de savoir si, dans la nappe de Gosainkund, au niveau de la zone d'étude, la Formation II et la Formation III existent ou non. Les épaisseurs de ces formations II et III, qui sont importantes à l'Ouest de la zone d'étude, diminuent vers l'Est dans la zone du Ganesh Himal à l'Est des Annapurna et c'est la formation I qui présente des épaisseurs importantes à l'Est (voir carte Colchen *et al.*, 1980).

Dans ma zone d'étude on trouve des gneiss calciques, similaires à ceux de la formation II, à Ranipauwa et à Tharepati, mais les niveaux n'ont que quelques mètres d'épaisseur. D'autre part, je n'ai pas observé de continuité entre les affleurements de

gneiss calciques de la formation II à l'Ouest et ceux de Tharepati et de Ranipauwa. Il apparaît donc difficile d'affirmer que les gneiss calciques observés dans ma zone d'étude correspondent au même niveau stratigraphique que ceux de la formation II. D'autre part, à Gosainkund et Sheopuri, les gneiss calciques sont situés au-dessous de la zone de migmatisation, alors qu'à l'Ouest de ma zone d'étude ils sont situés au-dessus des migmatites qui correspondent au sommet de la formation I (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986; Brouand, 1989).

Des gneiss oeillés comparables à ceux de la formation III affleurent dans la vallée de la Kalphu khola, Sundarijal-Sheopuri, Sindhu khola et Gulbhanjyang. Par contre, je n'ai pas observé de continuité entre les affleurements de l'Ouest et ceux de ma zone d'étude. Toutefois, j'ai pu définir qu'ils constituaient la partie supérieure de cette nappe.

La lithologie dans ma zone d'étude permet de la rapprocher des formations I ou II ou III, mais ses caractéristiques sont telles qu'il n'est pas possible d'y reconnaître spécifiquement l'une ou l'autre de ces formations.

Dans la nappe du Gosainkund, Arita *et al.* (1973) décrivent trois unités lithologiques : (a) l'unité des gneiss du Gosainkund, (b) l'unité des gneiss du Ganesh Himal et (c) l'unité des migmatites de Langtang. Ces unités sont constituées de gneiss à deux micas et grenat, de gneiss à sillimanite-disthène-grenat-micas, de gneiss à cordiérite-sillimanite-micas, de gneiss à sillimanite-micas, de gneiss à silice-(grenat)- muscovite et de migmatites granitiques. Au Sud, les gneiss injectés de la zone de Sheopuri sont constitués de schistes cristallins de nature pélitique, psammitique et siliceux, avec intercalations de schistes calco-arénacés, ces auteurs considérant que ces lithologies appartiennent à la nappe de Katmandou. Pour les raisons que j'ai développées ci-dessus, je considère que les lithologies du Sheopuri et de la région du Gosainkund-Langtang sont des massifs cristallins formant une seule unité dans la nappe du Gosainkund.

Macfarlane *et al.* (1992), au Nord de notre zone, ont observé dans les massifs cristallins du Haut-Himalaya (région de Langtang) des paragneiss et des migmatites et plus rarement des gneiss amphibolitiques et pyroxénitiques (qui sont les équivalents de nos gneiss calciques). Au même endroit, Inger (1991) décrit les mêmes lithologies, équivalentes de la formation I, mais n'observe pas les niveaux calciques (équivalent de la Formation II), tandis qu'il observe les gneiss oeillés (équivalent de la Formation III). Ces deux études montrent qu'au nord de la nappe du Gosainkund, les gneiss calciques et les gneiss oeillés existent mais avec des épaisseurs très réduites. Ces résultats sont en accord avec les lithologies que j'ai rencontrées dans la partie sud.

Pour Maruo et Kizaki (1983), à l'Est de la région étudiée, les gneiss en plaquettes à biotite et le cristallin du Haut-Himalaya sont séparés des migmatites et des migmatites granitiques de Khumbu par le chevauchement "Khumbu Thrust". Ces lithologies sont similaires à celles de la nappe du Gosainkund, mais nous n'observons pas l'équivalent du chevauchement "Khumbu Thrust" sous les migmatites.

Schelling (1987), à l'Est de la région étudiée, distingue trois unités (Schistes d'Amphu, Migmatites du Rawaling et Paragneiss de Rawaling) dans les massifs cristallins du Haut-Himalaya, qui sont lithologiquement similaires à la lithologie de la nappe du Gosainkund.

2.4 Conclusion

La région étudiée est constituée de trois unités : le Moyen Pays népalais, la nappe de Katmandou et la nappe du Gosainkund. La nappe du Gosainkund repose sur le Moyen Pays au Nord-Ouest et sur la nappe de Katmandou au Sud et au Sud-Est en suivant le Main Central Thrust. La pegmatite de Nardanda suit également le MCT; son épaisseur est maximale au toit de la nappe de Katmandou et se réduit progressivement de chaque côté. La nappe de Katmandou chevauche le Moyen Pays au Sud et à l'Est par l'intermédiaire du chevauchement du Mahabharat Thrust (MT).

Les études lithologiques, stratigraphiques et métamorphiques confirment les distinctions en trois unités (Upreti et Le Fort, sous presse) : (1) le Moyen Pays constitué des roches métasédimentaires ont des degrés de métamorphisme allant des faciès schistes verts à la base jusqu'au faciès amphibolite au contact du MCT. (2) La nappe de Katmandou appartient au cristallin du "Bas-Himalaya"; elle est métamorphisée avec des faciès amphibolites à la base et des faciès schistes verts dans la partie supérieure. Les fossiles des métasédiments du faciès schistes verts ont donné un âge Paléozoïque inférieur dans la partie supérieure de la nappe. (3) La nappe du Gosainkund est constituée de roches très métamorphiques avec des faciès amphibolites et des faciès granulites.

La distribution des lithologies et des faciès ainsi que la géométrie du MCT dans la région indiquent que au Sud de la nappe du Gosainkund, ce chevauchement a eu une évolution post-métamorphique. Cette déformation tardive est probablement en relation avec le grand anticlinorium de Gorkha-Pokhara (Pêcher, 1978) situé à l'Ouest du secteur étudié.

Les métasédiments de la nappe de Katmandou sont probablement des dépôts de la bordure de la marge océanique continentale, et sont en position intermédiaire entre les sédiments du Moyen Pays au Sud et le cristallin du Haut-Himalaya au Nord. Upreti et Le Fort (sous presse) proposent que lors de l'orogène himalayen, les sédiments de la nappe de Katmandou et le cristallin du Haut-Himalaya (la nappe du Gosainkund) ont dans un premier temps chevauché le Moyen Pays grâce au MT, puis le cristallin du Haut-Himalaya a chevauché la nappe de Katmandou.

CHAPITRE 3

STRUCTURE ET DÉFORMATION

ÉVOLUTION TECTONIQUE

3.1 Travaux antérieurs

La tectonique dans les Formations du Moyen Pays et du Cristallin du Haut - Himalaya est caractérisée au Népal central par des structures syn-métamorphiques et post-métamorphiques (Fig. 3-1). A proximité de notre zone de travail, elles ont été principalement étudiées un peu plus à l'Ouest, entre les transversales du Dhaulagiri et de la Trisuli khola. Ici, les principales structures syn-métamorphiques sont :

- une schistosité Sm, partout présente, et toujours à pendage faible ou moyen vers le Nord. Dans les formations du Moyen Pays, peu métamorphiques, la schistosité ne transpose pas la stratification initiale S0, toujours bien reconnaissable. Très souvent, Sm est à peu près parallèle à S0. Quand on peut voir une relation angulaire nette entre les deux surfaces, Sm est presque toujours plus pentée vers le Nord que S0 (relations de cisaillement banc sur banc, avec un mouvement de type haut vers le Sud);

- la schistosité (plan d'aplatissement) est souvent associée à une famille pénétrative de surfaces de cisaillement C, définissant alors depuis l'échelle du cm jusqu'à l'échelle plurimétrique, des structures de type "amandes C-S". Ces amandes soulignent, comme les relations S0-Sm (cf. ci dessus), le cisaillement de l'ensemble de la pile tectonométamorphique à proximité du MCT avec un sens de mouvement haut vers le Sud. On a donc pu parler d'une zone de cisaillement, épaisse de plusieurs kilomètres (Pêcher, 1979; Bouchez et Pêcher, 1981), ou "zone du MCT". Le MCT lui même (trace cartographique de la limite lithologique entre les gneiss migmatisés du Cristallin du Haut - Himalaya et les formations moins métamorphiques du Moyen Pays), correspond souvent à des rejeux tardifs dans cette bande de cisaillement, plus froids, mais toujours haut vers le Sud.

- une linéation d'étirement LX souvent très pénétrative, surtout dans les matériaux gréso-quartzitiques : la roche prend alors un aspect "tuyauté", fibreux, où la structure linéaire peut aller jusqu'à masquer les structures planaires ("tectonite de type L"). Dans le Moyen Pays, cette linéation est omni-présente et très régulièrement orientée, environ N20°E (Fig. 3-2). Elle est directement associée à la tectonique cisailante, et est interprétée comme le marqueur de la direction de transport lors du fonctionnement ductile, en zone de cisaillement, du MCT (Pêcher, 1975; Brunel et Kienast, 1986). La linéation est souvent marquée par l'alignement de minéraux, sans que l'on puisse toujours définir de manière non ambiguë s'il s'agit ou non d'une vraie linéation d'étirement : on parlera alors de linéation minérale. Dans la zone du MCT, on s'aperçoit que partout où les linéations

minérales et d'étirement ont pu être mesurées séparément, elles sont parallèles entre elles (comm. pers. A. Pêcher);

- des plis : ils sont très nombreux dans les formations du Moyen Pays, mais toujours de faible ampleur, et souvent à axes courbes, la direction préférentielle des axes se parallélisant à la linéation LX (cf. Pêcher, 1977). Il s'agit de plis d'entraînement se déformant progressivement dans la suite du cisaillement MCT.

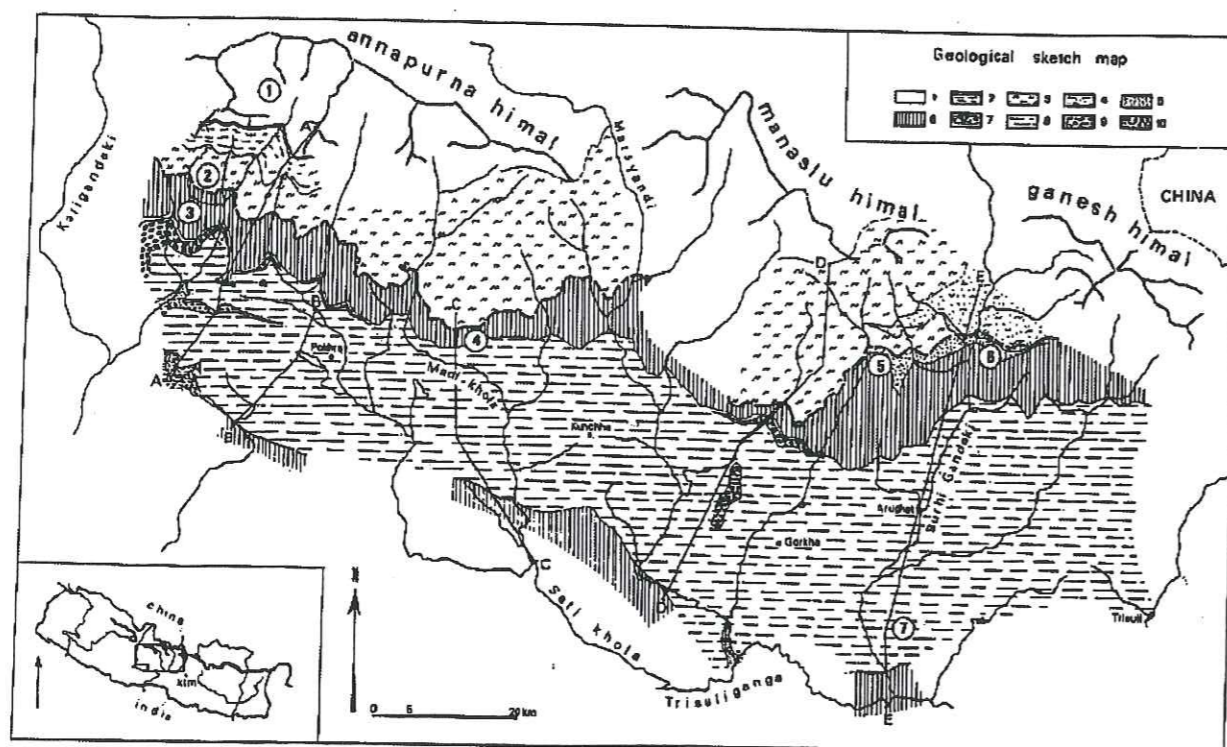


Fig. 3-1 Carte géologique simplifiée du Népal central (d'après Pêcher, 1977). 1: Séries Sédimentaires tibétaines; 2-4: Dalle du Tibet (2= F. II et III, 3= F. I; 4= F. I, Gneiss quartzitiques); 5-10: Formations du Moyen Pays (5= quartzites supérieures; 6= Formation supérieure; 7= Gneiss ocellés d'Ulleri; 8= Formations inférieures; 9= Gneiss alcalins; 10: Talcschistes et quartzites inférieures).

Au dessus du MCT, dans le Cristallin du Haut - Himalaya, il est plus difficile de faire la part entre la fabrique syn-métamorphique précoce, éocène [fabrique liée au métamorphisme M1, cf. Caby *et al.* (1983), Pêcher (1989a), Hodges *et al.* (1996), Vannay et Hodges (1996) dans la région des Annapurnas et du Manaslu; Hodges *et al.* (1988) dans la Burhi Gandaki; Inger et Harris (1992), Macfarlane *et al.* (1992),

Macfarlane (1993, 1995) dans la région du Langtang], et la fabrique syn-MCT, miocène ou plus récente (fabrique liée au métamorphisme M2, cf. auteurs ci-dessus). En particulier, la linéation LX est beaucoup moins régulière et pénétrative, et tend à s'incurver progressivement vers une position SW-NE, puis EW dans le haut du Cristallin du Haut-Himalaya, près de la FNH (Faille Nord Himalayenne, aussi appelée "zone de détachement Sud tibétaine", ou ZDST). Dans la région à l'Est du Manaslu (Chhokang, en rive gauche de la Burhi Gandaki), la fabrique métamorphique principale est reprise par des plans de cisaillement à environ N110°E, portant une linéation de transport (marquée par de la sillimanite fibreuse) qui a un pitch d'environ 45° E. La rotation de la LX ainsi que les plans de cisaillement tardifs à sillimanite sont interprétés comme les indicateurs d'une composante en décrochement dextre de la ZDST (Bouchez et Pêcher, 1976; Pêcher *et al.*, 1991).

Les déformations post-métamorphiques sont surtout visibles dans le Moyen Pays. Celui-ci est en effet déformé en un vaste anticlinorium dissymétrique, dont le flanc Sud retombe presque verticalement au niveau de la route Pokhra-Katmandou (Fig. 3-2). Cette structure, plurikilométrique, s'accompagne

- de plis secondaires, eux aussi déversés vers le Sud, et dont les axes sont orientés parallèlement à la chaîne,

- d'une schistosité de crénulation, associée à ces plis. Souvent peu marquée, elle a un fort pendage vers le Nord.

Dans le Cristallin du Haut-Himalaya, on peut aussi observer parfois une schistosité de crénulation, en particulier dans la région Burhi Gandaki - Ankhu khola. Dans cette dernière région, proche de la zone que j'ai étudiée, cette crénulation n'est pas associée à des plis E-W, mais à des grands plis assez serrés orientés proches de Nord-Sud (comm. pers. A. Pêcher).

3.2 Évolution tectonique dans la région étudiée

Après une introduction méthodologique, je décrirai d'abord les structures syn-métamorphiques, qui ne sont observées en fait que de l'échelle de la lame-mince à celle de l'affleurement, puis les grands accidents (MCT, Mahabharat Thrust) qui séparent le Moyen Pays et les nappes cristallines sus-jacentes. Enfin je décrirai plus longuement les structures post-métamorphiques, car ce sont surtout elles qui donnent sa géométrie actuelle à la région.

3.2.1 Buts et méthodologie

Comme plus à l'Ouest (cf. paragraphe précédent) les marqueurs structuraux principaux sur la transversale de Katmandou sont la schistosité métamorphique et les

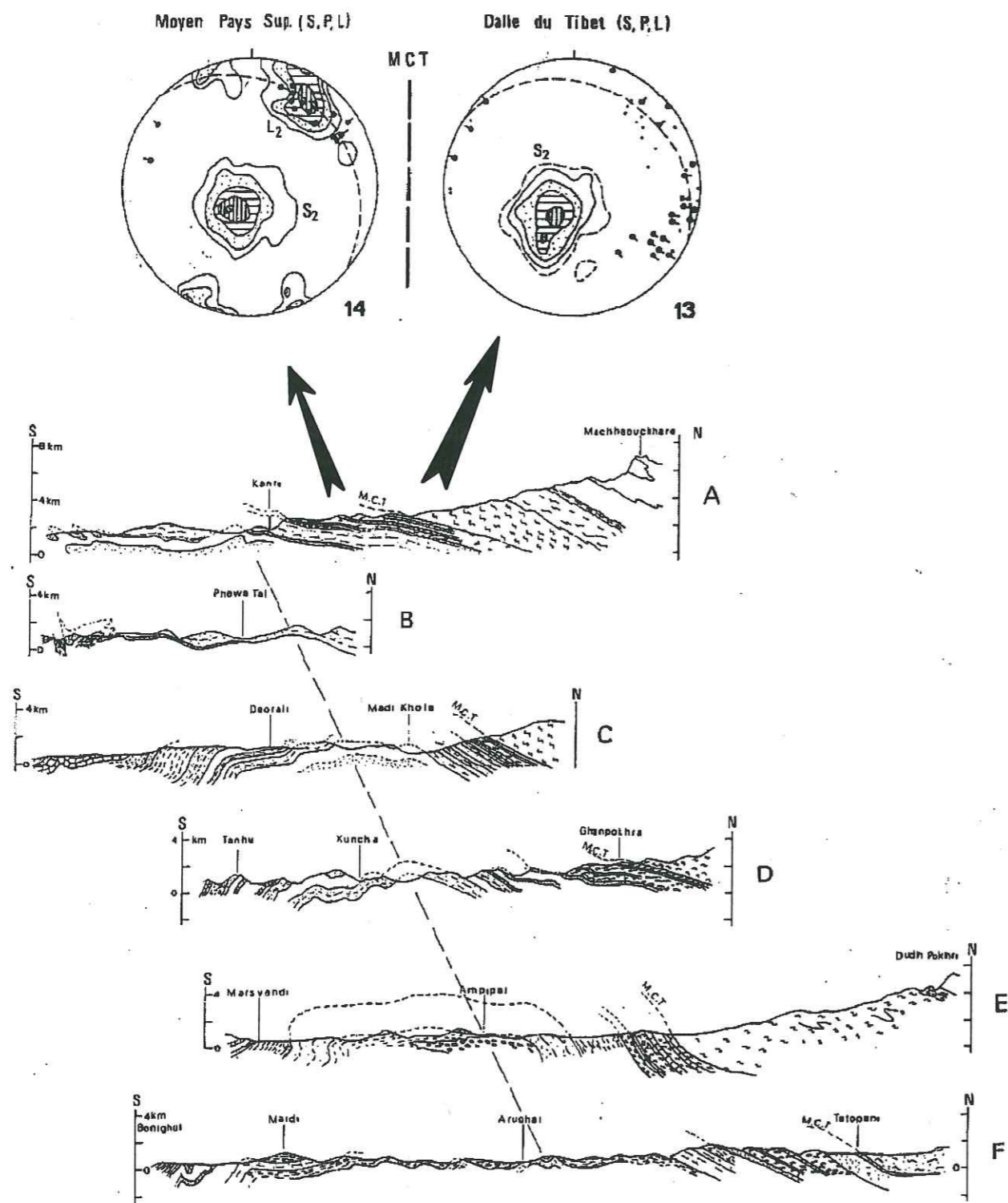


Fig. 3-2 Evolution des principaux éléments structuraux de part et d'autre du MCT (d'après Pêcher, 1978). La coupe montre un grand anticlinorium du Moyen Pays. Les deux stéréogrammes (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) donnent les densités (contours à 2, 5, 10 et 20%) des pôles des schistosités (S), les axes de plis (P, cerises pleines) et les linéations (L, points fins) symmétamorphiques. Moyen Pays supérieur: 83 S2 et 34 L2; Dalle du Tibet: 133 S2.

linéations minérale et d'étirement. Nous les avons systématiquement mesurées le long des différents itinéraires suivis, pour essayer de définir précisément la géométrie de cette zone: près de 3000 orientations ont ainsi été prises. Elles proviennent essentiellement du Moyen Pays et de la nappe du Gosainkund, et moins de la nappe de Katmandou: en effet, contrairement aux deux autres, cette unité avait déjà été cartographiée en détail (Stöcklin et Bhattarai, 1977), et nous l'avons donc moins parcourue, en dehors de quelques coupes de part et d'autre du MCT ou près du chevauchement du Mahabharat (Mahabharat Thrust: MT).

Pour faciliter le traitement de ces mesures, nous les avons regroupées en 12 grands secteurs, correspondant à des zones tectoniques qui nous sont apparues relativement homogènes (Fig. 3-3):

- les mesures concernant les Formations du Moyen Pays ont été faites en rive gauche de la Trisuli Ganga, jusqu'au MCT; elles sont séparées entre un domaine Sud (MPS), autour de la Tadi khola, de la rive gauche partie Sud de la Trisuli et de la Kalphu khola, et un domaine Nord (MPN), autour de la Phalangu khola

- les mesures concernant la nappe de Katmandou ont été réparties en 3 domaines: la bordure Ouest, autour de la Kalphu khola et de la Mahesh khola (NKW), la bordure Est, à l'Est de la ligne Melamchi Bazar - Dhulikhel (NKE), et, entre les deux, une zone centrale (NKC) où nous avons moins de mesures, car dans cette zone le substratum est très recouvert par les formations du bassin de Katmandou,

- la nappe du Gosainkund a, comme nous le verrons, une géométrie complexe, faite de l'interférence de deux grandes structures post-métamorphiques: au Nord, dans la partie étroite de la nappe, un synforme orienté environ N20°E; au Sud un antiforme orienté environ N110°E. Compte tenu de cette complexité, elle a été séparée en sept zones: deux zones à l'Ouest, l'une Nord (NGWN), couvrant le flanc W de la synforme, l'autre S (NGWS), couvrant la terminaison W de l'antiforme; deux zones centrales, l'une au Nord (NGCN, fond de la synforme), l'autre au Sud (NGCS, flanc S de l'antiforme); enfin trois zones à l'Est (NGEN, NGEC, NGES), échelonnées du Nord au Sud, mais appartenant toutes au flanc E de la synforme.

Le traitement des mesures a été effectué en utilisant un programme de projection sur canevas et de traitement statistique de mesures (STEM, A. Pêcher, 1995, dérivé du programme SchmidtMac, Pêcher, 1989b). Dans un certain nombre de cas, des "orientations moyennes" ont été calculées (meilleur axe ou meilleur plan, meilleur grand cercle). Il s'agit de "meilleures directions" calculées à partir de la matrice des orientations, matrice carrée 3 x 3 établie à partir des cosinus directeurs des orientations, chaque terme valant $\sum x_i x_j$. La direction du meilleur axe (ou meilleur plan, si les pôles correspondent à des pôles de plans, et non de lignes) est la direction du vecteur propre correspondant à la plus grande valeur propre; celle du pôle du meilleur grand cercle (dans le cas d'une distribution en guirlande) est la direction correspondant à la plus petite valeur propre.

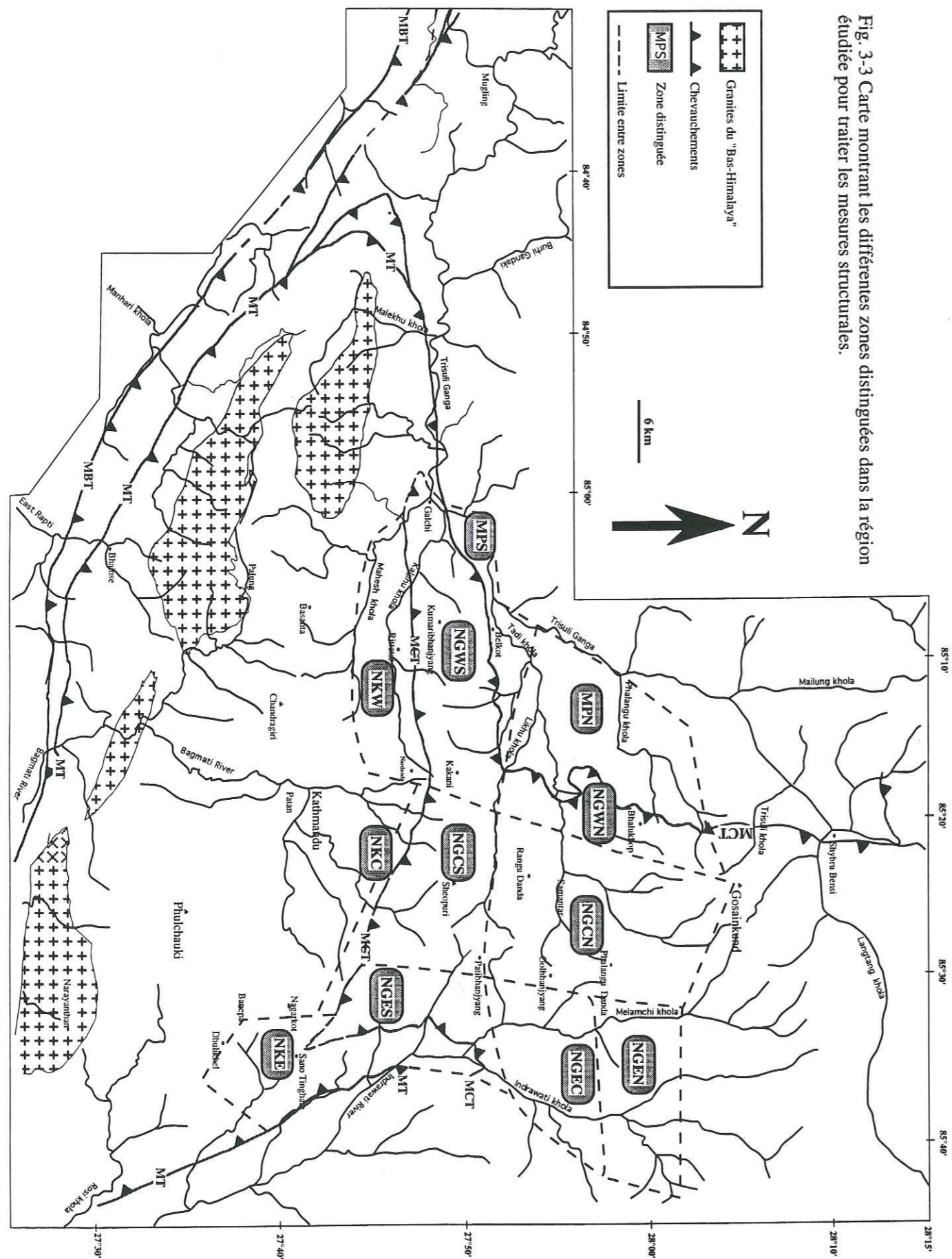


Fig. 3-3 Carte montrant les différentes zones distinguées dans la région étudiée pour traiter les mesures structurales.

Lorsque des cônes de confiance à 95% ou 99% de confiance ont été calculés, il correspondent à une probabilité basée sur l'hypothèse d'une distribution de type Watson, qui est adaptée à des lignes (et non à des vecteurs) distribuées avec une symétrie de rotation, soit bipolaire (distribution axiale : meilleur axe), soit en guirlande (distribution planaire : meilleur grand cercle) (cf. Fisher *et al.*, 1987).

La structure du nuage de directions reportées dans le canevas apparaît souvent mieux si l'on détermine les densités des points (= pôles des mesures) sur le canevas, puis si l'on contoure ces densités par des courbes d'isodensité. Sur STEM, la détermination des densités se fait dans l'espace (cônes de comptage couvrant régulièrement toute la sphère, l'ouverture du cône étant modifiable, ce qui permet un lissage plus ou moins important des données). Les valeurs obtenues sont ensuite projetées sur le canevas (indifféremment Schmidt, équilatéral, ou Wulff, équiangulaire), en donnant sur le canevas une grille régulière à symétrie hexagonale. Pour le contourage en courbes d'isodensité, cette grille est transformée par interpolation en une grille à maille carrée.

Pour tracer les contours d'isodensité, nous avons utilisé les valeurs exprimées en multiples de la densité qui correspondrait à une distribution uniforme des points (i.e. mesures équipartitionnées dans toutes les directions de l'espace), ceci permettant une homogénéité des différents canevas, quel que soit le nombre de mesures reportées. Les canevas ont été alors dessinés en ne retenant que les contours pour des densités égales ou supérieures à la distribution uniforme (écart positif à l'uniformité).

3.2.2 Analyse des structures et de la déformation

3.2.2.1 Les chevauchements

Main Central Thrust (MCT)

Les formations précambriennes, fortement métamorphisées, du Haut-Himalaya chevauchent les formations, peu à moyennement métamorphisées, du Moyen Pays par le Grand Chevauchement Central syn à post collision, le Main Central Thrust (MCT). Cette disposition montre une pile métamorphique inverse (Bordet, 1961; Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986). Dans la zone du MCT, la structure monoclinale est essentiellement due à la déformation syn-métamorphique (Pêcher, 1978). En fait, la convergence se fait autour de ce chevauchement dans une zone de déformation ductile dans laquelle le métamorphisme et la déformation sont étroitement associés (Bordet, 1961; Le Fort, 1975a; Bouchez et Pêcher, 1976; Pêcher, 1978; Pêcher et Le Fort, 1986; Colchen *et al.*, 1986).

Au Nord-Ouest de la région étudiée, dans les vallées de la Phalangu khola, de la Tadi khola, de la Likhu khola et la rive gauche de la Trisuli Ganga, la position du

chevauchement (MCT) est en hors séquence par rapport au Moyen Pays, car ce chevauchement en recoupe les formations du Moyen Pays (Kunchha, quartzites de Fagfog, schistes sombres de Benighat, gneiss oillés d'Ulleri et quartzites de Singla). A l'Est de la région étudiée, dans la vallée de l'Indrawati, on n'observe pas ce chevauchement entre le Moyen Pays et la nappe du Gosainkund, car les formations de la nappe de Katmandou sont intercalées entre ces deux unités, et, plus au Nord, le tracé du MCT sort de notre terrain d'étude.

Le MCT est également le contact tectonique entre les formations de la nappe de Katmandou (formations de Kulekhani, de Tistung et de Sopyang) et les gneiss de la nappe du Gosainkund (Upreti et Le Fort, sous presse). De la basse vallée de la Mahesh khola jusqu'à Nagarkot (Fig. 3-3), ce contact suit une direction grossièrement E-W, jalonnée sur une grande partie par une zone épaisse de pegmatite : la pegmatite de Nardanda. A l'Ouest, dans la région de Galchi, les relations géométriques entre le MCT et le MT sont problématiques par suite de la mauvaise qualité et de la discontinuité des affleurements observables. Nous avons vérifié que le MCT n'atteint pas la basse vallée de la Belkhu khola. Les foliations mesurées dans toute la zone sont curieusement pentées au Sud et ne semblent donc pas accompagner une terminaison périclinale tardive du MCT; il pourrait plutôt s'agir d'un rebroussement de la foliation lors du jeu tardif de l'accident. Le tracé que nous avons figuré reste donc hypothétique. A l'Est, le tracé du MCT ne se poursuit pas en direction ESE comme nous l'avons vérifié en effectuant une coupe SW-NE à hauteur du village de Sano Tinghare. Nous retrouvons par contre, comme Stöcklin l'avait déjà figuré, une lame de formations de la nappe de Katmandou (groupe de Bhimpheidi) sur la rive droite de l'Indrawati depuis Sano Tinghare jusqu'à Melamchi Bazar au moins (Rai *et al.*, 1997b). La terminaison biseautée du MCT semble donc ici mieux contrainte. On notera qu'ici aussi, les pendages des foliations que nous avons pu observer restent essentiellement pentés au Sud-Ouest.

Plus au NE encore, le MCT est connu à Tatopani, à la frontière du Tibet (Stöcklin et Bhattarai, 1977). Le tracé représenté sur la figure 3-4, est une estimation géométriquement plausible de la trace cartographique du MCT jusqu'à Tatopani, mais nous n'avons pas parcouru cette dernière zone.

Dans les vallées de la Likhu et de la Tadi khola à la base de la nappe du Gosainkund, on a observé un cisaillement très fort dans les paragneiss avec des boudins de quartz interfoliés et des grenats bien étirés dans le plan de foliation. Cette zone cisailée du MCT a déjà été décrite à l'Ouest du secteur étudié (Bordet, 1961; Le Fort, 1975a; Bouchez et Pêcher, 1976; Pêcher, 1978; Arita, 1983; Colchen *et al.*, 1986). Dans toute la partie méridionale, le MCT est jalonné par les masses de pegmatite leucocrate à muscovite, tourmaline, ± grenat, biotite, béryl et disthène, bien visibles dans le paysage mais qui n'affleurent correctement qu'à la faveur des thalwegs les plus profonds ou le long des pistes tracées par l'homme (route de Trisuli en particulier). Cette pegmatite est

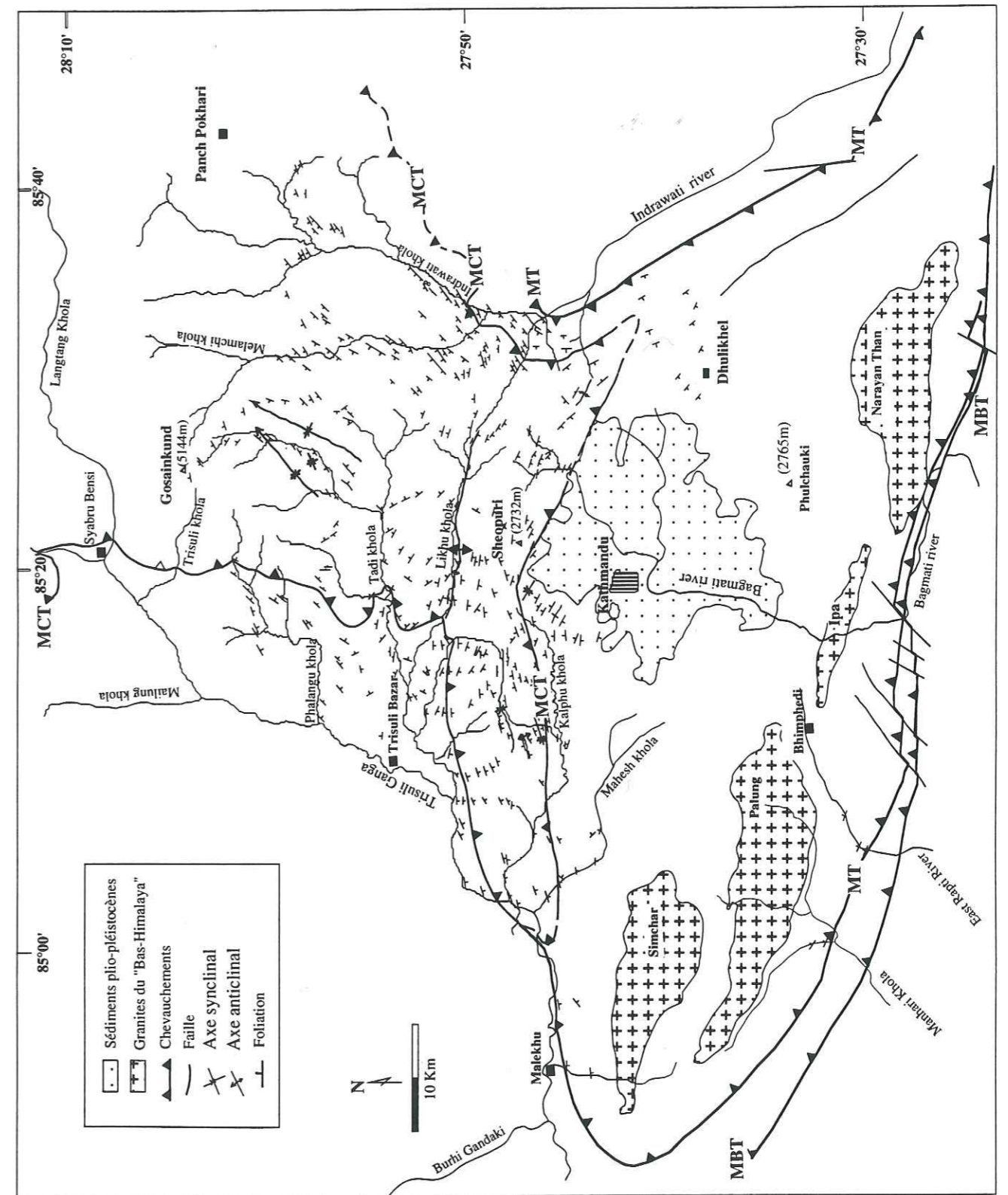


Fig. 3-4 Carte des trajectoires de foliations métamorphiques dans la région étudiée, notamment dans la nappe du Gosainkund.

souvent dilacérée dans les formations encaissantes, formant de nombreux boudins, mais au coeur des masses les plus importantes, la déformation est très limitée. Cette pegmatite de Nardanda, qui accompagne le MCT est donc surtout tardi-tectonique.

Au total, le MCT ne présente pas ici une attitude monoclinale comme il est habituel de l'observer plus à l'Ouest; il forme plutôt une vaste cuvette irrégulière, fortement pentée sur son bord Sud et faiblement inclinée vers le coeur sur ses bordures Est et Ouest.

Mahabharat Thrust (MT)

La nappe de Katmandou chevauche les sédiments du Moyen Pays par l'intermédiaire du Mahabharat Thrust (MT) (Stöcklin et Bhattarai, 1977; Stöcklin, 1980). Pour ces auteurs comme pour certains autres (Fuchs, 1981; Pandey *et al.*, 1995), ce chevauchement est considéré comme la continuation du MCT. D'autres au contraire (Upreti et Le Fort, sous presse) en font un chevauchement distinct, suivant en cela les propositions de Hagen (1969). Nous verrons que les caractères métamorphiques et structuraux à grande échelle permettent effectivement de séparer ces deux chevauchements.

J'ai pu étudier le MT proprement dit à la faveur de quelques coupes, réalisées le Moyen Pays à la nappe de Katmandou dans les vallées de la Belkhu khola, de la Malekhu khola, de la Manhari khola, de l'East Rapti et de l'Indrawati (Fig. 3-3).

A proximité du MT, la fabrique ductile de cisaillement est très visible à la base de la nappe de Katmandou (formation de Raduwa). Elle est soulignée par des boudins de quartz très étirés, parallèles au plan de foliation des schistes. Les plis, eux, sont rares ou absents. Par ailleurs, il faut remarquer que très peu de linéations tant minérales que d'étirement s'observent dans la zone du MT, ce qui distingue nettement la zone du MT de celle du MCT. Le pendage du MT est variable d'une zone à l'autre : il est très raide au Sud de la nappe de Katmandou, moyen au Nord-Ouest et faible à l'Est : le chevauchement est donc repris dans un vaste synclinorium dissymétrique.

A échelle cartographique, le MT sépare deux domaines aux caractéristiques lithologiques et métamorphiques nettement distinctes :

(i) Au-dessous du MT, le Moyen Pays est constitué par des roches métasédimentaires contenant de rares fossiles. Les formations ont subi un métamorphisme inverse, dans le faciès schistes verts sous la nappe de Katmandou, et allant du faciès schistes verts (Moyen Pays Inférieur) au faciès amphibolite (Moyen Pays Supérieur) sous la nappe du Gosainkund.

(ii) Au-dessus du MT, la nappe de Katmandou est aussi formée de roches métasédimentaires, mais la série est beaucoup plus riche en fossiles (du moins pour sa partie haute, d'âge Paléozoïque inférieur). Les faciès métamorphiques rencontrés sont sensiblement les mêmes que ceux du Moyen Pays, mais sans métamorphisme inverse : le

métamorphisme diminue du faciès amphibolite au contact du MT, au faciès schistes verts à proximité du MCT.

Par ailleurs, on s'aperçoit que d'un point à l'autre, le MT recoupe des séries différentes des formations du Moyen Pays : dans la vallée de l'Indrawati, seulement les schistes de Benighat; au Sud et à l'Ouest, les schistes de Benighat, les quartzites de Singla, la formation de Robang et les calcaires de Malekhu. Ceci était déjà visible sur la carte géologique de Stöcklin et Bhattarai (1977) : les roches de faciès amphibolite à grenat de la nappe de Katmandou (formation de Raduwa) reposent sur différentes formations de faciès schiste vert à chlorite du Moyen Pays Supérieur. Dans toute la partie Ouest, le MT recoupe les schistes et grésos-schistes gris bleu de la formation de Robang et les calcaires de Malekhu, plissés ensemble; au Sud et à l'Est, la MT repose surtout sur les schistes de Benighat, mais peut également tronquer les deux formations précédentes.

On notera enfin la proximité du MT et du MBT dans la région Sud où seulement quelques centaines de mètres de schistes de Benighat les séparent. Plus à l'Est, en dehors de notre secteur, les deux accidents viennent d'ailleurs se rejoindre.

La partie visible du MT ne correspond donc pas à un "plat" (tel qu'on peut le définir dans une tectonique de type "thrust tectonic"), ni à une "rampe", mais à un chevauchement recoupant des structures déjà plissées, et lui même repris par des plis postérieurs à la mise en place de la nappe (synclinal de Katmandou).

3.2.2.2 Les déformations syn-métamorphiques

La déformation syn-métamorphique, ductile, s'observe surtout à petite échelle, où elle est marquée par le clivage métamorphique et de nombreuses figures de cisaillement d'échelle millimétrique à métrique.

a) Le clivage et la linéation d'étirement syn-métamorphique

Le plan d'aplatissement syn-métamorphique s'exprime sous forme d'un clivage métamorphique plus ou moins pénétratif et transposant plus ou moins les surfaces antérieures selon l'intensité du métamorphisme. Dans les Formations du Moyen Pays, et dans les termes les moins métamorphiques de la nappe de Katmandou, les structures sédimentaires et la stratification S0 sont encore bien reconnaissables sur le terrain : dans la formation de Kunchha, on retrouve les structures entrecroisées et de granoclassement dans les niveaux grauwakeux intercalés entre des schistes; dans la nappe de Katmandou, la stratification des quartzites reste généralement bien visible, et on observe parfois des stratifications entrecroisées et des ripple marks. Même dans la nappe du Gosainkund, très métamorphique, on reconnaît encore parfois dans les niveaux quartzitiques des structures entrecroisées et des granoclassements bien conservés. La stratification S0 est donc souvent nettement distinguable du clivage métamorphique (schistosité Sm). Les relations

systematiques d'obliquité entre Sm et S0 traduisent l'apparition de la fabrique métamorphique dans un mouvement général de cisaillement haut vers le Sud.

Dans les zones de cisaillement, la linéation d'étirement LX, en général confondue avec la linéation minérale, est assimilable avec une bonne approximation à la direction de transport. Dans la zone où j'ai travaillé, la linéation LX est moins pénétrative que plus à l'Ouest, pas toujours bien visible sur le terrain, et de surcroît reprise par les plis tardifs. A la partie frontale Sud de la nappe de Katmandou, la linéation minérale, marquée par des micas, est environ N-S, et indiquerait ici une direction de mouvement de la nappe N-S.

La géométrie régionale de ces structures sera discutée dans le § suivant, après avoir fait la part de la déformation post-métamorphique.

b) Les structures C-S et les plis d'entraînement

Les structures C-S, figures typiques de la déformation cisailante, sont des lentilles sigmoïdes dessinées par les plans de cisaillement C, espacés de quelques mm à quelques cm, séparés par les surfaces d'aplatissement S, de forme sigmoïde, faisant un angle de 15 à 20° avec C dans les parties où l'obliquité S-C est maximale, et devenant progressivement tangentes à C lorsqu'on s'en rapproche. Dans les zones cisailées pendant le métamorphisme, ces amandes sont souvent très développées, et c'est alors le plan C qui apparaît en général comme la fabrique principale de la roche, Sm. Par ailleurs, ces amandes ont une symétrie monoclinique, dont le sens d'obliquité donne le sens de cisaillement (Pêcher, 1977, Berthé *et al.*, 1979).

Dans la pile métamorphique himalayenne, on peut observer très fréquemment le développement de structures S-C, associées à la zone de cisaillement du MCT. Dans la nappe du Gosainkund, elles sont soulignées par des lentilles de matériaux granitiques à Q, Fk, Bt, Tr, qui montre que le cisaillement se produit pendant la fin de la migmatisation.

Comme plus à l'Ouest (Colchen *et al.*, 1986), la dissymétrie de ces amandes, comme celle des amandes C-S observées dans les Formations du Moyen Pays [en particulier dans les gneiss d'Ulleri (planche 3-photo 6)] indique toujours un sens de cisaillement haut vers le Sud.

Les microplis isoclinaux tardimétamorphiques sont bien développés pendant la fin de la déformation cisailante ductile. Dans la formation de Kunchha, on a pu observer de tels plis dans les niveaux grauwackeux et schisteux, ainsi que dans des lentilles de quartz d'exsudation syn-métamorphiques, parallèles au plan de la foliation, et plissées en rocs avec leur encaissant; ces plis sont liés au mouvement du MCT (planche 1-photo 1). Dans la formation schisto-gneissique de Kulekhani (nappe de Katmandou), on a aussi observé des plis d'entraînement très en dehors de la zone de cisaillement MCT, et probablement liés au fonctionnement du MT.

c) Les structures des minéraux métamorphiques

Dans les formations peu métamorphiques (faciès à chlorite) du Moyen Pays, le quartz des grès est très peu déformé et recristallisé. La tourmaline et le feldspath détritique des grès et schistes des gneiss ocellés volcano-détritiques d'Ulleri montrent peu de déformation interne, mais tournent sur eux-mêmes dans le cisaillement, avec des "ombres de pression" dissymétriques qui permettent de mettre en évidence le sens de rotation, haut vers le Sud.

Les minéraux qui croissent pendant la déformation (grenat en particulier) conservent la trace de leurs orientations relatives successives : traînées d'inclusions de minéraux non consumés dans la réaction de croissance, dessinant une schistosité interne. Si la croissance se fait dans une déformation cisailante (ou rotationnelle), cette schistosité est sigmoïde (Passchirt et Trouw, 1996), et le sens de dissymétrie donne le sens de cisaillement.

Dans le Moyen Pays Supérieur, sous le MCT, le grenat montre un coeur avec une schistosité interne tournée (planche 3-photo 5), oblique sur la schistosité métamorphique principale Sm. On peut observer également des staurotides syn-métamorphiques.

Dans la nappe de Katmandou, on observe aussi des grenats à schistosité interne tournée (Planche 4-photo 7 et 8). La rotation des grenats indique un sens de mouvement haut vers le Sud. On observe aussi des grenats de taille millimétrique, sans inclusions, qui sont développés en fin ou après la déformation syn-métamorphique. Nous avons rencontré également des staurotides syn-métamorphiques dans le plan de foliation.

A la base de la nappe du Gosainkund, on observe également deux générations de grenat : la première avec inclusions et la deuxième avec peu d'inclusions, localisées à la périphérie. Il y a également des petits grenats sans inclusions qui sont probablement contemporains de ceux de deuxième génération. L'auréole externe des grenats à coeur sigmoïde, ainsi que les grenats sans inclusions, se seraient développés, comme pour leurs équivalents dans le Moyen Pays et dans la nappe de Katmandou, en fin ou après la déformation syn-métamorphique. Des staurotides syn-métamorphiques se sont également développés dans le plan de foliation.

3.2.2.3 Les déformations post-métamorphiques

3.2.2.3.1 Le Moyen Pays népalais

Nos mesures concernent tant le Moyen Pays Inférieur (grès de Kunchha) que le Moyen Pays Supérieur. Les séries sont assez complètes au Sud-Est (région de Dhading), tandis qu'au Nord-Ouest, les formations du Moyen Pays Supérieur sont limitées à leurs premiers termes : quartzites de Fagfog, schistes sombres de Benighat, et sills d'orthogneiss d'Ulleri.

Dans ces formations, la fabrique sédimentaire (S0) est encore bien reconnaissable: stratifications entrecroisées, classement granulométriques et ripple-marks dans les formations terrigènes, stratification marquée par l'intercalation de niveaux de composition, de taille de grain ou de couleur différentes dans les niveaux carbonatés. Les surfaces de stratification sont recoupées avec un angle faible par la schistosité métamorphique, soulignée par de la chlorite (Moyen Pays Inférieur) et/ou de la biotite (Moyen Pays Supérieur).

Si on reporte sur canevas les mesures de S0 et de Sm faites dans le Sud du Moyen Pays (zone MPS, Fig. 3-5), on remarque que les pendages sont essentiellement vers le Sud : on se situe en effet ici sur la retombée Sud de l'anticlinorium Pokhra-Gorkha. On remarque aussi le décalage des nuages de points correspondant respectivement aux pôles de S0 et Sm. La position relative des S0 et des Sm est mieux mise en évidence si on regarde la situation avant le pli tardif, par exemple en faisant basculer à la fois toutes les valeurs de S0 et Sm de telle sorte que le meilleur plan S0 soit arbitrairement remis à l'horizontale (Fig. 3-5, canevas de droite) : la schistosité apparaît alors clairement légèrement plus pentée vers le Nord que S0 (angle S0 - Sm de 21°), une situation tout à fait analogue à ce que les auteurs observent plus à l'Ouest sous le MCT, et qui montre par le sens de son obliquité que la structuration syn-métamorphique est liée à une déformation rotationnelle haut vers le Sud, cohérente avec le mouvement du MCT.

Si on reporte sur un même canevas les mesures de S0 et de Sm faites dans le Nord du Moyen Pays (zones MPN, Fig. 3-6), on trouve une plus grande dispersion des orientations, surtout de Sm. On note toutefois encore un décalage du même type que précédemment entre les nuages de points correspondant à S0 et Sm, les meilleurs pôles de S0 et Sm (respectivement 38 E 34 et 18 E 23) faisant entre eux un angle de 14.5°.

Si on reporte enfin l'ensemble des mesures du Moyen Pays (zones MPS et MPN), les points, bien que dispersés, dessinent sur le canevas une distribution en couronne, correspondant à un meilleur grand cercle (Sm + S0) de pôle 73 E 17 (Fig. 3-7). Cette valeur fixe le meilleur axe de l'anticlinorium post-métamorphique; ici son orientation est un peu différente de celle définie plus à l'Ouest, où il est N110°E (Pêcher, 1977). La dispersion des points est en partie due à l'abondance de petits plis secondaires mal réglés. Elle reflète aussi, tout comme l'orientation moyenne NNE-SSW des S0 et Sm dans la zone N, une amorce de fermeture périclinale de l'anticlinorium. Celle-ci se poursuit plus au Nord, en Langtang, où Sm est orientée 145 E 50 (Macfarlane *et al.*, 1992).

La dispersion des orientation se retrouve aussi si l'on considère les linéations (LX et Lm) : alors que plus à l'Ouest, dans la partie cylindrique du pli de Pokhra-Gorkha, ces linéations sont très régulièrement orientées NNE-SSW, selon la direction de transport syn-MCT, ici elles sont beaucoup plus dispersées, avec néanmoins encore une orientation N-S à NE-SW prédominante (Figs. 3-13, 3-14).

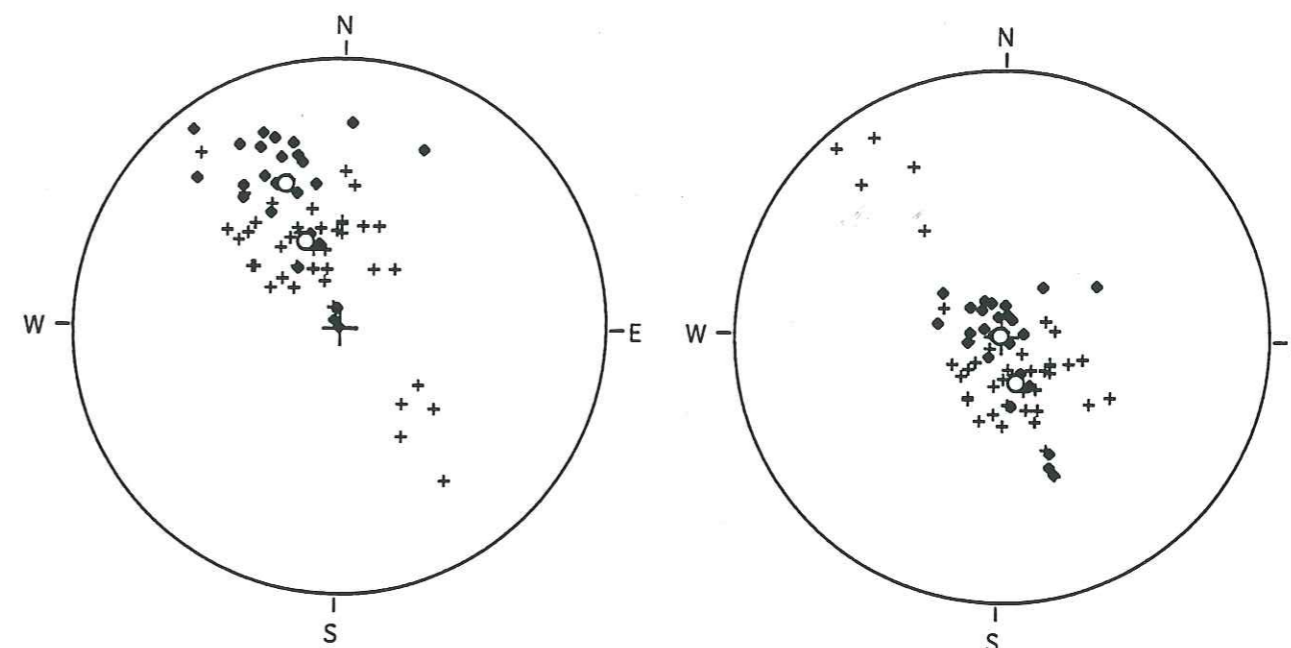


Fig. 3-5 Position de S0 et Sm dans la partie Sud du Moyen Pays (zone MPS). Projection équiangulaire, hémisphère inférieur. Symboles : losange = S0, croix = Sm. A gauche, positions initiales. Le meilleur plan S0 vaut 67 S 38, le meilleur plan Sm vaut 68 S 59. A droite, canevas montrant la position des points après une rotation telle que le meilleur plan S0 soit ramené au centre (rotation autour d'un axe horizontal perpendiculaire au MP initial). Le nouveau meilleur plan Sm vaut 69 N 21.

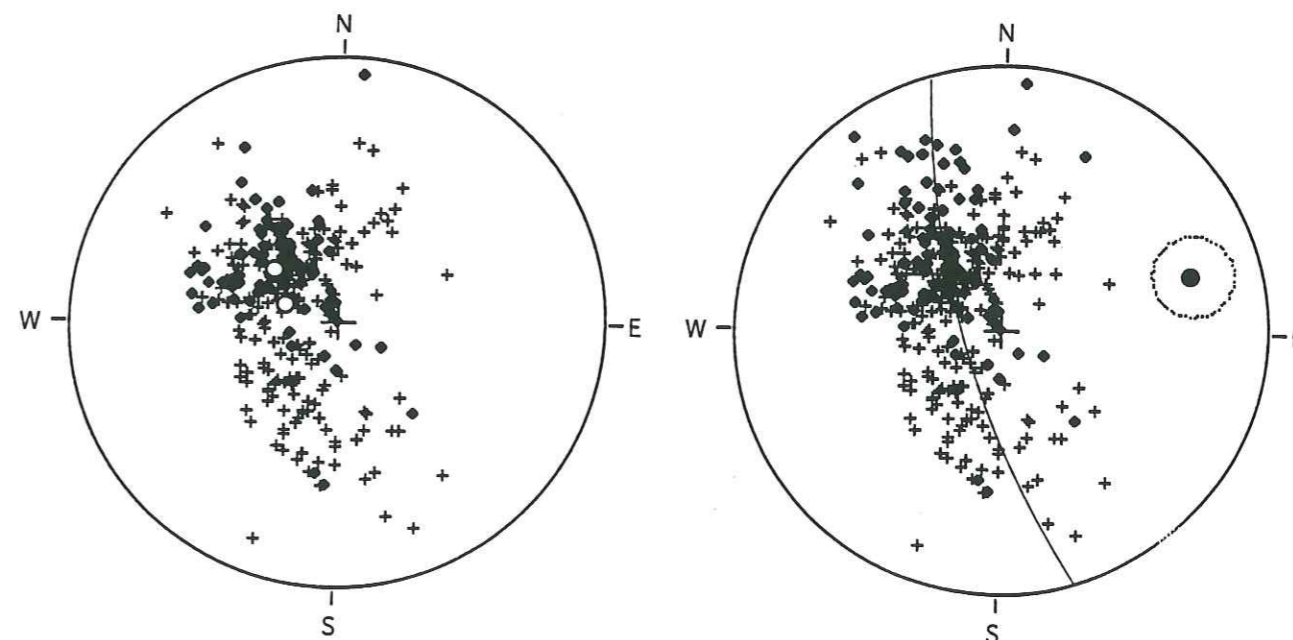


Fig. 3-6 S0 et Sm dans la partie Nord du Moyen Pays (zone MPN). Losange = S0, croix = Sm. Le meilleur plan S0 vaut 38 E 34, le meilleur plan Sm vaut 18 E 23.

Fig. 3-7 Ensemble des mesures de S0 et Sm faites dans le Moyen Pays. Losange = S0, croix = Sm. Pôle du meilleur grand cercle = 73 E 17, demi angle d'ouverture du cône de confiance à 95% valant 11°

3.2.2.3.2 La nappe de Katmandou

Dans la nappe de Katmandou, les formations sont plus métamorphiques : la stratification est souvent complètement transposée par la schistosité, qui sera notre marqueur principal.

Dans les parties Ouest et centrales (Fig. 3-8), les mesures de la schistosité se dispersent sur une couronne assez peu précise, permettant néanmoins de définir un pli d'axe 101 E 10. Cela correspond à un anticlinorium post-métamorphique large d'environ 5 km, à la bordure Nord de la nappe, contre le MCT. Il se rattache par son orientation au système de pli Pokhra-Gorkha. Si on trace les contours d'isodensité, en ne retenant que les contours pour des densités égales ou supérieures à la densité qui correspondrait à une distribution uniforme des points (écart positif significatif à l'uniformité), on s'aperçoit que la distribution correspond en fait à l'interférence de deux directions de plis post-métamorphiques :

- une direction 1, environ N100°E,
- une direction 2, qui se traduit par une dispersion secondaire des points sur un petit cercle d'axe environ 24 N 5 et de demi-ouverture 50°, et qui correspond à la reprise des structures antérieures dans des plis NNE-SSW, connus d'ailleurs plus au Nord, dans la nappe du Gosainkund (cf. infra). La géométrie cônica (pôles des plans répartis sur un petit cercle et non sur un grand cercle) est sans doute liée au phénomène d'interférence entre les deux orientations de plis.

Dans la partie Est de la zone que nous avons étudiée, les mesures de la schistosité se dispersent sur une couronne épaisse, permettant néanmoins de définir un meilleur grand cercle, de pôle environ 133 W 23 (Fig. 3-9). Cette direction est à peu près celle du synclinal que dessine globalement la nappe de Katmandou, mais avec une légère torsion dextre de l'axe par rapport aux zones ouest et centrale.

La distribution en couronne est plus nette sur le canevas contourné, en ne retenant que les contours de densités égaux ou supérieurs à la distribution uniforme : les points non retenus dans ce contournage correspondent à une dispersion locale des mesures liée à des replis locaux décimétriques (région de Melamchi Bazar), orientés eux aussi NNE-SSW.

Si l'on considère maintenant les linéations, il s'agit surtout de linéations minéralogiques (une seule linéation apparaissant clairement comme de l'étirement sur le terrain). Elles sont toujours dispersées, mais orientées préférentiellement à environ N110°E (Figs. 3-13, 3-14). Il ne s'agit donc plus de marqueurs du transport sur les chevauchements, puisqu'on n'a aucun indice de grands déplacements latéraux dans la nappe de Katmandou. Il s'agit plutôt de linéations ayant valeur d'intersection. Leur orientation indiquerait que les plis syn-métamorphiques dans la nappe sont parallèles aux plis tardi- ou post-métamorphiques. Les uns comme les autres ne reflètent plus un style

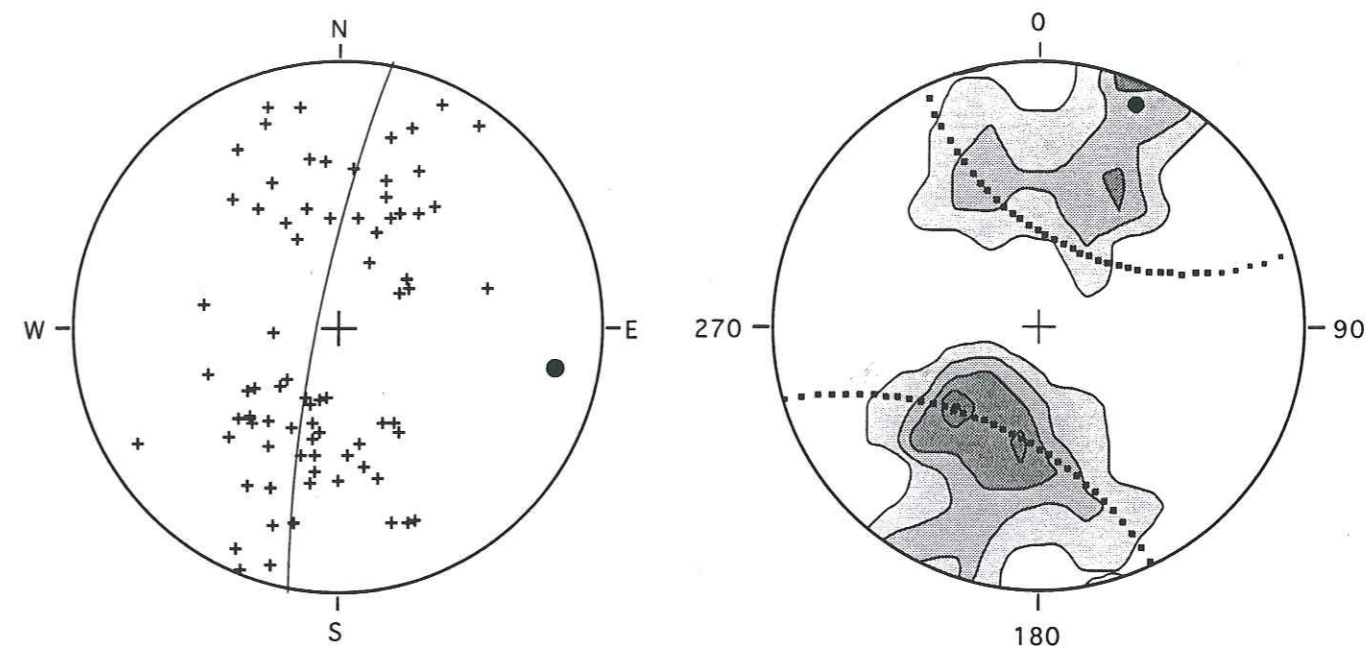


Fig. 3-8 Position de Sm dans la partie centrale et Ouest de la Nappe de Katmandou (zones NKW et NKC). A gauche, position du meilleur grand cercle (pôle 101 E 10) A droite, contours d'isodensité à 1, 2, 3, 4, 5 fois la distribution uniforme. En pointillé, petit cercle correspondant au cône d'axe 24 N 5 et de demi ouverture au sommet 50°. Wulff, hémisphère inférieur, 77 mesures.

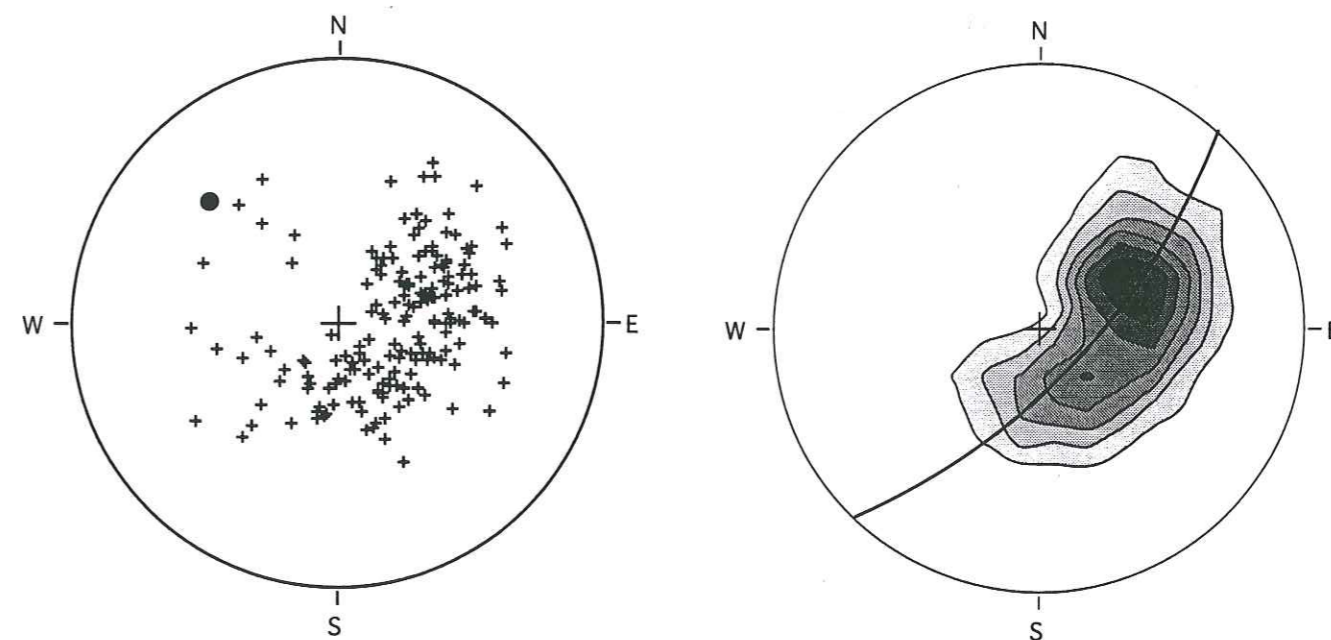


Fig. 3-9 Position de Sm dans la partie E de la nappe de Katmandou (zone NKE). Le pôle du meilleur grand cercle est à 133 W 23. A droite, contours d'isodensité correspondant à 1, 2, 3, 4, 5 et 6 fois la distribution uniforme. Wulff, hémisphère inférieur, 185 mesures.

tectonique où la déformation cisailante avec réorientation des structures est prédominante, mais marquent néanmoins bien la direction de raccourcissement himalayenne.

3.2.2.3.3 La nappe du Gosainkund

La nappe du Gosainkund est formée de gneiss très métamorphiques, où le seul marqueur planaire visible est le clivage Sm, la distinction entre le plan d'aplatissement et le plan de cisaillement n'étant pas toujours nette. Le report sur canevas des Sm révèle une structure post-métamorphique complexe, avec interférence de plis de grande amplitude orientés environ WNW-ESE et NNE-SSW.

Dans la partie Sud de la nappe, à proximité du MCT, la structuration globalement prédominante correspond à un antiforme W-E (Fig. 3-10, meilleur axe de pli à 88 W 5), qui prolonge donc vers l'Est de l'anticlinal Pokhra-Gorkha. Si l'on considère séparément les mesures faites dans les parties Ouest et Est de la zone, on s'aperçoit que la direction de ce pli varie longitudinalement (Fig. 3-10, à droite) : d'Ouest en Est, elle passe de 82 E 2 à 111 W 20. Cette déviation de l'axe suit le changement de direction longitudinal aussi observé tant pour le MCT lui-même que pour la synforme dessinée par la nappe de Katmandou, plus au Sud.

Dans la partie située au Nord de l'antiforme méridional de la nappe, la dispersion des orientations de Sm est grande, à cause des interférences entre les deux directions de pli. Ceci est particulièrement net dans le domaine le plus central de la nappe (Fig. 3-11) : le canevas des pôles ne semble révéler aucune structure particulière. Par contre, si après comptage de densité on dessine les lignes d'isodensité pour les valeurs supérieures à l'uniformité, on voit apparaître deux couronnes croisées, correspondant l'une à un axe de pli NE-SW, l'autre à un axe de pli à environ N120°. Cette seconde direction est celle de l'antiforme Sud de la nappe du Gosainkund (cf. supra) ou de la synforme formée par la nappe de Katmandou.

Si l'on considère maintenant l'ensemble des mesures sur la partie Nord du terrain étudié, on peut définir un pli grossièrement orienté NNE-SSW (Fig. 3-12, meilleur axe de pli valant 24 N 12, avec un cône de confiance à 95% valant plus de 20° de demi-angle d'ouverture).

Dans toute la nappe du Gosainkund, nous n'avons pas pu observer de linéations d'étirement non ambiguës, mais des linéations minérales. Elles sont extrêmement dispersées (Figs. 3-13, 3-14), cette dispersion pouvant correspondre pro parte à une dispersion précoce (linéation suivant des plis syn-métamorphiques à axes courbes), mais étant de toutes les façons fortement accentuée par les plis tardifs et leurs interférences. Néanmoins, dans la partie Sud de la nappe, on retrouve une mauvaise orientation préférentielle E-W qui rappelle celle observée dans la nappe de Katmandou.

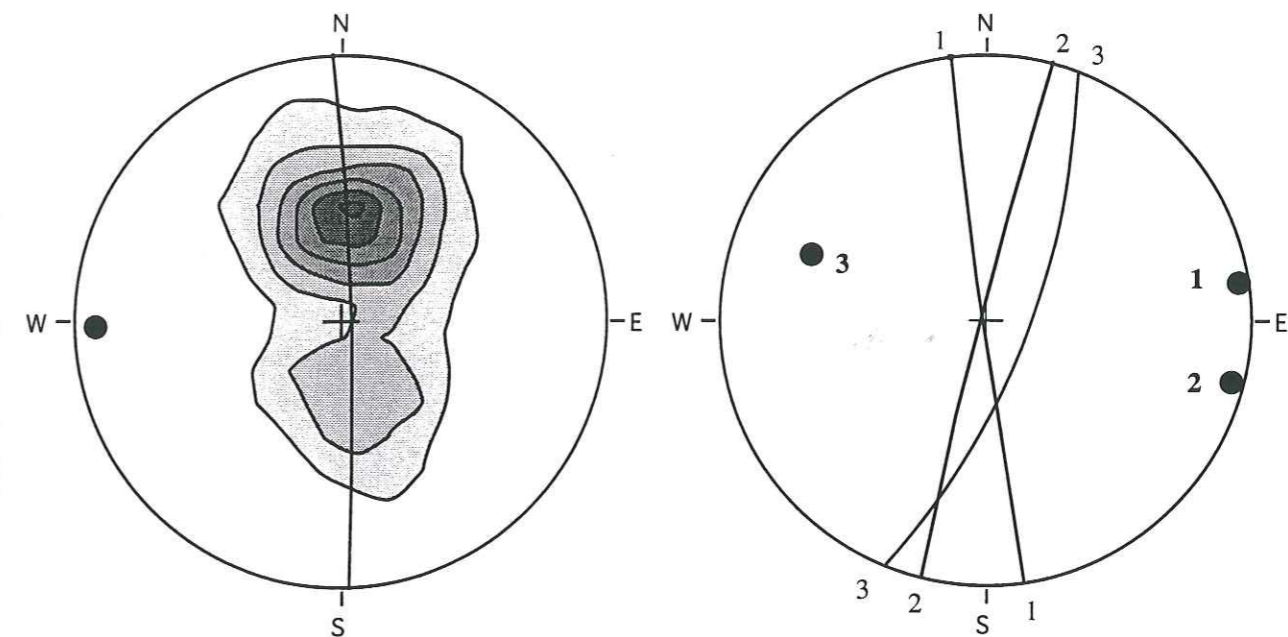


Fig. 3-10 Position de Sm dans la partie Sud de la nappe du Gosainkund (zones NGWS, NGCS et NGES). Canevas de Wulff, hémisphère inférieur, 689 mesures. A gauche, contours d'isodensité à 1, 2, 3, 4, 5 et 6 fois la distribution uniforme, et meilleur grand cercle prenant en comptes l'ensemble des mesures (pôle : 88 W 5). A droite, meilleurs grands cercles correspondant aux seules mesures de la partie Ouest (1), centrale (2) et Est (3) de cette zone (respectivement 301, 210 et 178 mesures, pôle des meilleurs grands cercles à 82 E 2, 104 E 3 et 111 W 20).

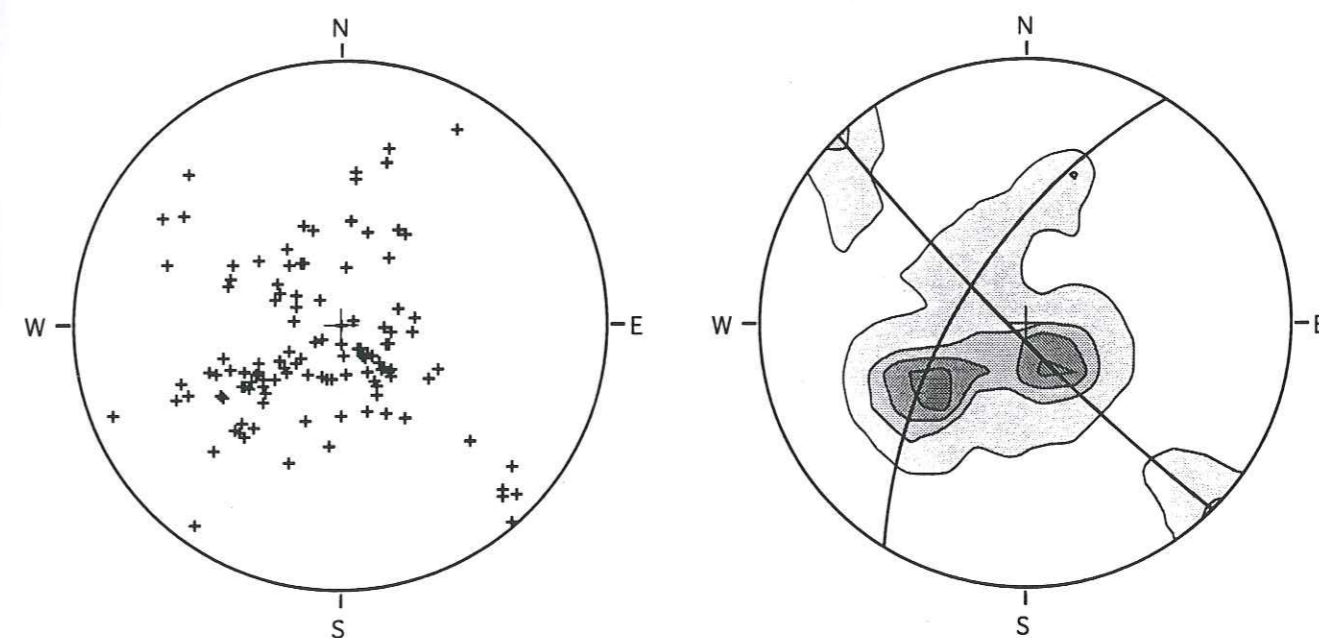


Fig. 3-11 Position de Sm dans la partie centrale de la nappe du Gosainkund (zone NGCN). A droite, contours d'isodensité à 1, 2, 3 et 4 fois la distribution uniforme. Les deux meilleurs grand cercles ont pour pôles 45 N 6 et 122 E 28. Wulff, hémisphère inférieur, 120 mesures.

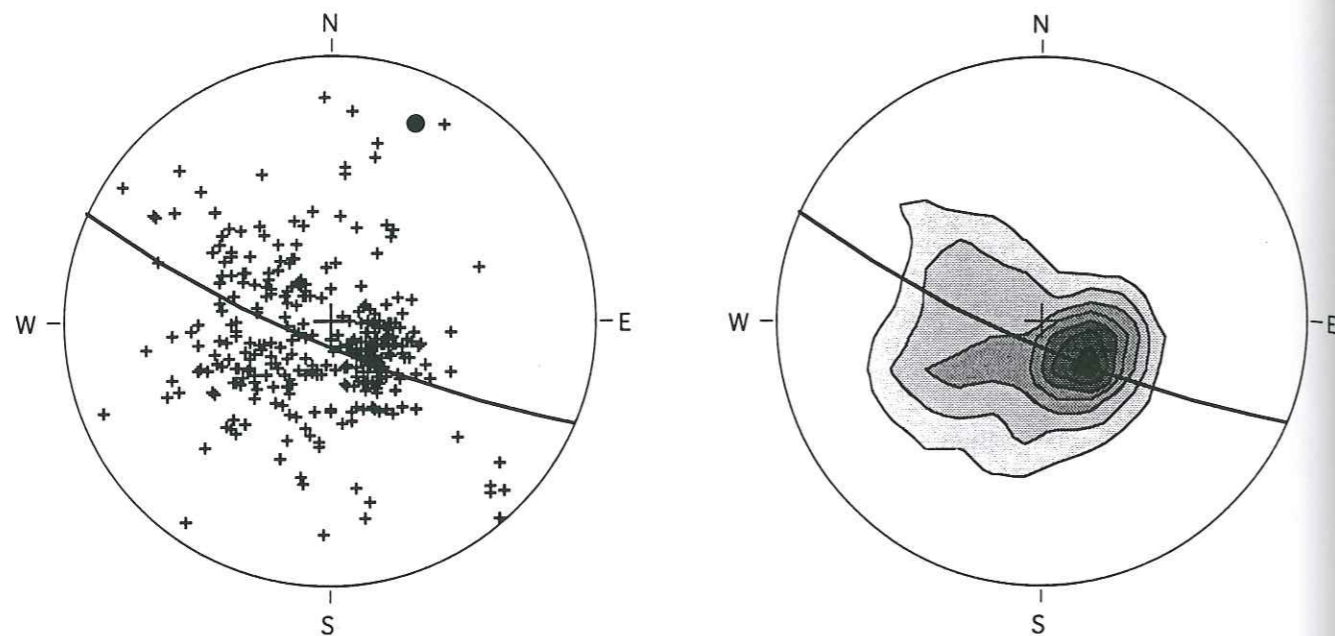


Fig. 3-12 Position de Sm dans la partie Nord de la zone étudiée de la nappe du Gosainkund (zones NGWN, NGCN et NGEN). Canevas de Wulff, hémisphère inférieur, 348 mesures. A droite, contours d'isodensité à 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 fois la distribution uniforme. Le pôle du meilleur grand cercle vaut 24 N 12, demi angle d'ouverture du cône de confiance à 95% valant 20°.

3.2.2.3.4 Chronologie des épisodes de déformation récents

L'étude géométrique des déformations post-métamorphiques tant dans la nappe de Katmandou que dans la nappe du Gosainkund a clairement fait apparaître des interférences entre deux directions de plissement (Figs. 3-8 et 3-11). La chronologie de ces deux phases de plis est difficile à établir.

On peut d'abord noter que l'anticlinal E-W du Sud de la nappe du Gosainkund se situe à l'aplomb de la zone aujourd'hui la plus sismique sur cette transversale; cet essaim sismique est interprété comme lié à un blocage de la convergence himalayenne sur une rampe tectonique du MCT (Pandey *et al.*, 1995). L'antiforme observé pourrait donc être un pli de rampe, peut-être pas du MCT lui-même, puisque la sortie en surface du MCT est située plus au Sud, mais plutôt d'un chevauchement aveugle branché plus au Nord sur le MCT, ou du moins sur le grand décollement himalayen. La direction de plissement E-W correspondrait donc aux directions de structuration actuelles, et les plis E-W seraient alors au moins en partie très récents.

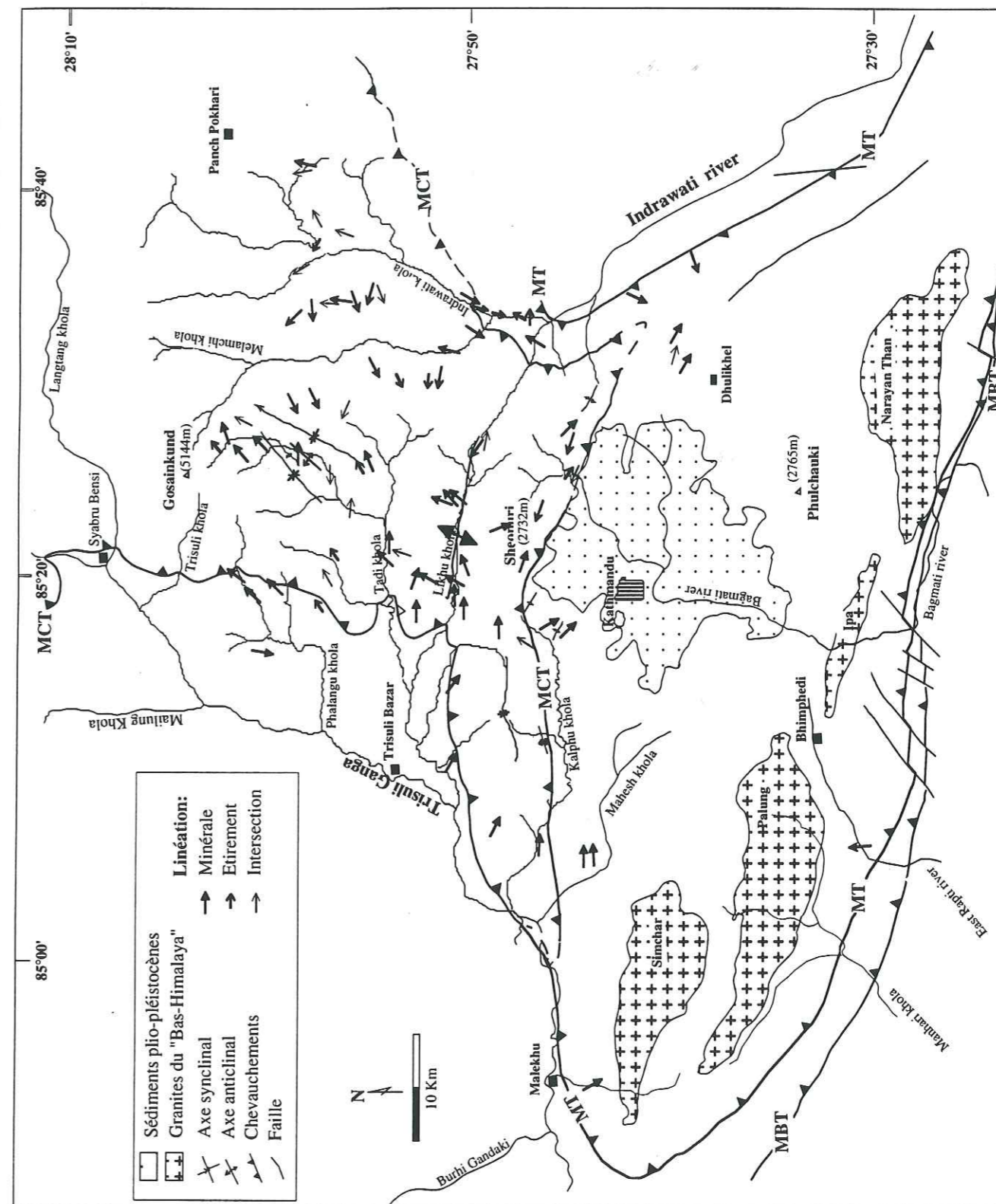


Fig. 3-13 Carte des linéations minérales, des linéations d'étiement et des linéations d'intersection dans la région étudiée.

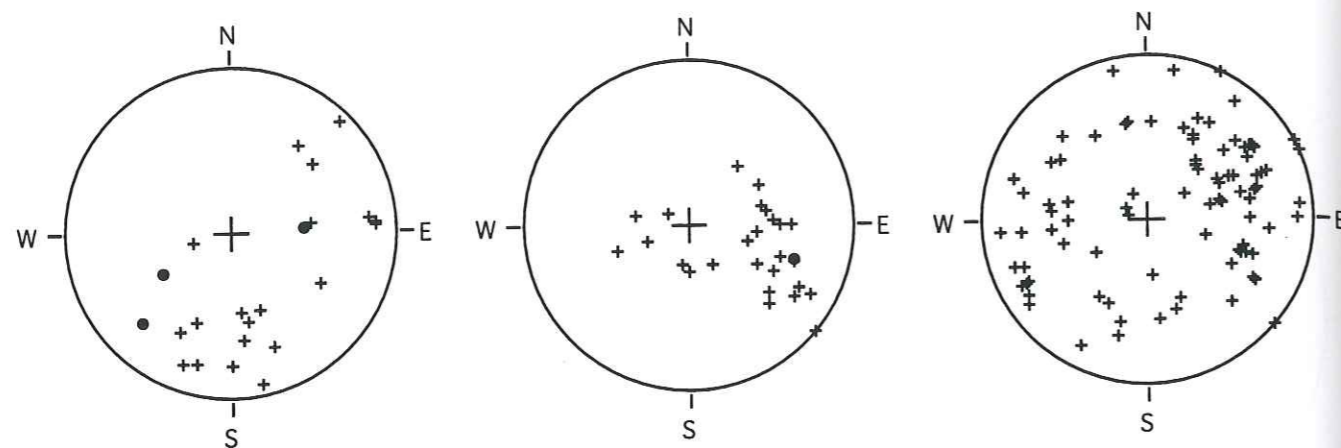


Fig. 3-14 Position des linéations dans la zone étudiée. Canevas de Wulff, hémisphère inférieur. Croix : linéation minérale Lm. Cercles pleins : linéation d'étirement Lx. A gauche, dans le Moyen Pays (23 mesures), au centre dans la nappe de Kathmandou (27 mesures), à droite dans la nappe de Gosaikund (91 mesures).

Si l'on s'appuie maintenant sur les âges de fermeture des minéraux (cf. chapitre 6), leur distribution géographique semble contredire cette chronologie :

(i) les âges de refroidissement les plus jeunes sont situés au Nord de l'antiforme, c'est-à-dire que le relief antiforme a été acquis avant la dénudation des zones situées plus au Nord,

(ii) parmi les âges jeunes sur muscovite, les plus jeunes de tous (5,0 Ma) sont situés juste au coeur de la synforme SSW-NNE définie plus haut : ce dispositif, qui n'est semble-t'il pas dû à un effet de relief (âge à 5,0 Ma au fond de la Tadi khola au coeur du synforme, et âge à 8,0 Ma au fond de la Melamchi khola à l'Est de la synforme, mais à une altitude équivalente) indique plutôt une inversion structurale post-refroidissement, qui ne s'observe plus si l'on considère les âges trace de fission sur apatite (1,3 à 3,3 Ma). On pourrait donc envisager que la synforme NNE-SSW se soit faite entre 5 et 3 Ma.

En prenant en compte ces différentes considérations structurales, sismiques et thermochronologiques, il apparaît que les deux directions de plissement - et donc les directions de raccourcissement - ont pu alterner dans le temps.

CHAPITRE 4

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

4. 1 Evolution métamorphique du Népal central

4.1.1 Introduction

Dans la zone axiale de la chaîne himalayenne, toutes les roches métamorphiques sont d'origine sédimentaire ou volcano-détritique (Le Fort *et al.*, 1986a). Pendant leurs évolutions métamorphiques, ces roches acquièrent de nouvelles structures et montrent la cristallisation de nouvelles associations minérales. A partir de leur contenu lithologique et métamorphique, différentes unités ont été distinguées du Sud vers le Nord (Fig. 4-1).

Le Moyen Pays népalais :

Une étude pétrographique et structurale détaillée du Moyen Pays népalais (Pêcher, 1978, 1989a) montre que cette unité est divisée en deux formations : le Moyen Pays Inférieur (MPI) et le Moyen Pays Supérieur (MPS). La lithologie du Moyen Pays (cf. chapitre 2), est constituée de schistes \pm carbonés, phyllites, grès \pm schisteux, arkoses, grès \pm carbonatés, calcaires, dolomies, et des gneiss œillés d'Ulleri, qui affleurent à la faveur d'un vaste anticlinal Est-Ouest. Le flanc Sud du MPI est faiblement affecté par le métamorphisme himalayen mais a conservé ses caractères sédimentaires. Les quartzites en plaquettes de Birethanti surmontées de grésopélites à dominante grauwackeuse de la formation de Kunchha conservent d'abondants minéraux détritiques (quartz, muscovite, chlorite, feldspaths et tourmaline). Stöcklin et Bhattarai (1977), Stöcklin (1980) ont décrit les mêmes lithologies dans la région de Katmandou. Deniel (1985) a obtenu un âge minimal du Moyen Pays Inférieur sur une pegmatite datée à $1,7 \pm 0,8$ Ga qui recoupe les schistes du Kunchha (MPI). Dans le flanc Sud du MPS, des restes de plantes dans les schistes carbonés donnent un âge du Paléozoïque inférieur (Pêcher, 1978). Dans le flanc Nord de l'anticlinal du Moyen Pays on observe les mêmes formations du MPS où le grade de métamorphisme augmente à mesure que l'on se rapproche du MCT.

La température enregistrée dans le Moyen Pays est de 400 à 450 °C au Sud et augmente rapidement vers le sommet du Moyen Pays jusqu'à 600-650°C; la pression enregistrée est de 600 à 1000 MPa au sommet du Moyen Pays (Pêcher, 1989a; Vannay et Hodges, 1996; Kaneko, 1997).

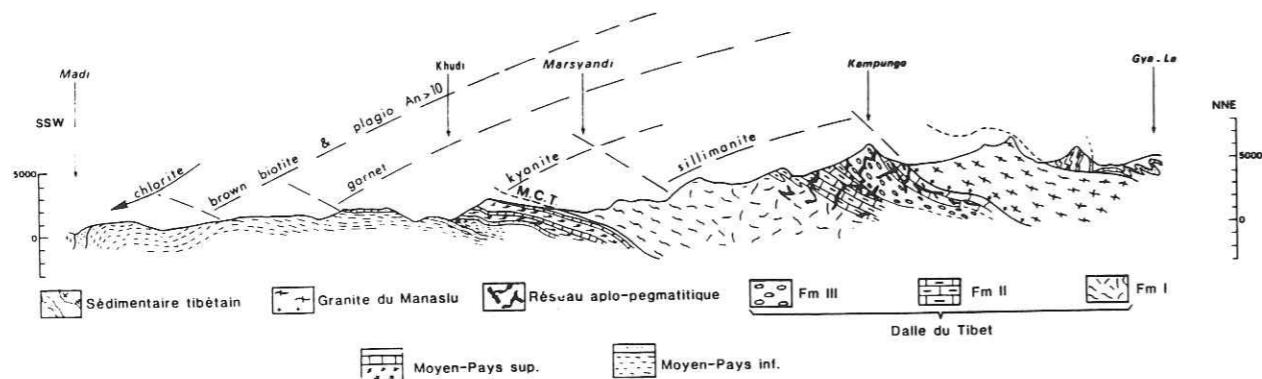


Fig. 4-1 Coupe géologique à travers l'Himalaya au Népal central montrant l'extension des différentes zones métamorphiques (d'après Pêcher, 1978; Colchen et al., 1980).

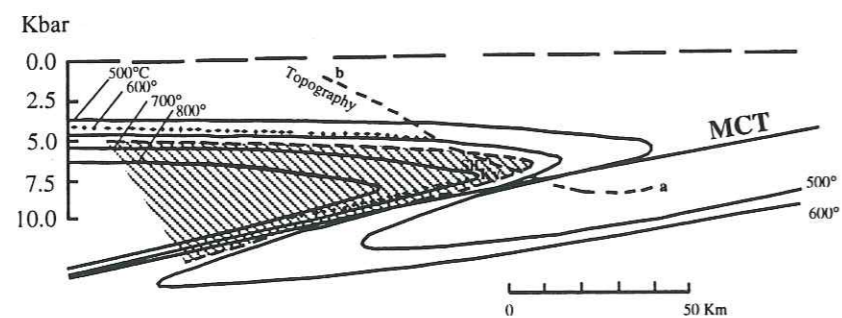


Fig. 4-2 Explication du métamorphisme inverse par chevauchement d'un ensemble chaud sur un ensemble froid (d'après Le Fort, 1975). Pointillé: limite disthène-sillimanite, hachuré: zone de fusion granitique = migmatites de la Dalle du Tibet.

La nappe de Katmandou :

La nappe de Katmandou peut être subdivisée en deux grands groupes (Stöcklin et Bhattarai, 1977) : d'une part le groupe de Bhimphedi d'âge supposé Précambrien, constitué de roches métamorphiques dans le faciès amphibolite, et d'autre part le groupe de Phulchauki d'âge Paléozoïque inférieur à moyen constitué de roches sédimentaires peu métamorphiques présentant des fossiles. Les granites et gneiss granitiques paléozoïques sont intrusifs dans cette nappe. Les formations de la nappe de Katmandou reposent sur le Moyen Pays Supérieur par l'intermédiaire du chevauchement du Mahabharat (MT). Dans la région des Annapurna-Manaslu, on ne trouve pas cette nappe.

Le Cristallin du Haut-Himalaya (Dalle du Tibet) :

Il comprend au Népal central trois formations situées au dessus du MCT (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1980, 1986). La Formation I dont la lithologie, très monotone, est constituée de gneiss plus ou moins micacés indiquant une probable origine sédimentaire détritique à alternances pélitiques et grauwaqueuses (Colchen *et al.*, 1986). Elle est plus ou moins migmatisée selon les zones. La Formation II est constituée de gneiss calciques, parfois migmatisés, marbres à pyroxène, marbres purs et quartzites. La Formation III est composée de gneiss ocellés dont les yeux feldspathiques, très abondants et de taille variable, sont plus ou moins étirés dans le plan de foliation; elle est également migmatisée.

Au Népal central (région des Annapurna, du Manaslu, du Ganesh et du Langtang), à la base de la Dalle du Tibet on trouve la paragenèse suivante : $Q + Bt + Pl + Fk + Gr + Ms + Ky \pm Zo \pm Ru \pm Il$. La sillimanite est rare. Dans la Formation I de la Dalle du Tibet la quantité de sillimanite prismatique ou fibrolitique augmente avec la migmatisation quand on s'élève dans la pile métamorphique.

Dans cette région, le métamorphisme Eo-himalayen (M1) de type barrovien préservé au dessus du MCT est caractérisé par l'assemblage $Gr + Ky + Pl + Bt + Ru \pm Fk$. Il témoigne de conditions métamorphiques de $P = 600-1000$ MPa et de $T = 650-750^\circ C$ (Caby *et al.*, 1983; Pêcher et Le Fort, 1986; Hodges *et al.*, 1988; Pêcher, 1989a; Inger et Harris, 1992; Vannay et Hodges, 1996).

Ce premier événement est repris par un deuxième événement (M2), syn-MCT, plus ou moins rétomorphique avec l'apparition de la sillimanite + biotite dans la partie supérieure (Pêcher, 1989a) et la présence d'une seconde génération de leucosome à tourmaline recoupant la foliation majeure (Brouand, 1989). L'événement M2 enregistre des conditions métamorphiques de $T = 500$ à $750^\circ C$ et de $P = 400$ à 800 MPa (Le Fort *et al.*, 1986a; Pêcher et Le Fort, 1986; Hodges *et al.*, 1988; Inger et Harris, 1992; Macfarlane, 1995; Vannay et Hodges, 1996). Cet événement est associé à un processus

de migmatisation et de formation de magma leucogranitique dans les niveaux moyens du cristallin du Haut-Himalaya (Le Fort *et al.*, 1987). L'étude thermobarométrique dans l'auréole de contact du granite du Manaslu montre une température de $550 \pm 40^\circ\text{C}$ pour une pression de 300 à 500 MPa, compatible avec la température de mise en place du magma granitique (Guillot *et al.*, 1994). Dans la partie supérieure de la région des Annapurnas et du Manaslu; l'équilibre final du métamorphisme rétrograde se réalise pendant l'exhumation du cristallin du Haut-Himalaya. Il est contrôlé par le MCT et la Faille Normale Nord Himalayenne (FNNH) ou "zone de détachement Sud tibétaine (STDS).

4.1.2 Métamorphisme inverse et granites du Haut-Himalaya

Au gradient métamorphique grossièrement normal du Haut-Himalaya s'oppose la décroissance du métamorphisme dans les formations du Moyen Pays népalais. Cette disposition anormale correspond au "métamorphisme inverse" entre le Moyen Pays et le cristallin du Haut-Himalaya (Oldman, 1883; Gansser, 1964). Au Népal central, ce type de métamorphisme est net (Bordet, 1961; Hashimoto *et al.*, 1973; Le Fort, 1975a, 1986; Pêcher, 1978, 1989a; Arita, 1983; Caby *et al.*, 1983; Pêcher et Le Fort, 1986; Hodges *et al.*, 1988; Inger et Harris, 1992; Macfarlane, 1995; Vannay et Hodges, 1996; Rai *et al.*, 1997a, 1998a et b). Le Fort (1975a) a proposé un modèle d'évolution thermique du métamorphisme inverse par chevauchement le long du MCT d'une nappe profonde et chaude (la Dalle du Tibet) sur les formations méta-sédimentaires peu métamorphisées du Moyen Pays froides. Au contact entre deux les unités, le toit du chevauchement est refroidi tandis que son mur est réchauffé créant ainsi un repli apparent des isothermes et une inversion locale du gradient thermique (Fig. 4-2). Pendant cet épisode, la chaleur transmise par conduction provoque une déshydratation du Moyen Pays et la percolation des fluides dans l'ensemble du cristallin du Haut-Himalaya, et produit les magmas anatectiques dans les paragneiss de la Formation I de la Dalle du Tibet (Le Fort, 1981). Des données géochimiques montrent que les granites du Haut-Himalaya sont effectivement le produit de la fusion d'une source analogue à la Dalle du Tibet par apport de fluides : les rapports isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd dans les gneiss de la Formation I et le granite du Manaslu (Vidal *et al.*, 1982; Deniel *et al.*, 1987; Le Fort *et al.*, 1987); les isotopes stables $\delta\text{O}18$ dans le granite et dans la Formation I (France-Lanord *et al.*, 1988) confirment que la source du granite est issue de la fusion du cristallin du Haut-Himalaya.

4. 2 Caractères métamorphiques de la région étudiée

L'étude du terrain et l'étude pétrographique confirment que la région étudiée est une zone métamorphique. Nous avons reconnu un métamorphisme de faciès schistes verts à amphibolite dans le Moyen Pays, maximum au niveau du MCT, un faciès amphibolite à granulite dans la nappe du Gosainkund et un faciès schistes verts à amphibolite dans la nappe de Katmandou. Localement on retrouve préservées des roches sédimentaires, telles des calcaires, des dolomies ou des grauwackes, dans le Moyen Pays et la nappe de Katmandou. Ici aussi on observe que le grade du métamorphisme augmente depuis le Moyen Pays Inférieur jusqu'au Moyen Pays Supérieur puis diminue de la base du MCT au niveau supérieur de la nappe du Gosainkund, indiquant un "métamorphisme inverse", bien enregistré à l'Ouest et au Nord de la région étudiée. Les relations entre le métamorphisme du Moyen Pays Supérieur et celui de la nappe de Katmandou ne sont pas faciles à déterminer. Par contre, il est clair que le grade de métamorphisme diminue de la base de la nappe de Katmandou vers les niveaux supérieurs (Stöcklin et Bhattarai, 1977; Stöcklin, 1980). D'après Morrison et Olivier (1993) on observerait le métamorphisme le moins fort, la zone à épidote et chlorite, au coeur du synclinorium de la nappe de Katmandou tandis qu'il augmenterait sur les flancs Nord et Sud jusqu'à la zone à grenat. Si l'affirmation est globalement correcte, les faciès mentionnés sont sujet à caution : on ne trouve pas le grenat au Nord de Katmandou, et l'épidote n'est plus présente dans les calcaires de Phulchauki.

4.2.1 Buts et méthodes de l'étude

La région étudiée est une pile de nappes où la nature de la déformation et du métamorphisme n'a été que partiellement étudiée. Nous avons donc réalisé une étude pétrographique pour compléter les travaux antérieurs.

Nous avons étudié systématiquement les échantillons provenant de toutes les unités en lame mince. Nous avons reconnu les assemblages minéralogiques et leurs textures, afin de remonter à l'évolution métamorphique. A partir de l'étude minéralogique menée sur le terrain et de l'étude pétrographique, nous avons dessiné une carte métamorphique avec les zonations métamorphiques.

Environ 600 analyses de minéraux ont été réalisées sur 21 échantillons à l'aide de la microsonde Cameca CAMEBAX SX-50 de l'Institut Polytechnique de Grenoble, France (voir annexe I). Le potentiel d'accélération est de 15 kV pour un courant de 15 nA et un temps de comptage de 5 s. Les standards utilisés sont des oxydes et des silicates. Un certain nombre d'analyses ne bouclent pas car nous avons rencontré des problèmes de comptage sur un des spectromètres de la microsonde grenobloise. Le silicium et l'aluminium ont été les deux éléments les plus affectés par ce problème. Nous avons

utilisé de préférence les analyses qui ne présentaient pas d'anomalies pour estimer les pressions et les températures. La méthode de calculs thermobarométriques est présentée dans le sous chapitre thermobarométrie (article publié au Journal of Asian Earth Sciences).

4.2.2 Assemblages des minéraux dans les unités

Dans l'ensemble des lithologies étudiées, le quartz, la muscovite, le plagioclase, l'ilménite et les minéraux accessoires (tourmaline, apatite, zircon) sont toujours présents. Nous décrivons les assemblages minéralogiques importants des différentes unités.

4.2.2.1 Le Moyen Pays népalais

La lithologie du Moyen Pays népalais (cf. chapitre 2) est constituée de schistes \pm carbonés, phyllites, grès \pm schisteux, arkoses, grès \pm carbonatés, calcaires, dolomies et gneiss œillés.

Outre les minéraux ubiquistes signalés plus haut, nous avons noté dans cette unité, les minéraux caractéristiques suivants :

- chlorite,
- biotite \pm calcite,
- grenat - biotite - chlorite,
- grenat - biotite,
- grenat - biotite - staurotide \pm rutile.

En lame mince, nous n'avons pas observé de disthène, mais il a été décrit dans la vallée de l'Ankhu khola (Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1980), à l'Ouest de la région étudiée, et il a été observé dans la région de la mine de Lari au pied du Ganesh Himal (P. Le Fort, communication personnelle). Les metabasites sont composées de hornblende, plagioclase, biotite et épidote. Les gneiss œillés d'Ulleri sont composés de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite, et tourmaline.

4.2.2.2 La nappe de Katmandou

On rappelle que la nappe de Katmandou est constituée de calcaires, d'argillites, de phyllites, de schistes, de gneiss en plaquettes, de paragneiss, de gneiss granitiques, de gneiss œillés, de quartzites et de marbres. En dehors des formations carbonatées que nous n'avons pas étudiées, on observe les minéraux caractéristiques suivants :

- biotite,
- biotite \pm chlorite,
- grenat - biotite - chlorite \pm staurotide,

- grenat - biotite \pm chlorite \pm rutile,
- grenat - biotite - staurotide \pm épidote \pm hornblende.

Les gneiss granitiques et les gneiss œillés sont composés de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite, de muscovite, de tourmaline et parfois de grenat.

Le disthène est extrêmement rare. A l'Ouest, dans la Malekhu khola, à son confluent avec la Tuni khola, nous avons trouvé un affleurement de pegmatite déformée, intrusif dans les quartzites de Chisapani, et comportant quelques cristaux de disthène bleu non rétrotransformé. A l'Est, au confluent de la Sindhu khola avec l'Indrawati, dans des niveaux schisteux à deux micas et grenat de la formation de Kulekhani, nous avons observé des cristaux dispersés centimétriques de disthène bleu légèrement rétrotransformé. Ce sont les deux seules occurrences de disthène que nous avons notées dans la nappe de Katmandou.

4.2.2.3 La nappe du Gosainkund

Cette unité est composée de paragneiss, de gneiss en plaquettes, de schistes, de gneiss granitiques, de gneiss œillé, de migmatite, de gneiss calciques et de quartzites.

Les roches pélitiques présentent les assemblages minéralogiques caractéristiques suivants :

- grenat - biotite,
- grenat - staurotide - biotite,
- disthène - grenat - biotite,
- disthène - grenat - biotite - feldspath potassique,
- disthène - grenat - biotite \pm feldspath potassique \pm rutile,
- sillimanite - disthène - grenat - biotite - feldspath potassique.

Dans les lithologies psammitiques, les minéraux caractéristiques sont les suivants:

- grenat - biotite,
- sillimanite - biotite.

Les gneiss calciques sont composés de calcite - quartz - plagioclase - grenat - pyroxène - amphibole.

Les gneiss granitiques et les gneiss œillés sont constitués de grenat - biotite - muscovite - feldspath potassique - plagioclase \pm disthène ou sillimanite - quartz.

Il y a deux minéraux métamorphiques importants que nous n'avons pas observés : la cordiérite et l'andalousite. La cordiérite a été notée dans la Formation I de la Dalle du Tibet au Langtang (P. Le Fort in Pêcher, 1978, 1989). L'andalousite est signalée par Hashimoto *et al.* (1973) au Nord de Katmandou dans un gneiss à sillimanite de la Dalle du Tibet.

4.2.3 Zonation métamorphique

Au Népal central, une carte métamorphique détaillée a été levée par Pêcher (1978), Colchen *et al.* (1980), Pêcher et Le Fort (1986) et Colchen *et al.* (1986). Selon leurs travaux, le Népal central est divisé en six zones différentes (Fig. 4-3) :

- Zone I, à chlorite
- Zone II, à chlorite - biotite
- Zone III, à chlorite - biotite - grenat
- Zone IV, à chlorite - biotite - grenat - staurotide - disthène
- Zone V, à biotite - grenat - disthène
- Zone VI, à biotite - grenat - (disthène) - sillimanite

L'étude du terrain et l'étude pétrographique des roches pélitiques et des roches quartzo-feldspathiques de la région étudiée nous permettent de définir cinq zones métamorphiques à partir des assemblages minéralogiques où l'index des minéraux et des réactions associées sont projetés dans le diagramme AFM de Thompson (1976). Les aluminosilicates et les ferromagnésiens dans ces roches constituent les zones à sillimanite (Sill), disthène (Ky±St), almandin (Gr), biotite (Bt) et chlorite (Chl) (Fig. 4-4, 4-4a). Nous avons observé quelques cristaux de staurotide (St). Il est difficile de tracer la zonation à staurotide, mais on peut l'inclure dans la zone à disthène. Ces zones correspondent à l'apparition progressive des minéraux d'index du Moyen Pays à la nappe du Gosainkund.

Trois zones, Grenat, Disthène (±staurotide) et Sillimanite ont été observées du Moyen Pays Supérieur vers le sommet de la Dalle du Tibet dans les vallées de l'Ankhu khola et Mailung khola (Pêcher, 1978, Pêcher et Le Fort, 1986; Colchen *et al.*, 1986), situées à l'Ouest de Syabru Bensi. Nous avons étudié des échantillons à staurotide, disthène et grenat provenant de cette partie. On n'observe pas ces minéraux ensemble dans le Moyen Pays Supérieur juste à l'Est de Syabru Bensi ni dans la partie basale de la nappe du Gosainkund (Dalle du Tibet) comme ils ont été observés à l'Ouest, mais on observe nettement la zone à biotite et à grenat du Moyen Pays Supérieur, la zone à grenat, à disthène puis la zone à sillimanite de la base au niveau supérieur de la nappe du Gosainkund marquant le "métamorphisme inverse".

Autour du MCT, les gneiss à sillimanite de la nappe du Gosainkund chevauchent les gneiss en plaquettes de la zone à biotite de la nappe de Katmandou peu métamorphisée.

Si on observe la zonation entre le Moyen Pays et la nappe de Katmandou, la formation de la zone à biotite du Moyen pays supérieur est chevauchée par des schistes de la zone à grenat du groupe de Bhimphedi de la nappe de Katmandou. Le groupe de Phulchauki (partie supérieure de la nappe) est couvert par la zone à biotite beaucoup

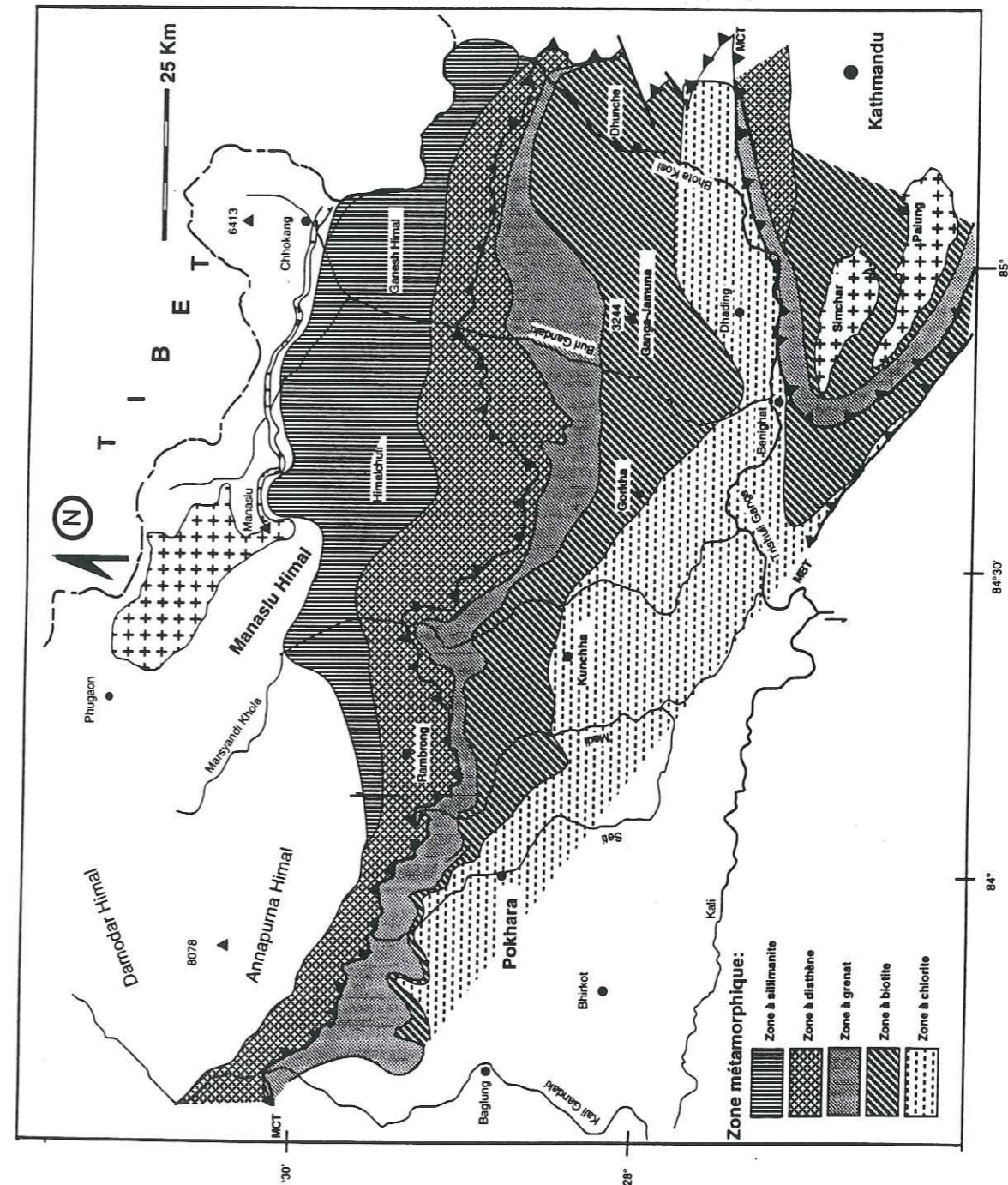


Fig. 4-3 Zonation métamorphique du Népal central (d'après Colchen *et al.*, 1980; Pêcher et Le Fort, 1986).

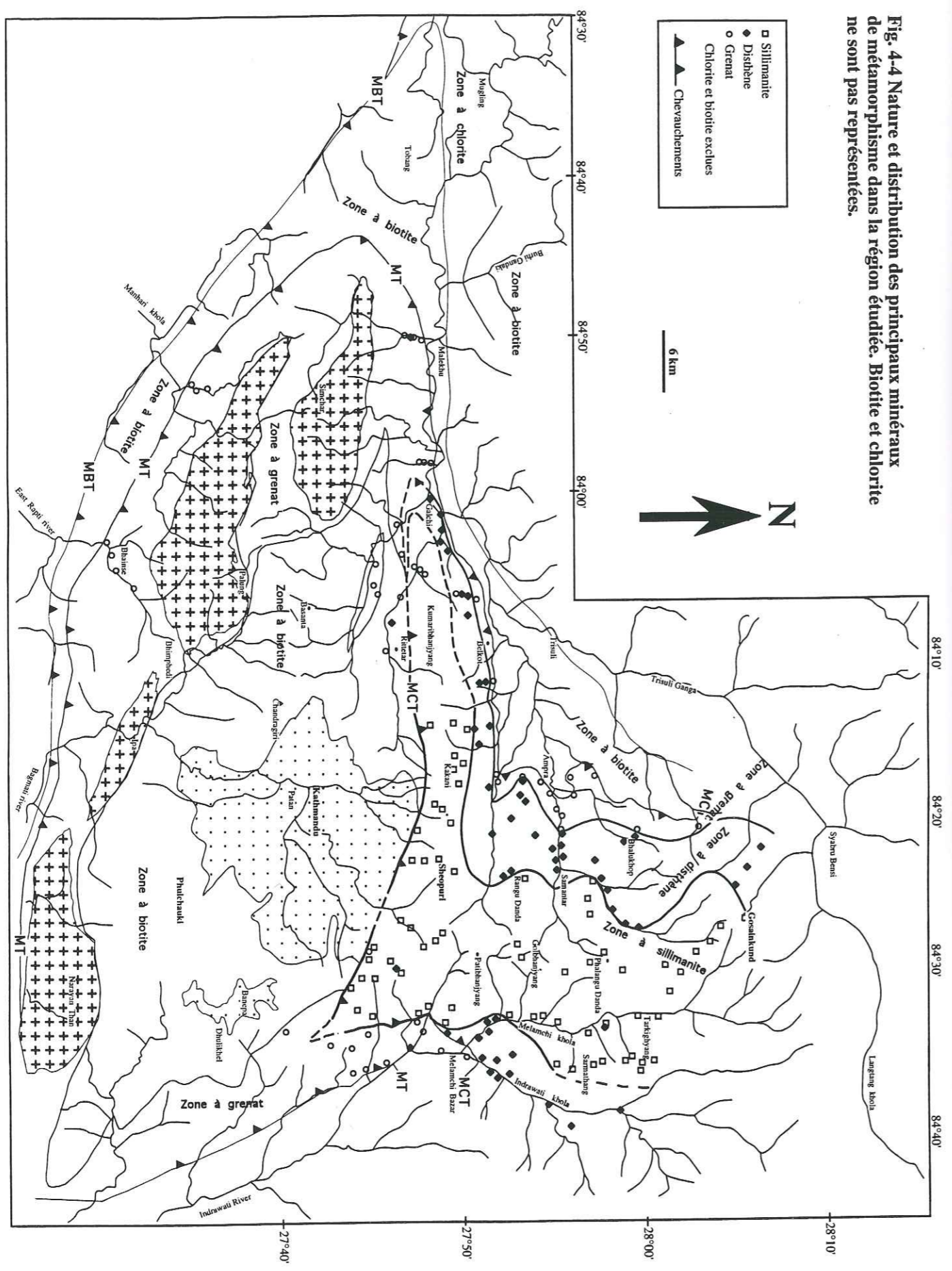


Fig. 4-4 Nature et distribution des principaux minéraux de métamorphisme dans la région étudiée. Biotite et chlorite ne sont pas représentées.

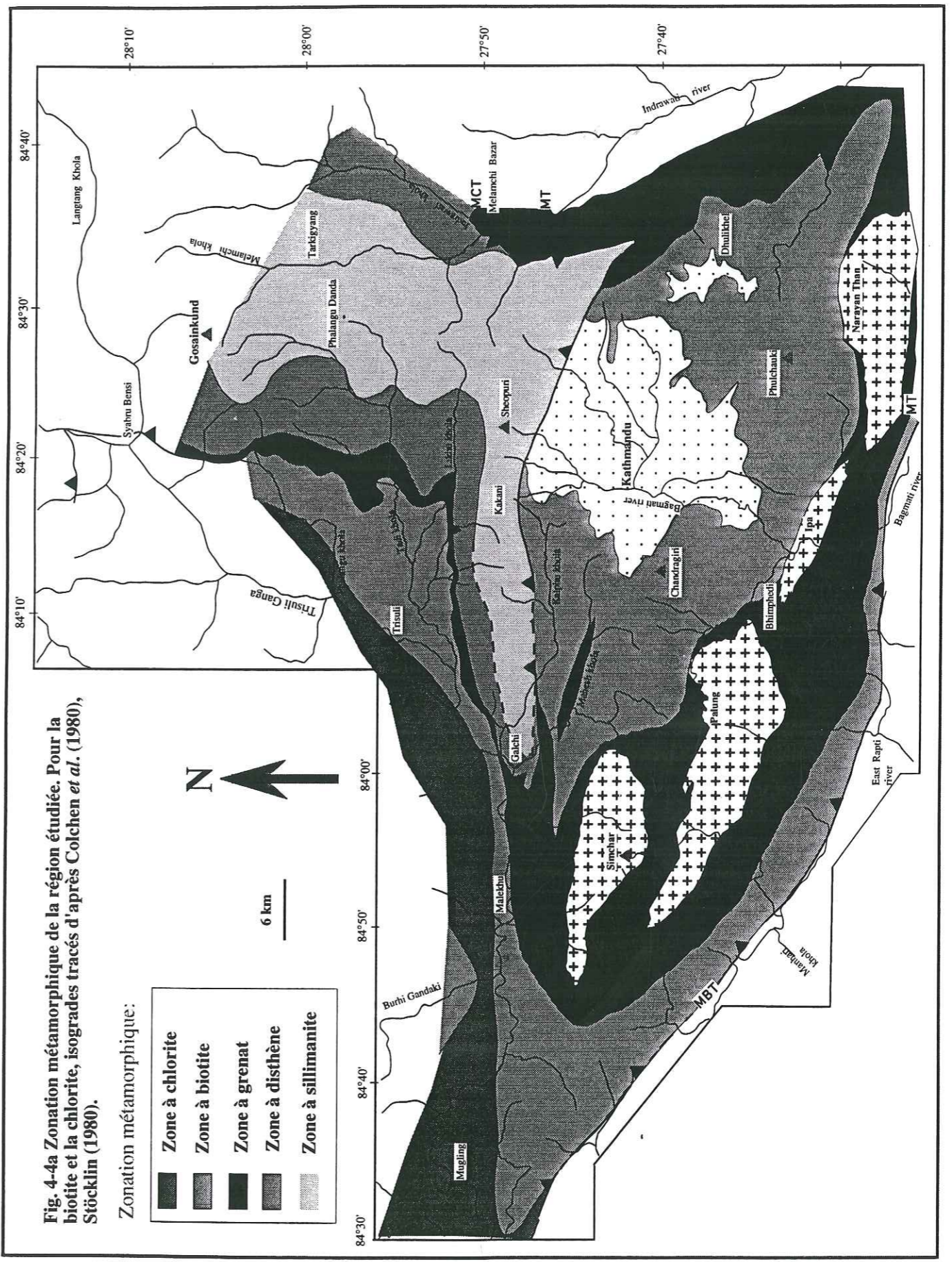


Fig. 4-4a Zonation métamorphique de la région étudiée. Pour la biotite et la chlorite, isogrades tracés d'après Colchen *et al.* (1980), Stöcklin (1980).

Zonation métamorphique:

moins métamorphisée. On n'observe pas le même gradient métamorphique que celui observé entre le Moyen Pays et la nappe du Gosainkund.

4.2.3.1 Le Moyen Pays népalais

Le Moyen Pays népalais est représenté par les zones à chlorite, à biotite, à grenat, (\pm staurotide, \pm disthène).

La position chémographique de chaque minéral dans le diagramme AFM (Fig. 4-5), est proposée par Thompson (1976).

- Zone à chlorite :

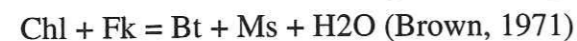
Cette zone est observée dans le Moyen Pays Inférieur (formation de Kunchha). Dans la partie inférieure de la vallée de la Phalangu khola, et dans la zone autour de Trisuli Bazar, on observe la chlorite comme minéral métamorphique dans les phyllites, avec une orientation oblique par rapport à la stratification. Dans la partie moyenne de cette vallée et à l'Est de Trisuli Bazar la biotite vient progressivement s'ajouter à la chlorite dans la même formation. D'après Sibson (1977) (Fig. 4-6), la température correspondant à la zone à chlorite sans biotite va de 250 à 450 °C environ. Nous n'avons toutefois pas étudié la composition de la chlorite ni celle de la phase fluide dans nos échantillons.

- Zone à biotite :

Dans cette zone, l'apparition de la biotite commence et se stabilise. La biotite et la muscovite sont généralement associées. Nous avons observé cette zone dans les phyllites, les schistes affleurant en partie supérieure de la formation de Kunchha, et les formations du Moyen Pays Supérieur dans les vallées de la Phalangu khola, Tadi khola, Malekhu khola, Manhari khola, East Rapti et Indrawati où nous avons fait des coupes. Comme décrit précédemment, les assemblages minéralogiques spécifiques sont :

- biotite,
- biotite - chlorite \pm calcite.

Plusieurs réactions pour l'évolution de la biotite sont proposées par différents auteurs. Ces réactions sont probablement de la zone de biotite à la zone de grenat. La réaction est la suivante dans les métapélites et les psammites :



L'assemblage biotite - chlorite - muscovite est stable dans la zone à biotite. La température minimale de stabilité de la biotite est d'environ 450 °C (Winkler, 1976) (Fig. 4-6).

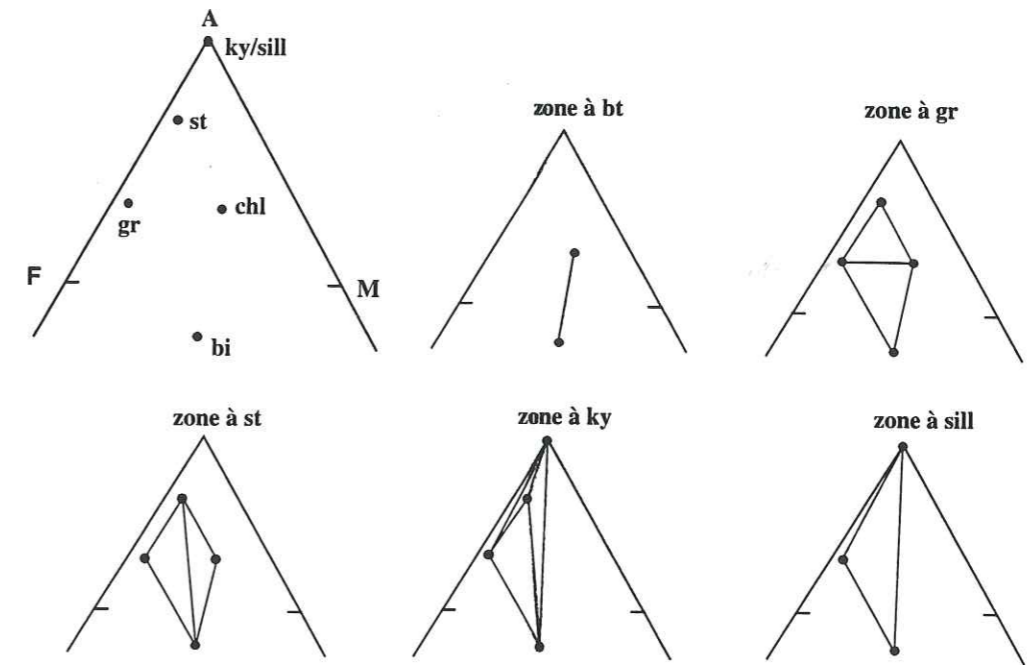


Fig. 4-5- Paragenèses minérales dans cinq zones métamorphiques de température croissante dans le diagramme AFM (Thompson, 1976)

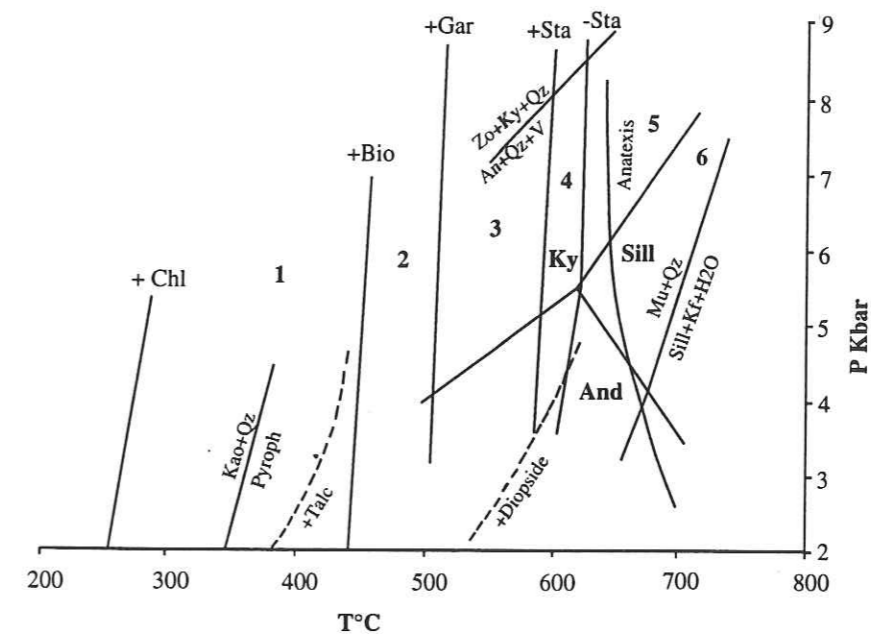


Fig. 4-6 Grille pétrogénétique montrant les différentes zones métamorphiques dans un espace P-T. 1=zone à chlorite; 2=zone à biotite; 3=zone à grenat; 4=zone à staurotide; 5=zone à disthène; 6=zone à sillimanite. (Grille établie d'après Hoschek, 1969; Richardson et al., 1969; Boetcher, 1970; Miyashiro, 1973; Thompson, 1976; Winkler, 1976; Sibson, 1977; Turner, 1981).

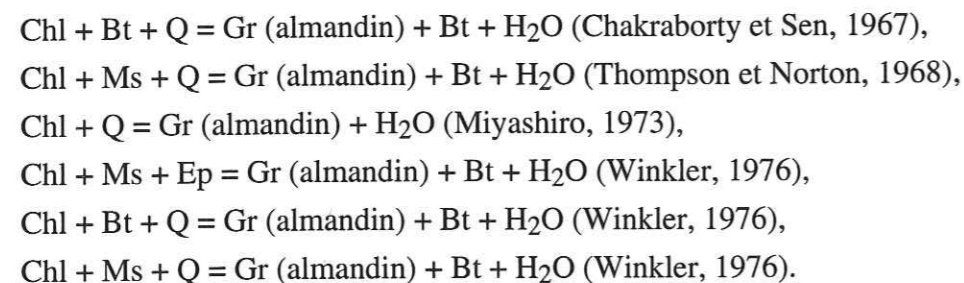
- Zone à grenat :

La limite supérieure de la zone à biotite correspond à l'apparition du grenat. Dans cette zone le grenat (almandin) est généralement présent quand la composition de la roche le permet. Nous avons observé l'assemblage grenat-biotite à la partie sommitale du Moyen Pays Supérieur (partie supérieure des schistes de Benighat) dans les vallées de la Phalangu khola et de la Tadi khola, à proximité du MCT.

On rappelle que les assemblages minéralogiques dans les métapélites et les psammites sont les suivants :

- (a) grenat - biotite - chlorite;
- (b) grenat - biotite;
- (c) grenat - biotite - staurotide - plagioclase \pm rutile.

Plusieurs réactions possibles pour apparaître du grenat (almandin) dans les conditions du métamorphisme sont proposées :



Les conditions P-T moyennes pour l'évolution des grenats (almandin) sont indiquées dans la figure 4-6.

Dans la vallée de la Mailung khola, à l'Ouest de la région étudiée, on a observé des staurotides avec les grenats. Dans la vallée d'Ankhu khola, à l'Ouest de la Mailung khola, le disthène a été observé (Colchen *et al.*, 1986). On parlera des zones à staurotide et disthène à propos de la nappe du Gosainkund.

4.2.3.2 La nappe de Katmandou

Cette nappe est marquée par seulement deux zones : zone à grenat et zone à biotite. Nous avons trop rarement observé des cristaux de disthène ou de staurotide pour pouvoir tracer les zones correspondantes. Les assemblages minéralogiques dans cette nappe sont les suivants :

- (a) biotite,
- (b) biotite \pm chlorite,
- (c) grenat - biotite \pm chlorite,
- (d) grenat - biotite \pm épidote \pm amphibole,
- (e) grenat - biotite \pm chlorite \pm rutile,
- (f) grenat - biotite \pm staurotide \pm épidote \pm amphibole.

Nous avons observé la zone à biotite dans les phyllites et les gneiss en plaquettes des formations du groupe de Phulchauki (Fig. 4-4, 4-4a). La zone à grenat affleure dans les schistes et gneiss en plaquettes des formations du groupe de Bhimphedi. Les grenats sont abondants dans la formation de Raduwa, la formation de Kalitar et la formation de Kulekhani. L'évolution de la biotite et du grenat a été décrite dans le Moyen Pays.

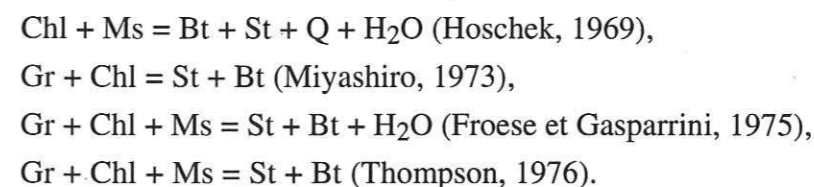
4.2.3.3 La nappe du Gosainkund

Nous avons déjà signalé les assemblages minéralogiques de cette nappe où on observe trois zones : grenat, disthène (\pm staurotide) et sillimanite.

- Zone à staurotide :

Cette zone correspond à la disparition de l'assemblage grenat-chlorite et à l'apparition de l'assemblage staurotide-biotite (Fig. 4-6). Nous avons observé la staurotide dans les paragneiss de la nappe du Gosainkund en rive gauche de l'Indrawati. Ces staurotides sont associées à des grenats.

Plusieurs réactions ont été envisagées pour expliquer l'évolution de la staurotide :



Miyashiro (1973) suggère que la staurotide est stable entre 530 et 650 °C.

- Zone à disthène :

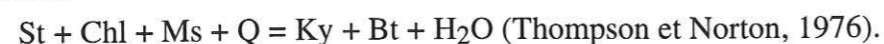
La limite inférieure de cette zone est marquée par l'apparition de disthène sans staurotide; on y observe généralement la présence de feldspath potassique avec le disthène, en équilibre apparent. Dans notre région, on observe cette zone dans les vallées de la Phalangu khola, Tadi khola, Likhu khola et à Galchi (la terminaison Ouest du MCT sur la route Katmandou-Pokhra). A l'Ouest, la zone à disthène surmonte la zone à grenat, soulignant le tracé du MCT. A l'Est, dans les vallées de la Melamchi khola et de l'Indrawati, les disthènes sont localisés au-dessus du MCT mais ils ne marquent pas la limite nette du MCT dans cette région.

Dans la zone elle-même, le disthène n'est pas toujours présent. A l'Est notamment, on peut trouver des bandes de terrain où seule apparaît encore la staurotide, sans que l'on puisse apparemment invoquer une écaïlle tectonique.

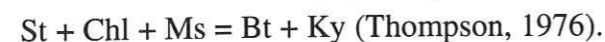
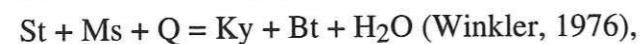
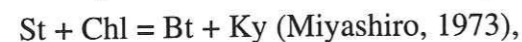
Comme on l'a cité, on observe les assemblages minéralogiques suivants :

- (a) disthène - grenat - biotite;
- (b) disthène - grenat - biotite - feldspath potassique.

Si la staurotide existe avec le disthène, la réaction possible pour l'apparition du disthène est :



La disparition de la staurotide correspond aux réactions :



- Zone à sillimanite

Cette zone est définie par l'apparition de sillimanite. La limite entre la zone à disthène et la zone à sillimanite est une transition polymorphe entre le disthène et la sillimanite.

Disthène = sillimanite

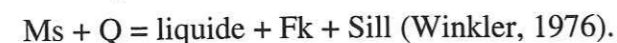
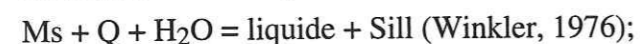
Dans notre région, elle correspond à la partie supérieure de la nappe du Gosainkund où on observe des sillimanites dans les gneiss en plaquettes, gneiss granitiques, paragneiss, migmatites, gneiss ocellés. Au Nord de Katmandou, quelques dizaines de mètres au-dessus du MCT, on trouve des sillimanites dans les gneiss granitiques et les gneiss en plaquettes. A l'Est, dans la vallée de la Sindhu khola, on observe ces minéraux dans les gneiss ocellés juste au dessus du MCT. Parfois on observe la sillimanite et le disthène ensemble.

On rappelle que les assemblages minéralogiques sont les suivants :

- (a) sillimanite - grenat - biotite - feldspath potassique ± rutile;
- (b) sillimanite - disthène - grenat - biotite - feldspath potassique;
- (c) calcite - pyroxène - amphibole - biotite.

La présence de la sillimanite dans la nappe du Gosainkund correspond à une transformation du disthène en sillimanite liée au cisaillement normal ductile. La sillimanite se développe probablement aussi par désintégration de la biotite comme on peut le voir dans certaines lames minces.

Les autres réactions possibles sont les suivantes :



On observe aussi le métamorphisme rétrograde dans quelques échantillons de paragneiss, de gneiss en plaquettes, de gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund. Les biotites et les grenats sont altérés en chlorites.

Les isogrades métamorphiques apparaissent approximativement parallèles au MCT dans les vallées de la Phalangu khola, Tadi khola, Likhu khola, Trisuli Ganga (de Galchi à Kaljeri) (Fig. 4-4a). Dans certains cas, la rareté des minéraux caractéristiques rend difficile le tracé des isogrades.

Dans la vallée de la Kalphu khola, on n'observe que rarement dans les pegmatites des cristaux de disthène dans une zone formant un fin liseré au dessus du MCT. Sur les crêtes, on trouve la sillimanite. Entre les deux, seul le grenat apparaît, mais compte tenu de la migmatisation, l'ensemble du versant a été placé dans la zone à sillimanite. De toutes façons, il apparaît cartographiquement que la zonation disthène-sillimanite est tronquée par la portion E-W du MCT, ce qui confère à cet accident un caractère tardi- à post-métamorphique.

Toujours dans cette vallée de la Kalphu khola, mais dans la nappe de Katmandou cette fois-ci, nous avons observé quelques cristaux de grenat dans la formation de Tistung, et, en une seule localité, des cristaux centimétriques de staurotide et d'actinote, dans la formation de Kulekhani. Stöcklin et Bhattarai (1977), toujours dans la nappe de Katmandou et la Kalphu khola, ont noté sur leur carte la présence de disthène, de staurotide et d'actinote à coté de Rittetar (Fig. 4-4, 4-4a). Ces deux occurrences isolées ne nous ont pas paru suffisantes pour tracer une zone à staurotide et/ou disthène dans la partie NW de la nappe de Katmandou. Par contre l'abondance de la biotite dans les formations de Kulekhani et Tistung de la Kalphu khola nous a amenée à les mettre dans la zone à biotite.

Dans la vallée de la Mahesh khola par contre, le grenat est partout présent dans la formation de Kulekhani, ce qui nous a amenée à isoler une bande de zone à grenat dans la zone à biotite. Cela dit, nous sommes bien conscients de ce que la chimie plus alumineuse de la formation de Kulekhani est plus favorable que celle des autres formations à la cristallisation du grenat (et des silicates d'alumine).

Dans les vallées de la Sindhu khola et de l'Indrawati, à l'ENE de Katmandou, les gneiss ocellés à sillimanite ± disthène de la nappe du Gosainkund reposent sur les métasédiments à grenat de la nappe de Katmandou (formation de Kulekhani) séparés par le MCT. Les cristaux de disthène observés sur un seul affleurement sous le MCT ne nous ont pas paru permettre d'indiquer une zone à disthène, qui serait de toute façon très limitée, dans la nappe de Katmandou. Dans cette zone orientale, le MCT recoupe à nouveau la zonation métamorphique; mais ici, il s'agit d'une branche NS de l'accident qui paraît bien avoir les mêmes caractères tectono-métamorphiques tout au long de son pourtour.

On notera enfin, qu'entre les nappes du Gosainkund et de Katmandou, il est difficile de définir un métamorphisme inverse; on note plutôt un hiatus métamorphique avec empilement d'une nappe plus métamorphique sur une nappe moins métamorphique. Le MCT dans cette région est lié à une déformation post-métamorphique qui a entraîné un antiforme d'axe E-W dans la nappe du Gosainkund (cf. chapitre 3).

4.2.4 Chimie des minéraux

Nous avons analysé deux échantillons du Moyen Pays Supérieur, sept échantillons de la nappe de Katmandou et dix échantillons de la nappe du Gosainkund pour étudier la chimie des minéraux du métamorphisme; la localisation des échantillons récoltés sur le terrain est reportée sur la figure 4-7. Nous avons déjà décrit brièvement la chimie des minéraux dans un article sous presse que nous reproduisons ci-après (4.2.5 : thermobarométrie). Dans le présent paragraphe, nous essayons de décrire les relations métamorphiques de façon plus détaillée. Les compositions chimiques sont reportées dans l'annexe 1.

Biotite

Le Moyen Pays Supérieur : Les compositions chimiques des deux échantillons (LO209 et LO214) proviennent de la mine de Lari dans la vallée de la Mailung khola, à l'Ouest de la région étudiée (échantillons prélevés en 1993 par C. France-Lanord et P. Le Fort). Neuf cristaux de biotite ont été analysés au contact du grenat. Le rapport ($Mg^* = Mg/(Mg+Fe)$) est homogène dans un même cristal, avec une valeur semblable en bordure et au cœur. Mais la composition varie d'un échantillon à l'autre (Mg^* à 0,58 dans l'échantillon LO209 et compris entre 0,44 et 0,46 dans LO214). (Fig. 4-8). Nous avons également des compositions de biotites en inclusion dans le grenat et le plagioclase. Le rapport Mg^* dans le grenat et le plagioclase est de 0,48 et 0,64 respectivement (LO209). La teneur en Ti est très basse (0,04 à 0,19).

La nappe de Katmandou : Deux échantillons proviennent de la rive droite de l'Indrawati (KN443 et KN623), deux autres de la vallée de la Malekhu khola et le reste, de la partie frontale de la nappe du Sud. Trente quatre cristaux de biotite ont été analysés au contact du grenat. Les compositions des biotites se localisent essentiellement dans le champ de l'annite (Fig. 4-9). Comme pour les biotites du Moyen Pays, les cristaux sont homogènes; on a toutefois peu de données sur la chimie du cœur des biotites. Le rapport (Mg^*) des biotites au contact du grenat dans la formation de Kalitar varie entre 0,41 et 0,59 tandis qu'il varie entre 0,33 et 0,49 dans la formation de Kulekhani. Au contact du plagioclase, il est entre 0,38 et 0,46. Le même rapport Mg^* n'est pas différent que la

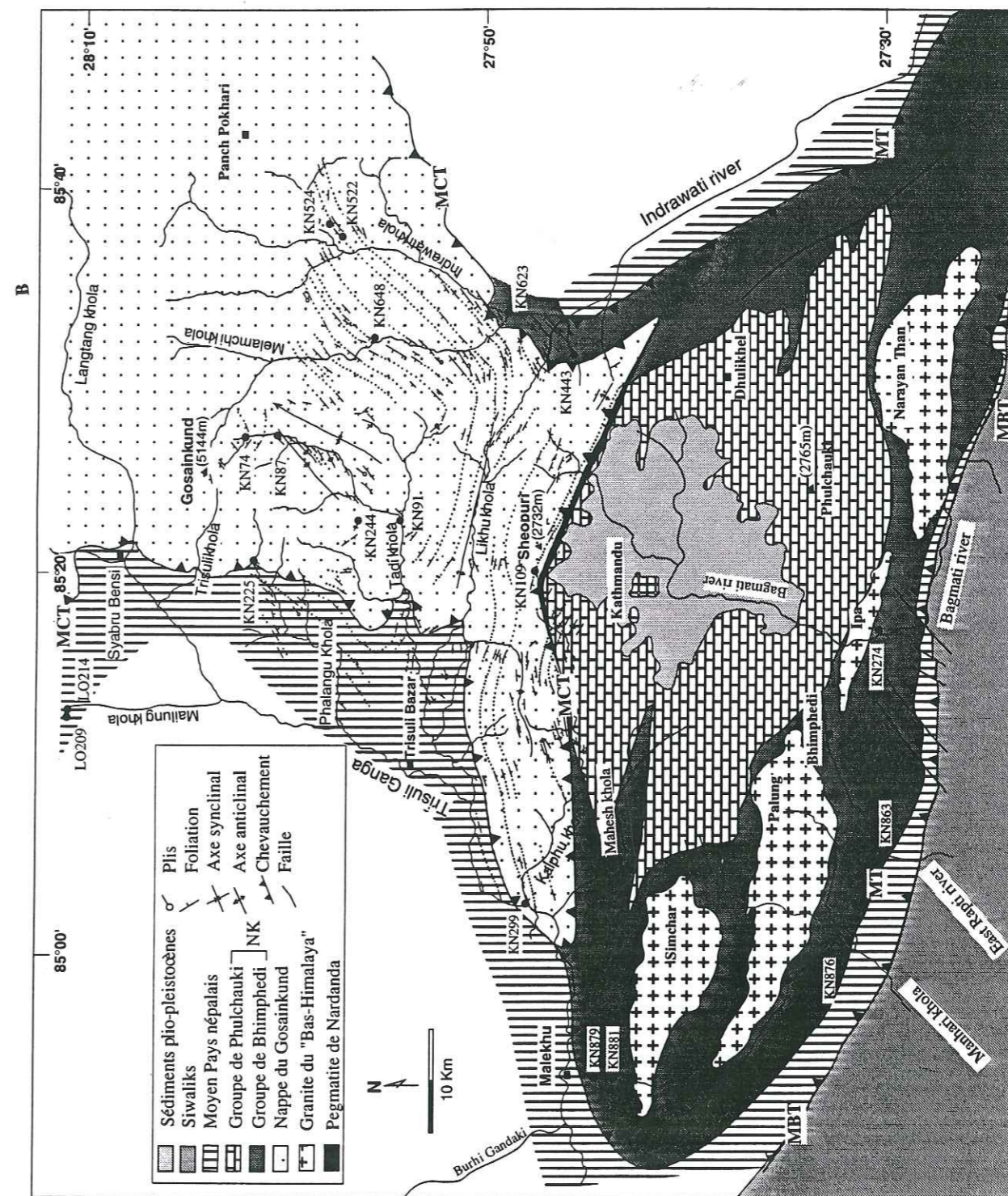


Fig. 4-7 Carte géologique du Népal montrant la localisation des échantillons utilisés pour les analyses minérales par un point noir (ex. KN876). NK: Nappe de Katmandou, MBT: Main Boudary Thrust; MCT: Main Central Thrust; MT: Mahabharat Thrust.

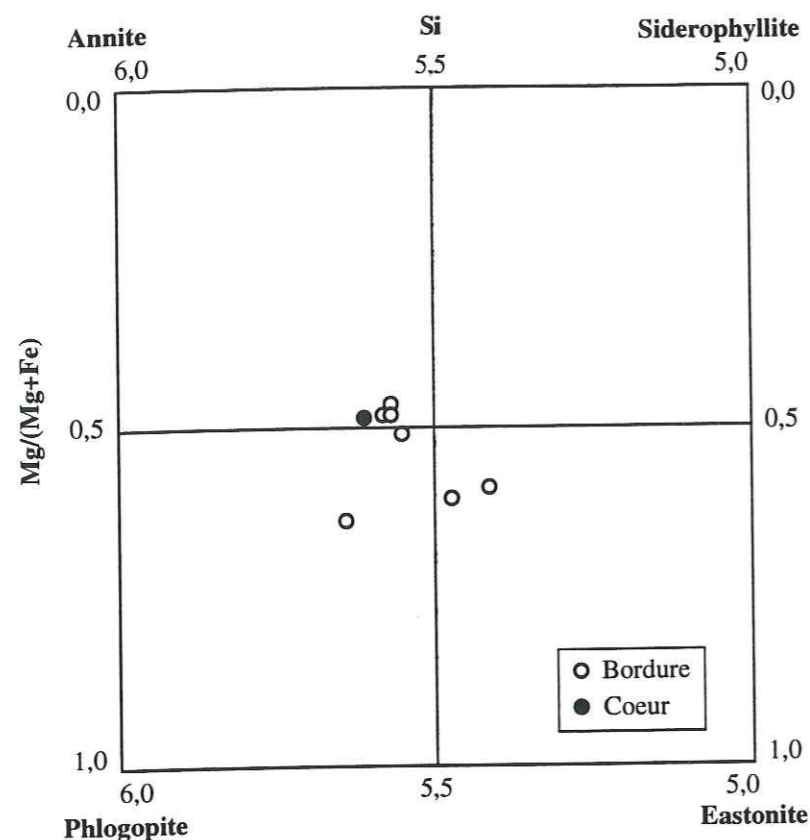


Fig. 4-8 Distribution des biotites du Moyen Pays Supérieur dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).

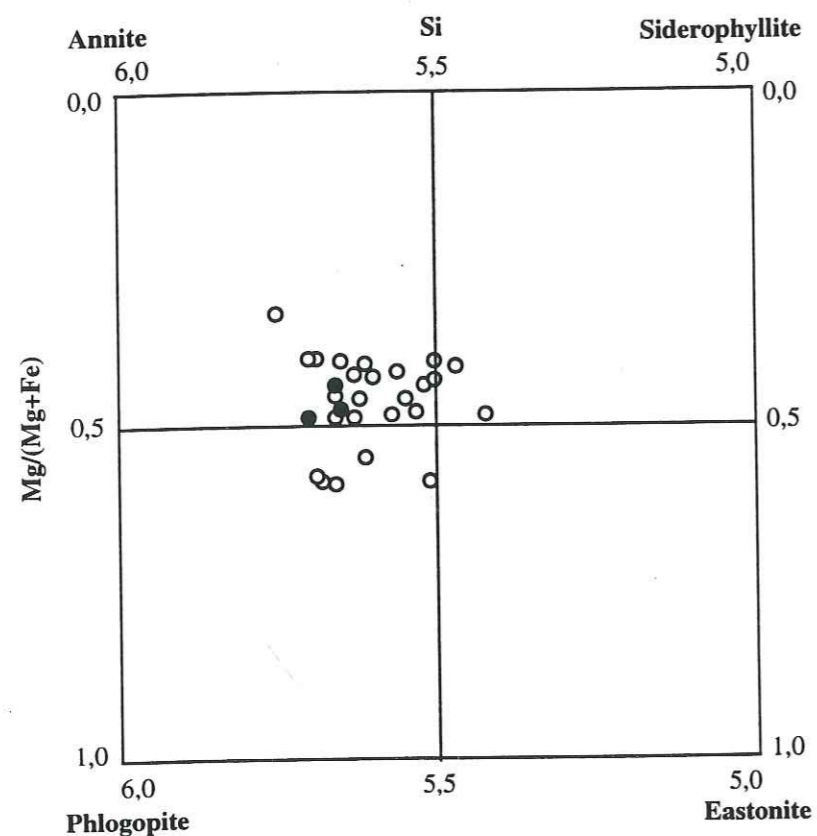


Fig. 4-9 Distribution des biotites de la nappe de Katmandou dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).

biotite soit au contact du grenat ou du plagioclase. Le rapport Mg^* des biotites en inclusion dans les grenats est bas (0,33) par rapport à celui des biotites extérieures. Le rapport Mg^* diminue légèrement de la base vers le haut de la nappe. La teneur en Ti varie de 0,12 à 0,45.

La nappe du Gosainkund : Soixante sept cristaux de biotite ont été analysés au contact du grenat. Comme pour la nappe de Katmandou, les compositions chimiques des biotites de la nappe du Gosainkund se localisent dans le champ de l'annite (Fig. 4-10). Le rapport (Mg^*) compris entre 0,33 à 0,56 (moyenne 0,42) ne varie pas systématiquement en fonction de la distance au MCT : 0,39 (KN225) à la base et 0,37 (KN524) vers le sommet. Il reste similaire de l'extérieur à l'intérieur du grenat et ne change pas que le cristal soit au contact du grenat ou du plagioclase. La teneur en Ti varie de 0,2 à 0,5.

Muscovite :

Le Moyen Pays Supérieur : Les muscovites contiennent en moyenne 35% d' Al_2O_3 et 1,5% de FeO (Fig. 4-11).

La nappe de Katmandou : Les compositions chimiques ne varient pas de la formation de Kalitar à la formation de Kulekhani, c'est-à-dire de la base vers le haut. Les teneurs moyennes en Al_2O_3 , et FeO sont de 31% et 4,8% respectivement (Fig. 4-11).

La nappe du Gosainkund : La composition chimique homogène ne varie pas de la base au sommet de la nappe du Gosainkund. Les teneurs moyennes en Al_2O_3 et FeO, sont de 33 % et 1,7%, respectivement (Fig. 4-11).

Grenat :

Le Moyen Pays Supérieur : Nous avons analysé des grenats sur deux échantillons du Moyen Pays Supérieur, proches du MCT. Les grenats des deux échantillons montrent des compositions différentes (échantillon LO209 : Alm 63-66%, Grs 16-21%, Pyr 15-18%, Sps 1-3%, et LO214 : Alm 84-88%, Grs 1-6%, Pyr 6-13%, Sps 1-3%). Ils sont moyennement riches en almandin (Alm 63-86%), pauvres en spessartine (Sps 1-3%), avec des variations en grossulaire et en pyrope. Le profil du grenat (LO214, cf. paragraphe thermobarométrie : Fig. 5) montre une composition homogène, sauf à proximité de la bordure où grossulaire et spessartine diminuent légèrement.

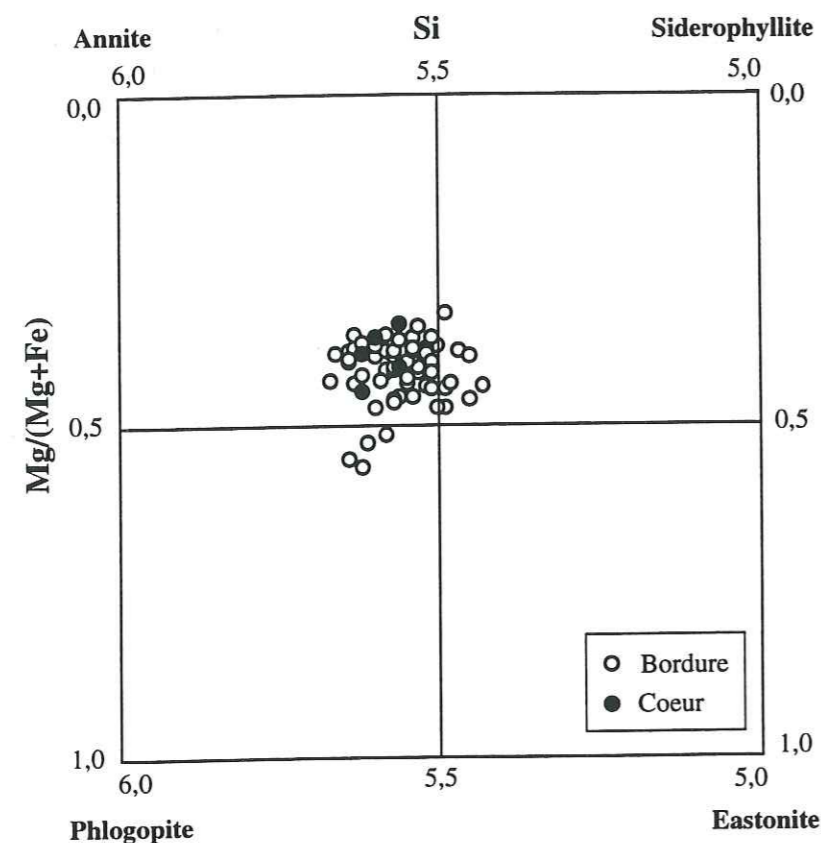


Fig. 4-10 Distribution des biotites de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).

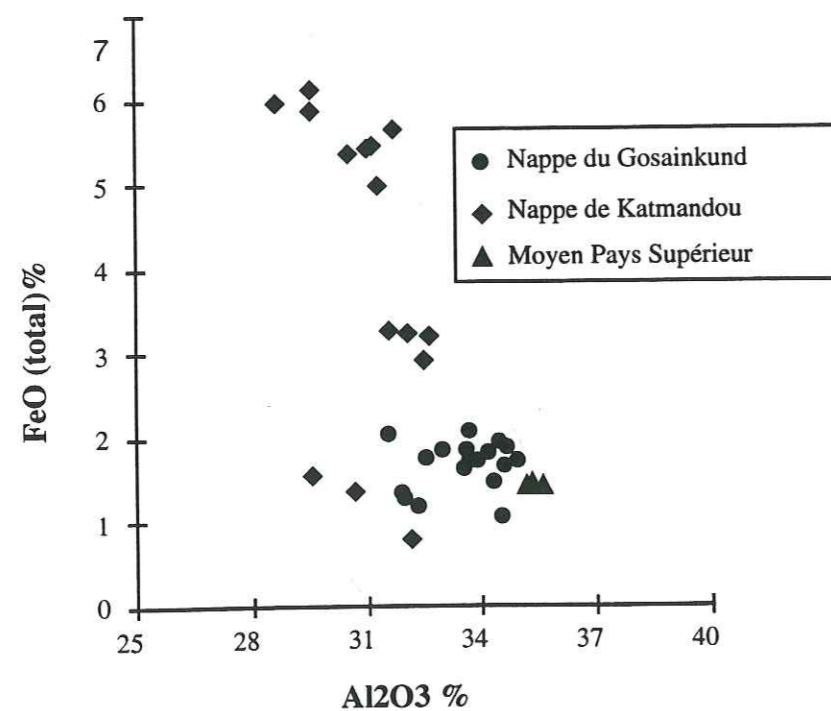


Fig. 4-11 Distribution des muscovites du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund dans le diagramme Al₂O₃-FeO(total).

La nappe de Katmandou : Nous avons analysé les grenats de deux formations de la nappe (la formation de Kalitar en bas et la formation de Kulekhani en haut). Les grenats de la formation de Kalitar sont plus riches en almandin et en pyrope que ceux de la formation de Kulekhani. Par contre, ceux de la formation de Kulekhani sont plus riches en grossulaire et spessartine. La composition des grenats des deux formations est en moyenne, Alm 43%, Grs 20%, Pyr 4%, Sps 33%, pour Kulekhani et de Alm 64%, Grs 15%, Pyr 11%, Sps 12%, pour Kalitar.

Nous avons fait un profil dans un grenat de KN274; on y observe une zonation nette, avec une forme en cloche de la teneur en spessartine. La composition moyenne dans ce cristal, du coeur à la bordure, varie de Alm 29%-Grs 19%-Pyr 1%-Sps 51% à Alm 42%-Grs 20%-Pyr 3%-Sps 35%.

La nappe du Gosainkund : Nous avons analysé systématiquement des grenats depuis la base (KN225) jusqu'au sommet (KN524) de la nappe du Gosainkund. Les grenats sont riches en almandin (Alm 60-85%), mais la teneur en spessartine varie (Sps 3-16%). Les teneurs en grossulaire et en pyrope varient de 3 à 21%, et de 6 à 15%, respectivement. La composition des grenats de la base au sommet ne montre pas variation systématique, mais dans la partie supérieure où l'apparition de la sillimanite se fait, la teneur en almandin décroît et la teneur en spessartine augmente très légèrement (Fig. 4-12). Les grenats de l'échantillon KN299 sont beaucoup moins riches en almandin que les autres échantillons; cela est compensé par une teneur plus élevée en grossulaire.

Nous avons fait des profils à travers sept cristaux. La composition est homogène, sauf en bordure où la teneur en almandin est plus faible et celle en spessartine augmente légèrement. Dans un seul échantillon (LO214), la zonation est contraire ("zonation normale"), mais cette variation reste très faible.

Plagioclase :

Le Moyen Pays Supérieur : Nous avons analysé un échantillon (LO209). La composition est An 52-64, Ab 39-56.

La nappe de Katmandou : Dans la matrice de la nappe de Katmandou, les plagioclases sont non zonés. La composition moyenne des plagioclases provenant de la formation de Kalitar est Ab 84 tandis que celle de la formation de Kulekhani est Ab 69. La teneur en albite diminue de la base vers le haut de la nappe de Katmandou. La composition moyenne par échantillon varie de l'oligoclase au labrador (Ab 56-89 et An 12-42).

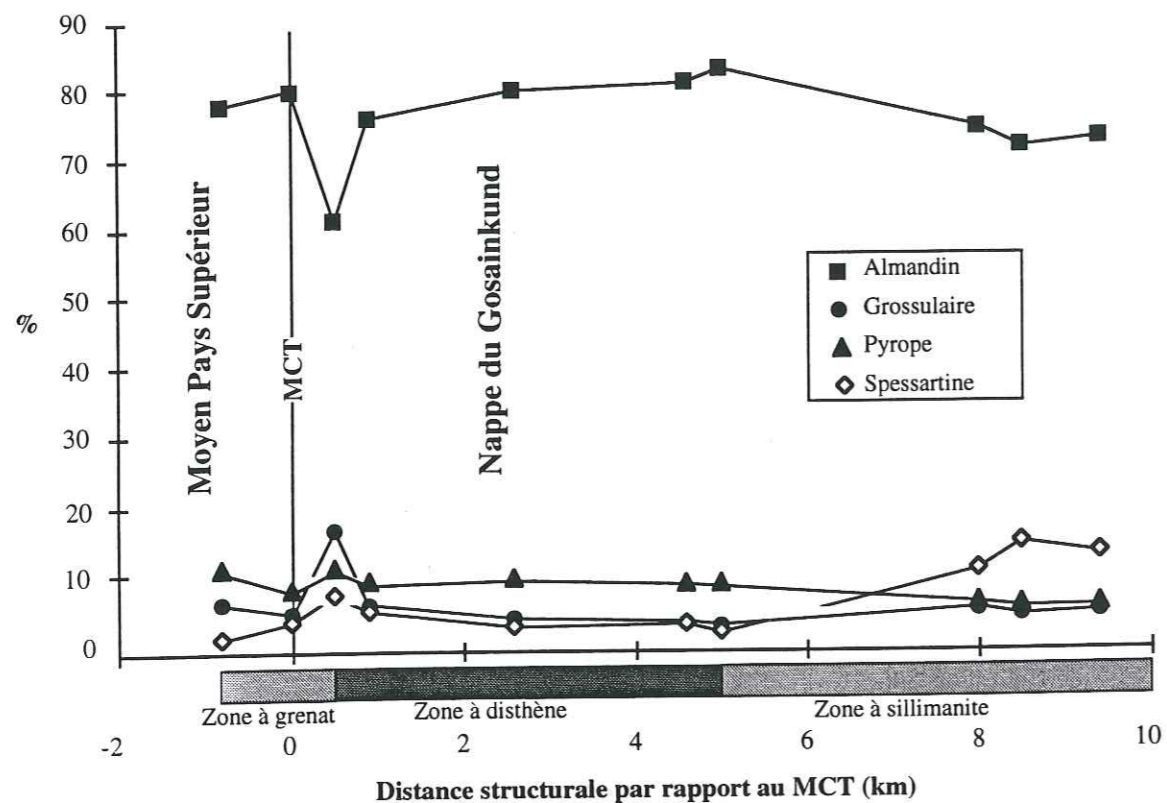


Fig. 4-12 Variation de la composition des grenats du Moyen Pays Supérieur et de la nappe du Gosainkund en fonction de leur distance structurale par rapport au MCT.

La nappe du Gosainkund : Nous avons analysé des plagioclases de la matrice et des inclusions dans les grenats. Les compositions chimiques sont très homogènes entre la matrice et l'inclusion (Ab-0,78, An- 0,21 contre Ab- 0,79, An-0,20). Nous avons fait également des profils dans quelques cristaux. Ils montrent une composition très homogène du coeur vers la bordure [Fig. 4-13(a) KN299 et (b) KN 522]. Au total il s'agit essentiellement d'oligoclase (Ab 60-90). On n'observe pas de variation systématique des compositions chimiques de la base au sommet de la nappe du Gosainkund.

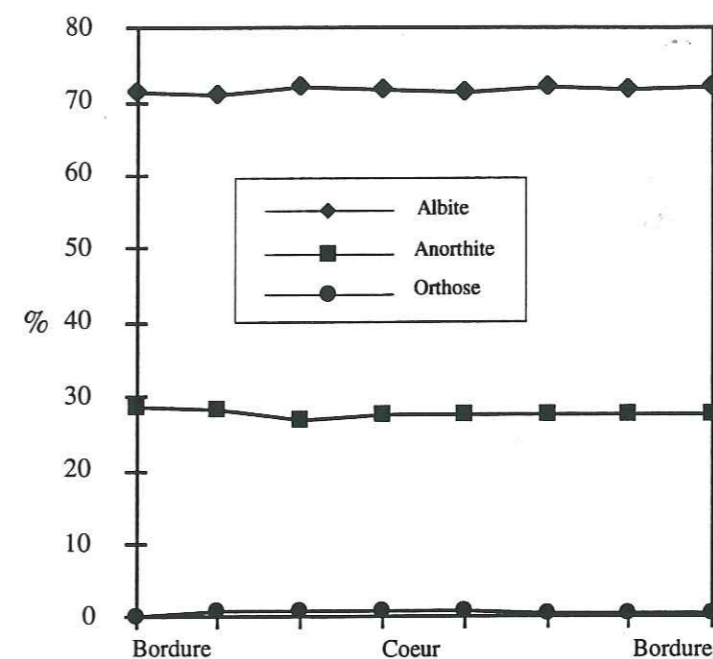


Fig. 4-13(a) Profil de composition au travers d'un plagioclase (KN299) de la partie basale de la nappe du Gosainkund.

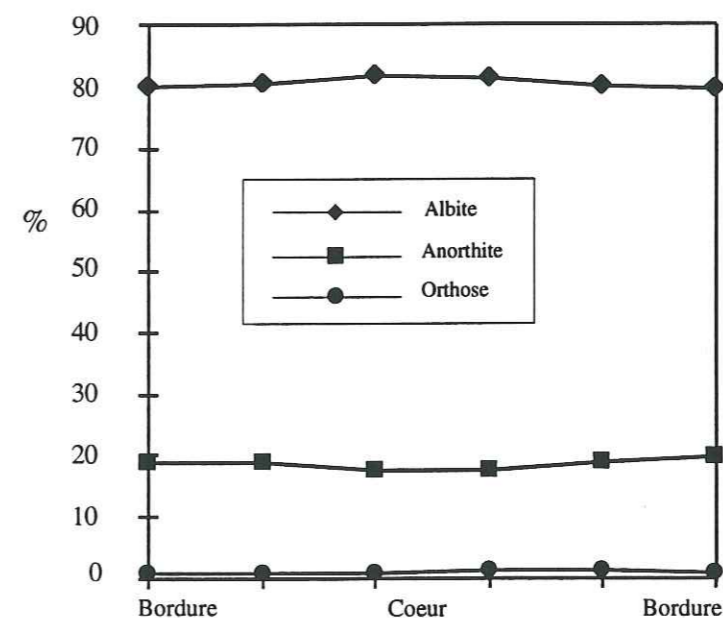


Fig. 4-13(b) Profil de composition au travers d'un plagioclase (KN522) de la partie supérieure de la nappe du Gosainkund.

Comparaison de la chimie des minéraux dans les unités étudiés

Biotite :

Les biotites du Moyen Pays ont une composition similaire à celle des nappes de Katmandou et du Gosainkund. En général les compositions des biotites de trois unités tombent dans le champ de l'annite (Fig. 4-14). Les faibles teneur en Ti du Moyen Pays distinguent cette unité des deux autres (Fig. 4-15 et 4-16). La relation Ti vs. Mg* dans les nappes est très similaire (Fig. 4-15).

Dans ce même diagramme, il n'apparaît pas de relation directe avec le grade du métamorphisme (Fig. 4-17). Les teneurs moyennes en TiO₂ montrent une corrélation positive entre les biotites et les muscovites des trois unités (Fig. 4-18); par contre le XFe ne montre pas de relation nette (Fig. 4-19).

Kaneko (1997) montre que la plupart des biotites de la zone du MCT à l'Ouest de notre région, tombent dans le champ du phlogopite et non dans celui de l'annite. Le Fort *et al.* (1986a), Vannay et Hodges (1996) rencontrent la même composition que nos biotites (Moyen Pays Supérieur). La composition observée par Macfarlane (1996) tombe dans le champ du phlogopite (Fig. 4-20).

Kaneko (1997) montre que la plupart des biotites du cristallin du Haut-Himalaya et de la zone du MCT, à l'Ouest de notre région, tombent dans le champ du phlogopite et non dans celui de l'annite. Le Fort *et al.* (1986a) retrouvent nos compositions pour la Dalle du Tibet en Kali Gandaki et remarquent que ce sont les niveaux calciques qui ont des biotites phlogopitiques.

Nous avons également comparé des biotites du Haut-Himalaya, Népal central (Fig. 4-21). La composition des biotites du gneiss de la Formation I (Dalle du Tibet) est dispersée (France-Lanord, 1987; Inger et Harris, 1992). En effet, Brouand (1989) a trouvé deux domaines annite-phlogopite pour des échantillons issus de migmatites de la Formation I, dont la composition évolue vers le pôle de plus en plus magnésien. Macfarlane (1995) retrouvent la même composition que la nôtre. Vannay et Hodges (1996) observent la même composition phlogopitique que Kaneko (1997).

Arita (1983), comme Fort *et al.* (1986a), observe que le rapport Mg* des biotites dans le cristallin du Haut-Himalaya est plus élevé que celui des biotites de la zone du MCT et du Moyen Pays. Kaneko (1997), par contre, observe que le rapport Mg* de la zone du MCT et du Moyen Pays tombe dans le champ du Haut-Himalaya.

Muscovite :

Les muscovites de la nappe de Katmandou sont généralement riches en Fe tandis que les autres sont plutôt plus alumineuses (Fig. 4-11).

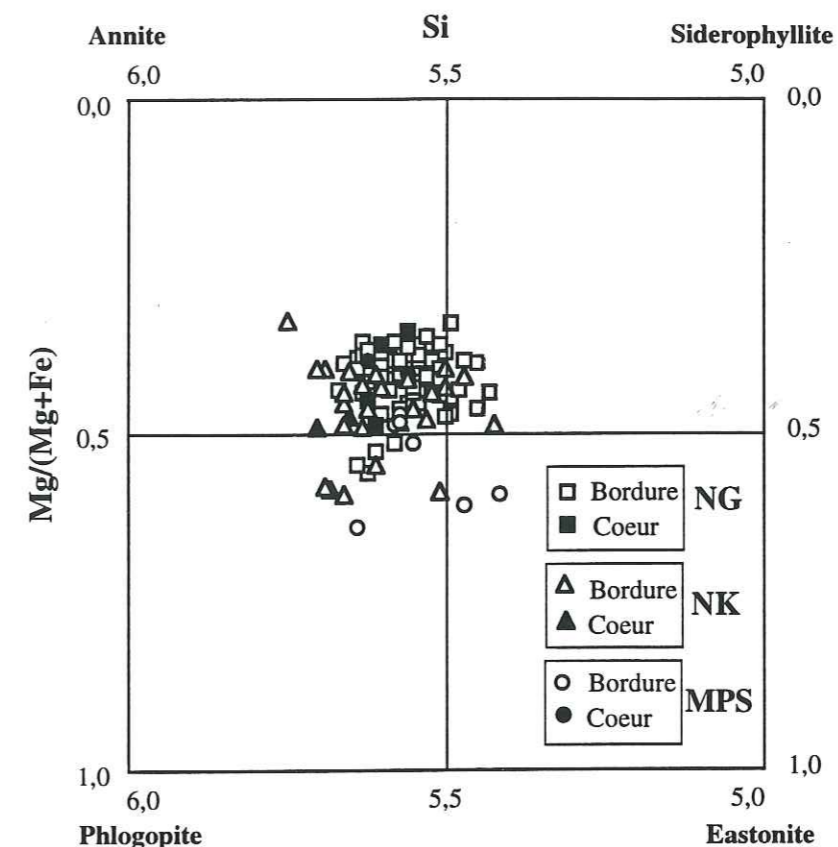


Fig. 4-14 Distribution des biotites du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe). Abréviations: NG: Nappe du Gosainkund; NK: Nappe de Katmandou; MPS: Moyen Pays Supérieur.

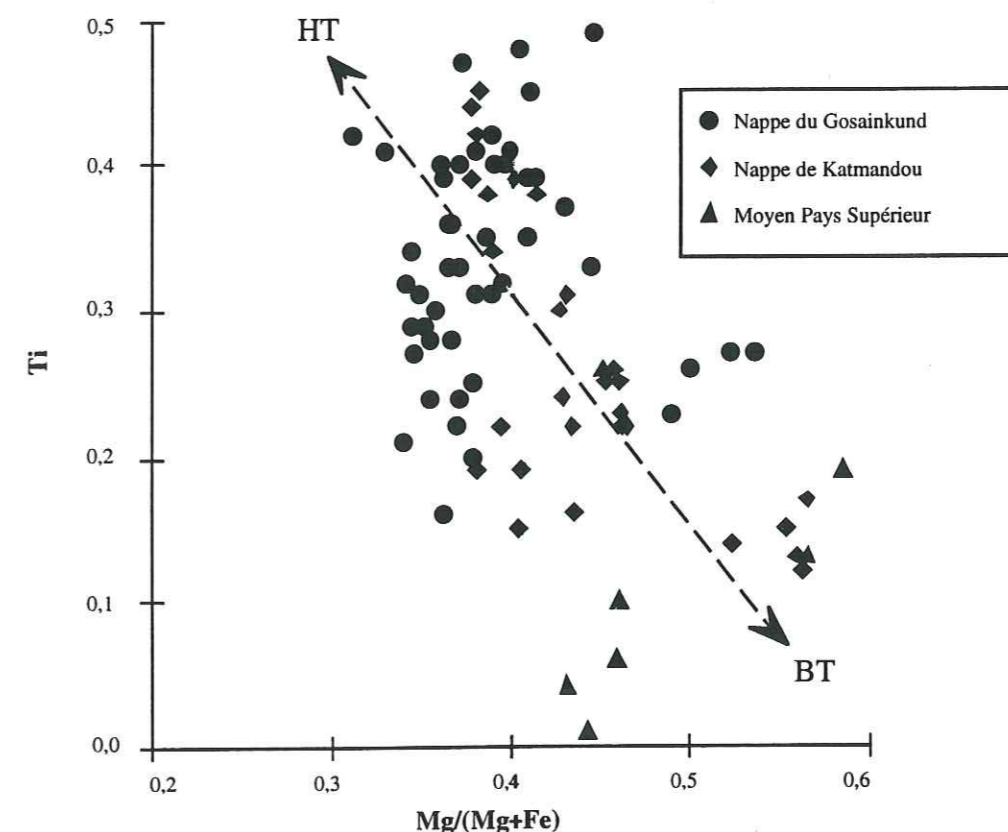


Fig. 4-15 Distribution des biotites des différentes unités de la région étudiée dans le diagramme Mg/(Mg+Fe)-Ti. HT: Haut température, BT: Basse température.

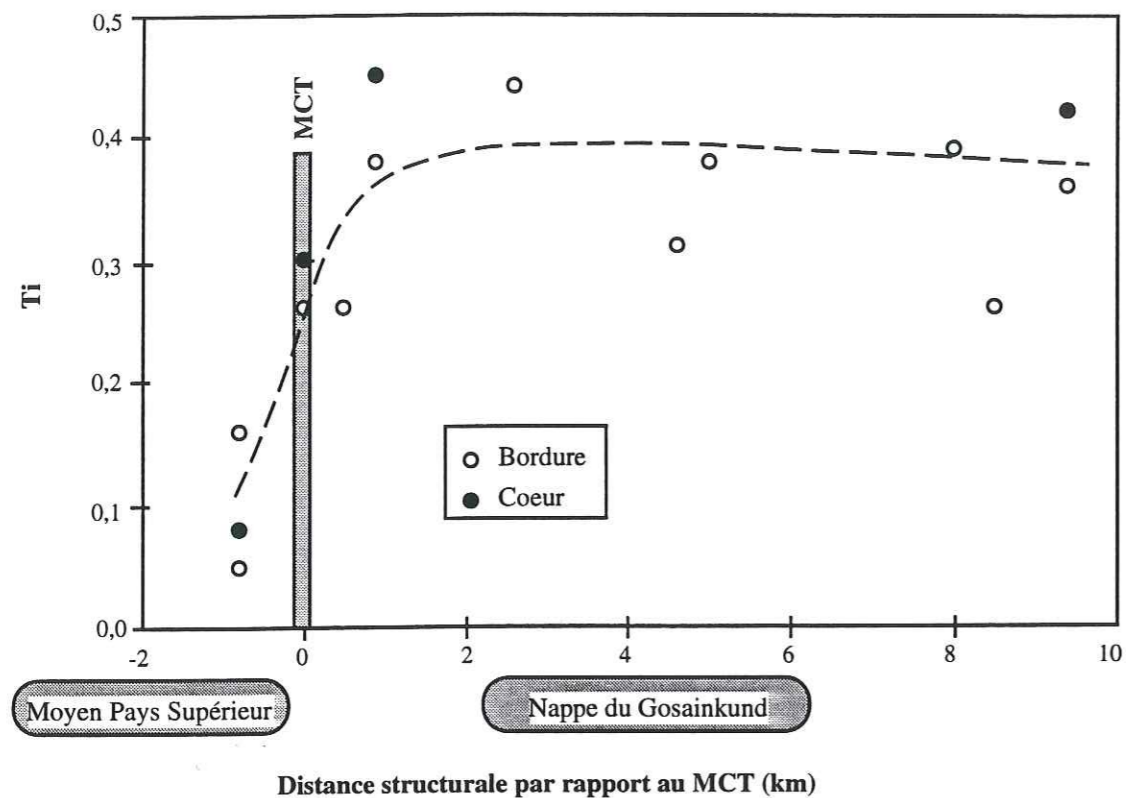


Fig. 4-16 Variation de la teneur en Ti des biotites du Moyen Pays Supérieur et de la nappe du Gosainkund en fonction de leur distance structurale par rapport au MCT.

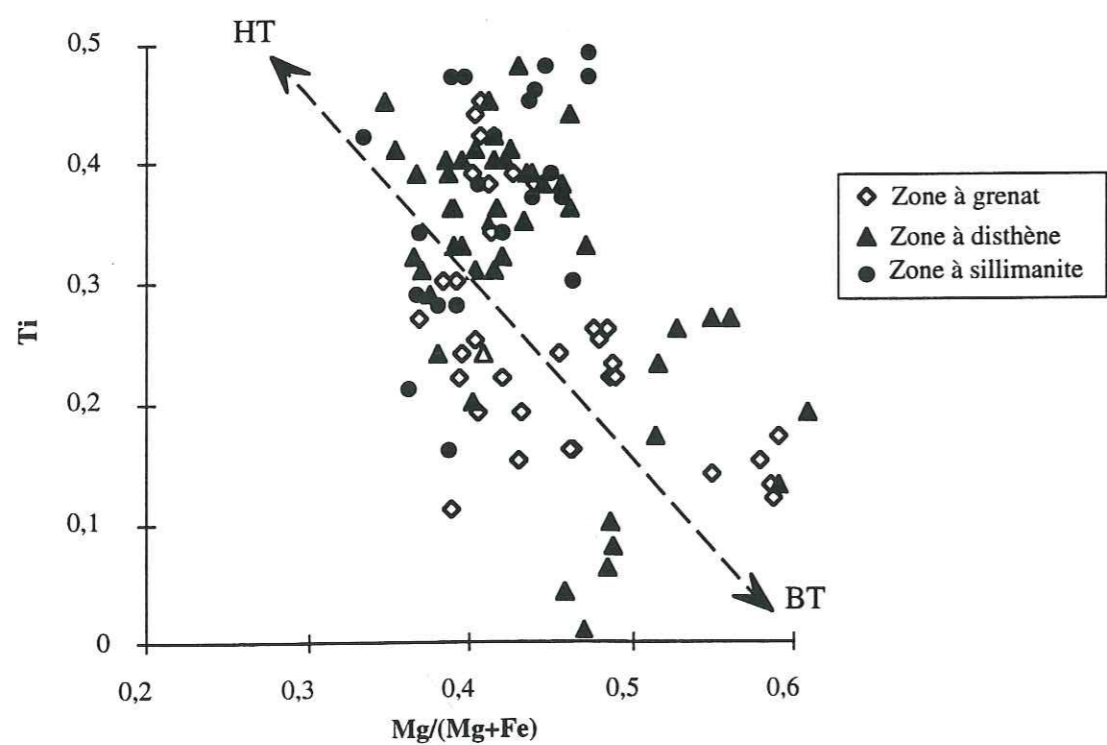


Fig. 4-17 Distribution des biotites des différentes zones métamorphiques de la région étudiée dans le diagramme Mg/(Mg+Fe)-Ti. HT: Haut température, BT: Basse température.

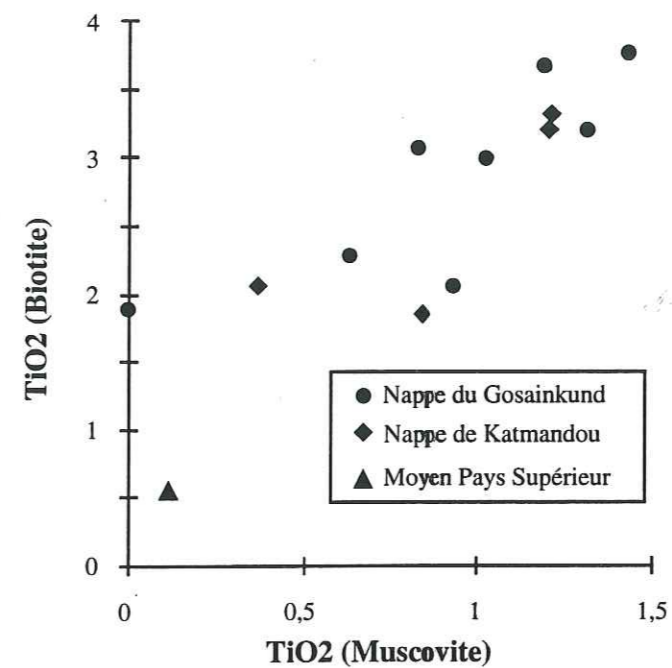


Fig. 4-18 Corrélation entre les teneurs moyennes en TiO₂ des biotites et muscovites d'échantillons du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund.

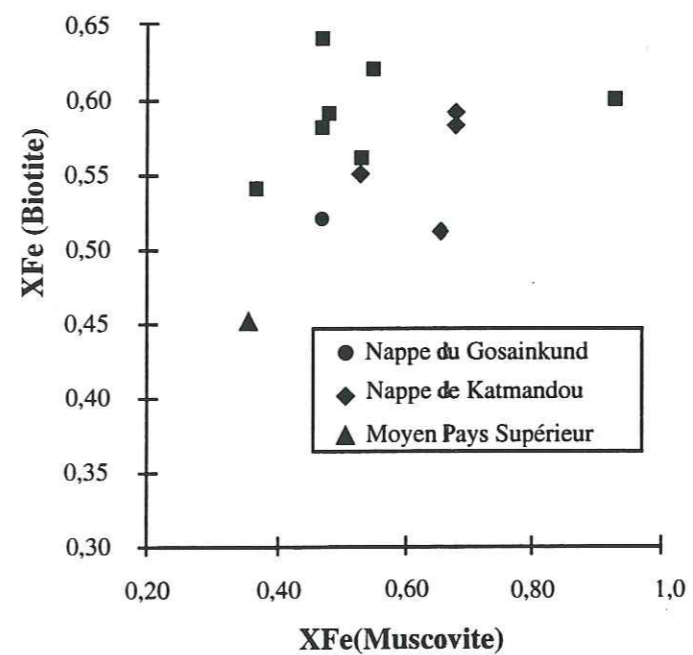


Fig. 4-19 Corrélation entre les rapports XFe des biotites et muscovites d'échantillons du Moyen Pays Supérieur, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund.

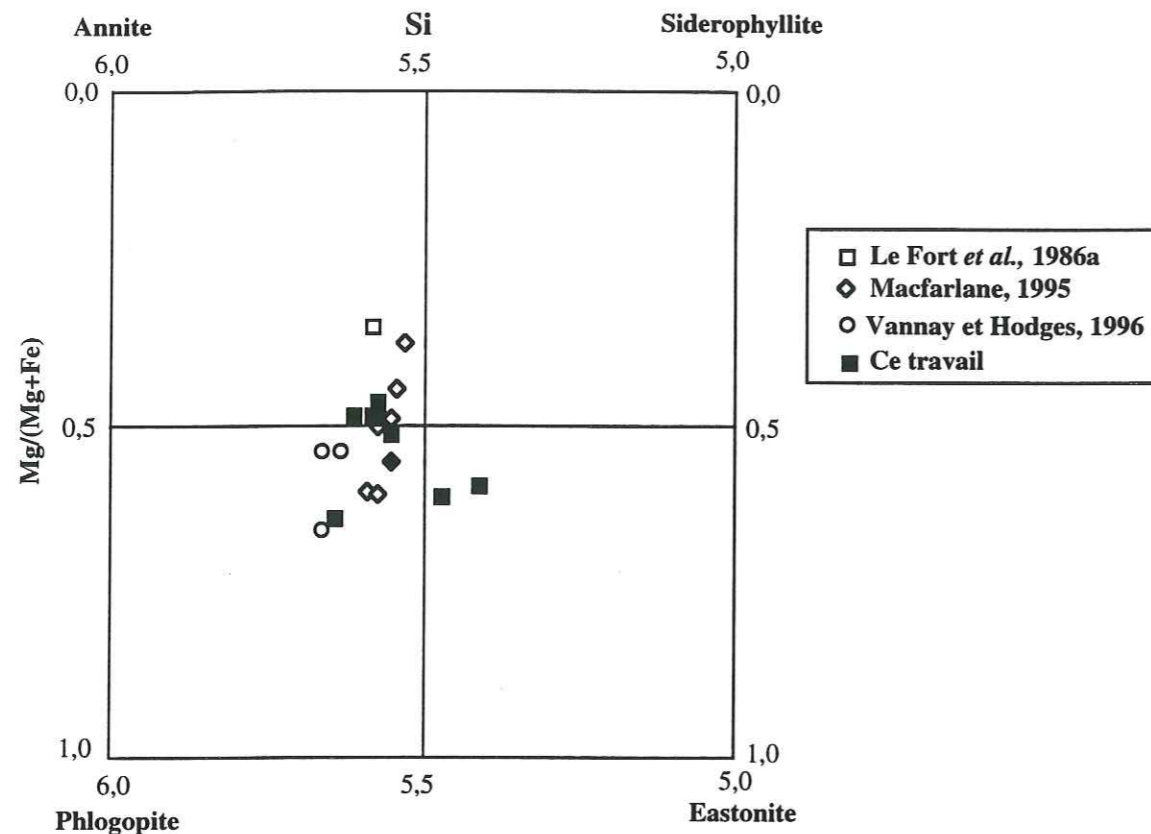


Fig. 4-20 Distribution des biotites du Moyen Pays au Népal central dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).

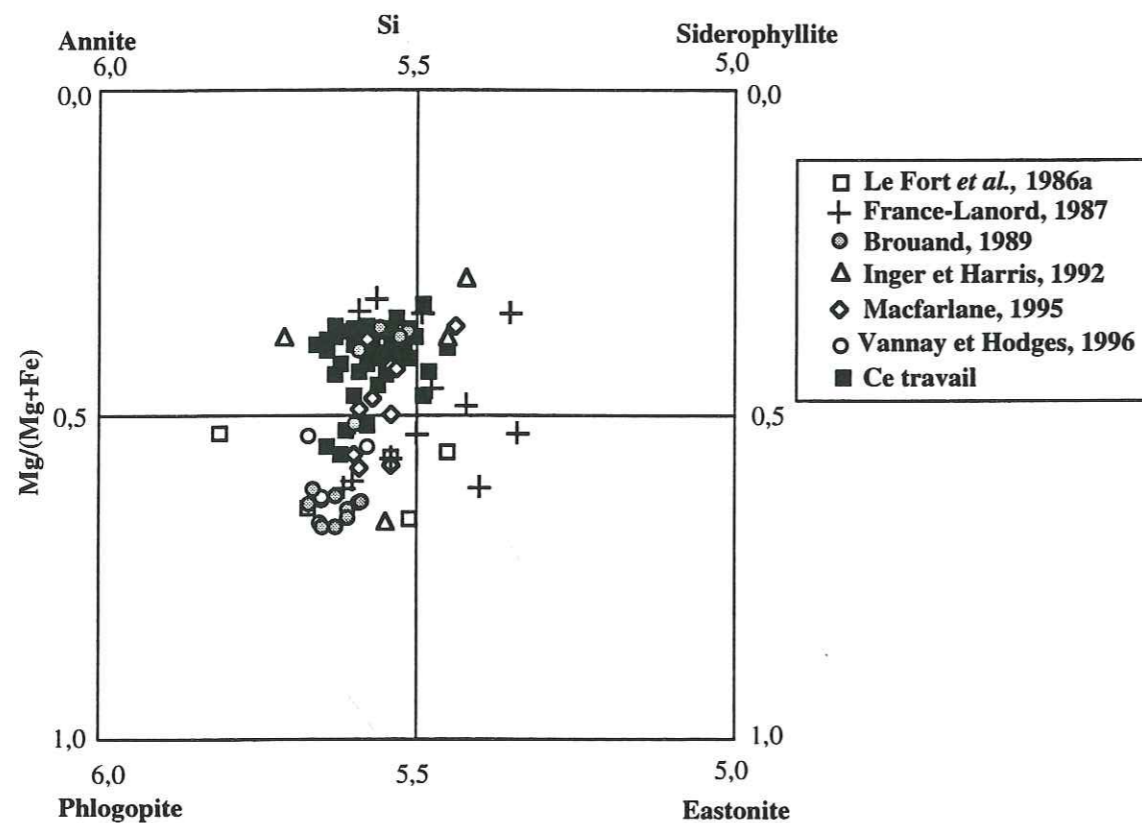


Fig. 4-21 Distribution des biotites du Haut-Himalaya au Népal central dans le diagramme Si-Mg/(Mg+Fe).

Dans le Moyen Pays (Fig. 4-22), seul un échantillon est très riche en fer (Le Fort *et al.*, 1986a). Les suivants sont moins riches mais présentent une légère augmentation en Fe (Macfarlane, 1995; Vannay et Hodges, 1996). Nos compositions sont très pauvres en fer et très riches en Al par rapport à celles des autres auteurs. Dans le Haut-Himalaya (Fig. 4-23), la composition des muscovites est variable, particulièrement la proportion de fer (1-3,5%) (Le Fort *et al.*, 1986a; Brouand, 1989; Inger et Harris, 1992; Macfarlane, 1995; Vannay et Hodges, 1996). La composition de nos muscovites sont proches des compositions obtenues par Macfarlane (1995) et Vannay et Hodges (1996). La composition des muscovites dépend en partie de la composition de la roche et en partie du grade du métamorphisme (Le Fort *et al.*, 1986a).

Grenat :

Les différents grenats sont présentés en fonction des unités dans le tableau 4-1.

Type/Unité	MPS	NK	NG
Almandin(%)	60-86	28-73	60-85
Grossulaire(%)	1-21	10-32	3-21
Pyrope(%)	6-18	1-14	6-15
Spessartine(%)	1-3	3-50	3-16

MPS-Moyen Pays Supérieur, NK-Nappe de Katmandou, NG-Nappe du Gosainkund.

Les grenats du Moyen Pays Supérieur et de la nappe du Gosainkund sont riches en almandin. La teneur en almandin dans la nappe de Katmandou est très variable. Dans quelques échantillons de cette nappe, la spessartine est abondante (KN274, KN881). Le grossulaire y est plus abondant que dans le Moyen Pays Supérieur et la nappe du Gosainkund. Les grenats du Moyen Pays Supérieur et de la nappe du Gosainkund ont des compositions homogènes, sauf dans la bordure. Quelques échantillons montrent une belle zonation "normale" dans la nappe de Katmandou (cf. thermobarométrie).

Dans le Moyen Pays Supérieur, Arita (1983), Le Fort *et al.* (1986a), Kaneko (1997) ont fait les mêmes observations que nous, à l'Ouest de la région étudiée. Arita (1983), Le Fort *et al.* (1986a), Macfarlane (1995), Kaneko (1997) ont tous noté une zonation normale, riche en spessartine au coeur et riche en almandin à la bordure, que nous ne retrouvons que très faiblement dans le seul profil que nous avons effectué.

Dans la nappe de Katmandou, à l'Est de notre région, Maruo et Kizaki (1983) retrouvent la même zonation normale avec une évolution en cloche de la teneur en spessartine, avec toutefois une diminution de l'almandin en bordure que nous ne connaissons pas. Nous pensons que l'enrichissement global du couple (Fe, Mg) et

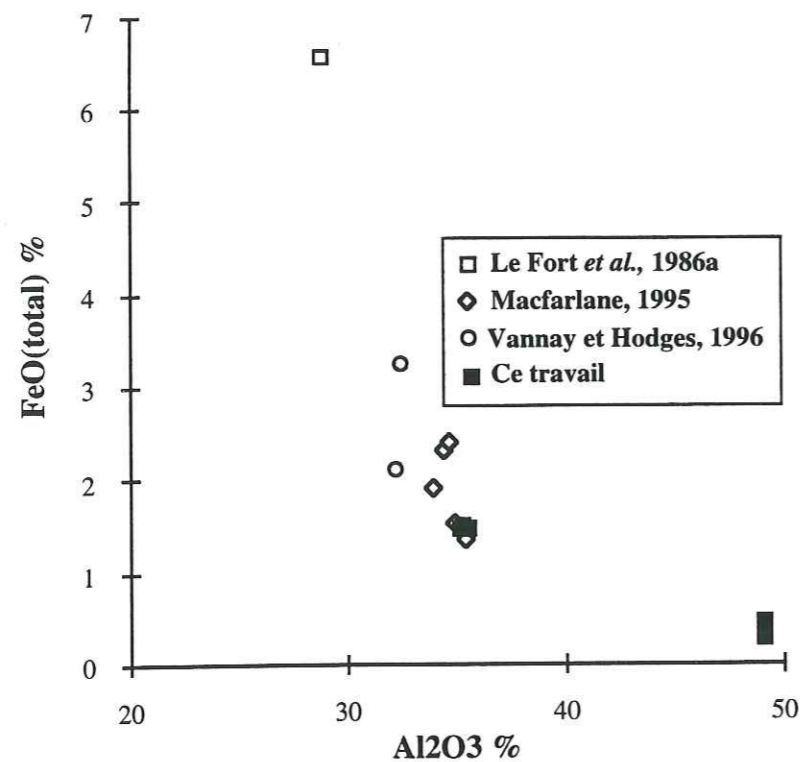


Fig. 4-22 Distribution des muscovites du Moyen Pays au Népal central dans le diagramme Al₂O₃-FeO(total).

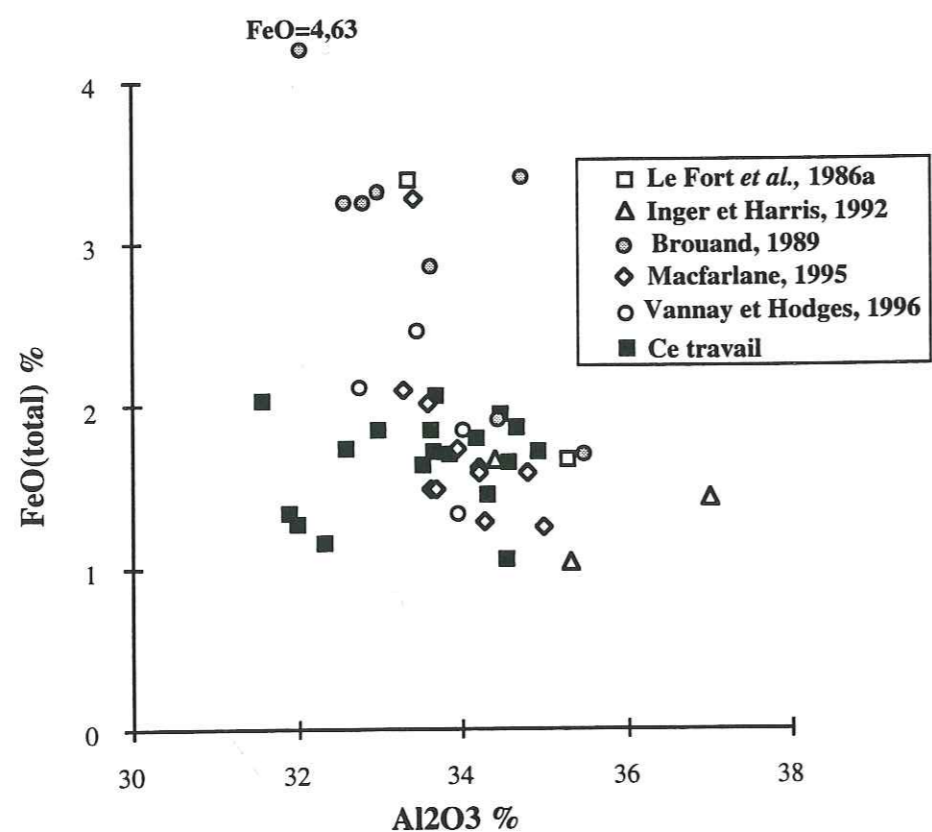


Fig. 4-23 Distribution des muscovites du Haut-Himalaya au Népal central dans le diagramme Al₂O₃-FeO(total).

l'appauvrissement du couple (Mn, Ca) du coeur vers la bordure des grenats traduisent le caractère prograde du métamorphisme.

Dans le cristallin du Haut-Himalaya, équivalent de la nappe du Gosainkund, Arita (1983), Le Fort *et al.* (1986a), Pêcher et Le Fort (1986), Macfarlane (1995), Kaneko (1997) décrivent des grenats souvent plus riches en pyrope que les nôtres. Ils observent également une zonation inverse alors que nos profils varient peu ou montrent une faible zonation normale. Dans notre cas, l'augmentation légère des teneurs en almandin et spessartine et la diminution des grossulaires en bordure pourraient correspondre à une croissance finale pendant la rétro-morphose, ou à une rééquilibration par diffusion interne au cours de cette rétro-morphose (Loomis, 1986; Spear, 1988).

4.2.5 Thermobarométrie (cf. article publié : Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 16, Nos. 2-3, pp. 283-298, 1998) (suit)

Pressure-temperature evolution in the Kathmandu and Gosainkund regions, Central Nepal

S. M. Rai*†§, S. Guillot†, P. Le Fort‡ and B. N. Upreti*

*Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal,
 †C.N.R.S., Laboratoire de Pétrologie et Tectonique, UCBL, Villeurbanne, France and ‡C.N.R.S.,
 LGCA, Institut Dolomieu, Grenoble, France

(Received 9 July 1997; accepted 10 March 1998)

Abstract—The Kathmandu and Gosainkund regions in central Nepal are occupied by a metamorphic sequence of upper amphibolite to granulite facies metasedimentary rocks. On the basis of structure and lithology, three units are distinguished: the Gosainkund Crystalline Nappe (GCN) corresponding to the southward continuation of the Higher Himalayan Crystallines (HHC) of Langtang; and the Kathmandu Crystalline Nappe (KCN) representing an out-of-sequence thrust sheet in the Lesser Himalaya. The boundary between the two nappes corresponds to the Main Central Thrust (MCT). The GCN and the KCN are thrust over the Lesser Himalaya along the MCT and the Mahabharat Thrust (MT), respectively. Structural and petrographical data demonstrate that the metamorphic assemblage in the three units is related to movements on the MCT and MT, with a well-preserved inverted thermal gradient in the MCT zone. Both conventional and Thermocalc thermobarometric methods are used to calculate pressure and temperature. The upper Lesser Himalayan sample records syn-MCT metamorphic conditions of 750 ± 150 MPa and $566 \pm 136^\circ\text{C}$, the KCN samples record P-T conditions from 900 ± 140 to 720 ± 420 MPa and 700 ± 60 to $484 \pm 194^\circ\text{C}$, while the GCN samples equilibrated at upper-amphibolite to granulite-facies conditions from 890 ± 260 to 583 ± 198 MPa and 754 ± 40 to $588 \pm 100^\circ\text{C}$ (error estimation quoted at 2σ). The final equilibration of the upper section of the GCN occurred with a pressure and temperature drop of 170 MPa and 60°C respectively, associated with NNW normal ductile shearing. The good preservation of the metamorphic conditions in the different units, with no field and petrographic evidence of a metamorphic discontinuity across the MCT and MT zones suggests that the final exhumation of the nappe piles occurred along the MBT. © 1998 Elsevier Science Ltd. All rights reserved

Introduction

The Himalayan Mountain Belt owes its origin to the collision between the Indian and the Eurasian continental plates, initiated in Eocene time. The convergence, deformation and uplift processes continue today with an average convergence rate of 5 cm/year (Molnar and Tapponnier, 1975; Patriat and Achahe, 1984). The Indian crust was thrust to the south along a series of north dipping thrust faults that divide the Himalayan orogen into three major intracontinental thrust packages (Gansser, 1964). The Higher Himalayan Crystallines (HHC), also called the Tibetan Slab, consist of high-grade amphibolite to granulite facies rocks and are succeeded by the Cambro-Ordovician to Eocene Tethyan Sedimentary Series (TSS). Though early geologic work in the Himalaya showed a continuous and uninterrupted succession between the HHC and TSS units (Gansser, 1964), recent investigations indicate the existence of a normal fault called the South Tibetan Detachment System (STDS) separating the two (Burg *et al.*, 1984; Burchfiel and Royden, 1985; Pêcher, 1991; Burchfiel *et al.*, 1992). Further south, the Main Central Thrust (MCT) carries the HHC over the low grade (greenschist-lower

amphibolite facies) sedimentary rocks of the Lesser Himalaya. The Main Boundary Thrust (MBT) separates the Lesser Himalaya from the underlying Mio-Pleistocene Siwalik rocks of the foreland basin. The Himalayan Frontal Thrust (HFT) is the youngest and the southernmost thrust system of the Himalaya, forming the boundary between the Quaternary sediments of the Indo-Gangetic Plain and the Siwalik Range.

The MCT is a major syn- to post-collisional thrust fault extending throughout most of the Himalayan range (Gansser, 1964; Le Fort, 1975; Pêcher, 1989). Some authors also recognize another thrust not far below the MCT called MCTI (Arita, 1983) or Munsiri Thrust (Valdiya, 1980a,b; Shrivastava and Mitra, 1994). The grade of metamorphism in the hanging-wall of the MCT increases structurally upward to upper amphibolite and granulite facies. The upper part of the HHC and part of the Tethyan Sedimentary Series are intruded by Miocene age leucogranites (Gansser, 1964; Le Fort, 1975). In central Nepal (Fig. 1), the rocks of the Lesser Himalaya below the MCT show a gradual increase in metamorphic grade from chlorite, approximately 10 km below the MCT, to kyanite + staurolite grade close to the MCT (Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1980). Caby *et al.* (1983) found no apparent metamorphic discontinuity immediately across the MCT in several sections of central Nepal. However, in eastern Nepal along the Everest-

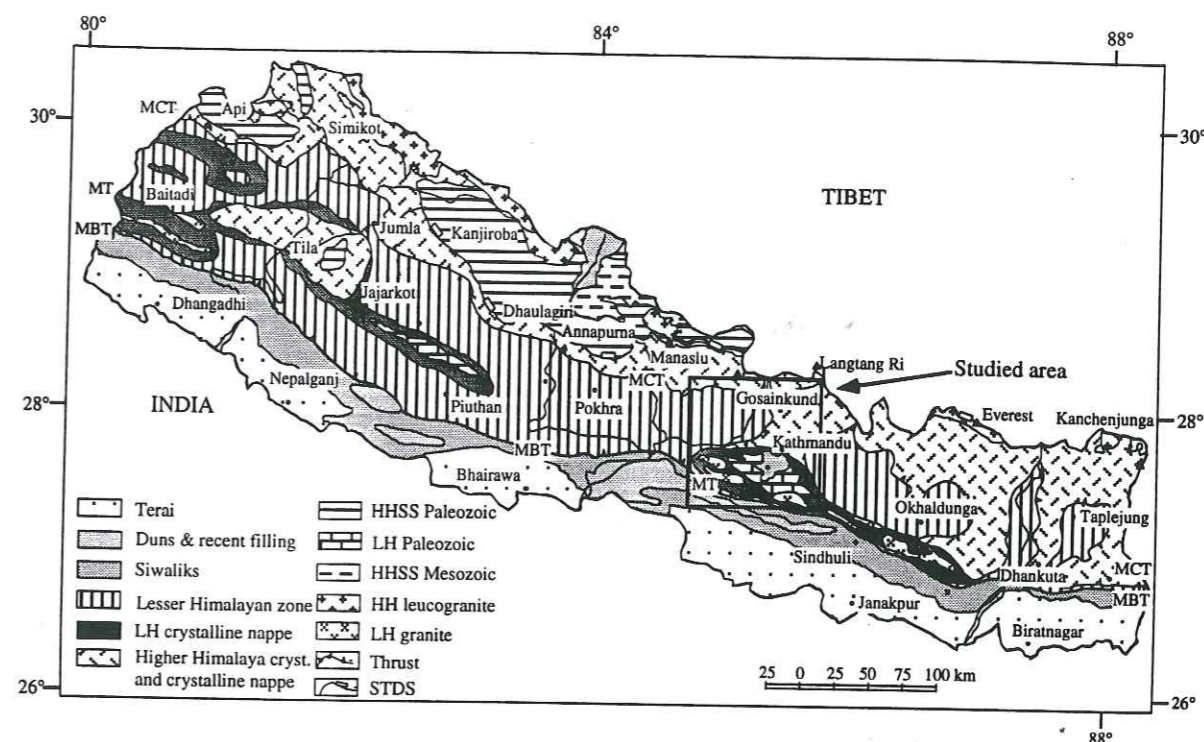


Fig. 1. Geological map of Nepal (after Upreti and Le Fort, 1997). HH leucogranite: Higher Himalayan leucogranite, HHSS Mesozoic: Tethyan Sedimentary Series (Mesozoic) of the Higher Himalaya, HHSS Paleozoic: Tethyan Sedimentary Series (Paleozoic) of the Higher Himalaya, LH crystalline nappe: LH crystalline nappe, LH granite: "LH" granite, LH Paleozoic: Sedimentary Series (Paleozoic) of the LH nappes (Phulchauki Group), MBT: Main Boundary Thrust, MCT: Main Central Thrust, MT: Mahabharat Thrust, STDS: South Tibetan Detachment System.

Makalu section, Brunel and Kienast (1986) recognized a major metamorphic break along the MCT where kyanite grade rocks of HHC directly overlie chlorite-grade rocks of the Lesser Himalaya.

A fair amount of work on the history of deformation and metamorphism and thermobarometric studies in various parts of Nepal Himalaya, especially the Bheri River (Sharma and Kizaki, 1989), Karnali River (Yoneshiro and Kizaki, 1996) in far western Nepal, Kali Gandaki (Le Fort *et al.*, 1986a; Vannay and Hodges, 1996), Modi Khola (Arita, 1983; Pêcher, 1989), Burhi Gandaki and Darondi (Hodges *et al.*, 1988) in western Nepal, and the Everest section of eastern Nepal (Maruo and Kizaki, 1983; Brunel and Kienast, 1986; Hubbard, 1989; Pognante and Benna, 1993) have been carried out. However, limited work is available in the Kathmandu region of central Nepal (Fig. 1) (Arita *et al.*, 1973). The northern section of the Langtang valley, has been worked out by Inger and Harris (1992), Macfarlane *et al.* (1992), and Macfarlane (1993, 1995). In order to gain a more comprehensive understanding of the metamorphic evolution of this region, we have carried out petrologic and metamorphic studies on the northern and southern parts of the Kathmandu Nappe, Gosainkund Nappe, and upper sections of the Lesser Himalaya exposed in the Indrawati and Trisuli river sections (Figs 2 and 3). In a concurrent study, Copeland *et al.* (1997) examined the thermal evolution of this region by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. The area under study covers about 80 km distance from south to north (East Rapti river to Gosainkund range) and 70 km from east to west (Indrawati to Trisuli rivers).

Geological setting

The tectonics of the Kathmandu region were first studied by Hagen (1969) who recognized the Kathmandu Nappe in the vicinity of Kathmandu, and the Khumbu Nappe farther to the north near Langtang Himal (Fig. 2). Many authors consider the rocks of the Kathmandu area to represent the rocks in the hanging wall of the MCT (Le Fort, 1975; Stöcklin, 1980). On the basis of lithology and metamorphism, Upreti and Le Fort (1997) recognized two thrust packages in the Kathmandu transect (Fig. 3). The section north of the Kathmandu Valley is named the Gosainkund Crystalline Nappe (equivalent to the Higher Himalayan Crystallines or the Tibetan Slab) and the crystalline rocks to the south, the Kathmandu Crystalline Nappe (KCN) (Fig. 2). The boundary between these two units is marked by the MCT which passes through the north of Kathmandu Valley. North of the MCT, the Gosainkund Crystalline Nappe (GCN) corresponds to the southward continuation of the HHC of the Langtang area. To the south, the KCN represents an out-of-sequence thrust sheet in the Lesser Himalaya (Upreti and Le Fort, 1997) (Fig. 3).

The KCN was mainly mapped by Hagen (1969), Arita *et al.* (1973), and Stöcklin (1980). The frontal part of the nappe reaches almost to the MBT to the south. A very thin zone of Lesser Himalayan metasediments separates the crystalline rocks of the nappe from the Siwaliks (Fig. 2). A narrow arm of KCN, forming an outlying klippe, extends eastward from Kathmandu for over 70 km before it joins the large crystalline thrust sheet of eastern Nepal (Fig. 2). In the

§Author for correspondence.

Table 1. Mineralogy of the studied samples (quartz is in excess)

Unit	Sample	Rock type	Gr	St	Bt	Chl	Pl	Ms	Fk	Ky	Sill	Tr	Ru	Fe-Ti oxides	Ep
LH	LO209	Schist	x		xxx	xx	xxx						x	x	
	LO214	Schist	xx	x	x	x		xxx						x	
KCN	KN274	Schist	xx		xxx		xx	xxx				x	x	xx	xx
	KN443	Schist	x		xxx		xxx	xx				x	x	x	xx
	KN623	Schist	xx		xxx		xxx	xx				x	x	x	x
	KN863	Schist	x		xx		xx					x	x	xx	x
	KN876	Schist	xx		xxx		x	x				x	x	x	x
	KN879	Schist	xxx		xxx	x	xx					x	x	x	x
	KN881	Schist	x		xxx		x	xxx				x	x	x	x
GCN	KN74	Paragneiss	x		xx		xx	xxx	x			x		x	
	KN87	Paragneiss	xxx		xxx		x	x	xx	xxx	x			x	
	KN91	Paragneiss	xx		xxx		xxx	xx	x				x	x	
	KN225	Paragneiss	xxx		xxx		xx	xxx				x		x	
	KN244	Paragneiss	xx		xx		xx	xx	x	x		x			
	KN299	Paragneiss	xx		xxx		xxx	xxx						x	
	KN522	Paragneiss	x		xxx		xx	xxx	xxx					x	
	KN524	Paragneiss	x		xxx		xxx	xxx						x	
	KN648	Paragneiss	xxx		xxx		xx	xxx	x	xx	xx	x	x	x	

xxx—abundant, xx—less abundant, x—rare. GCN: Gosainkund Crystalline Nappe, KCN: Kathmandu Crystalline Nappe, LH: Lesser Himalaya. For mineral name abbreviations, see Appendix

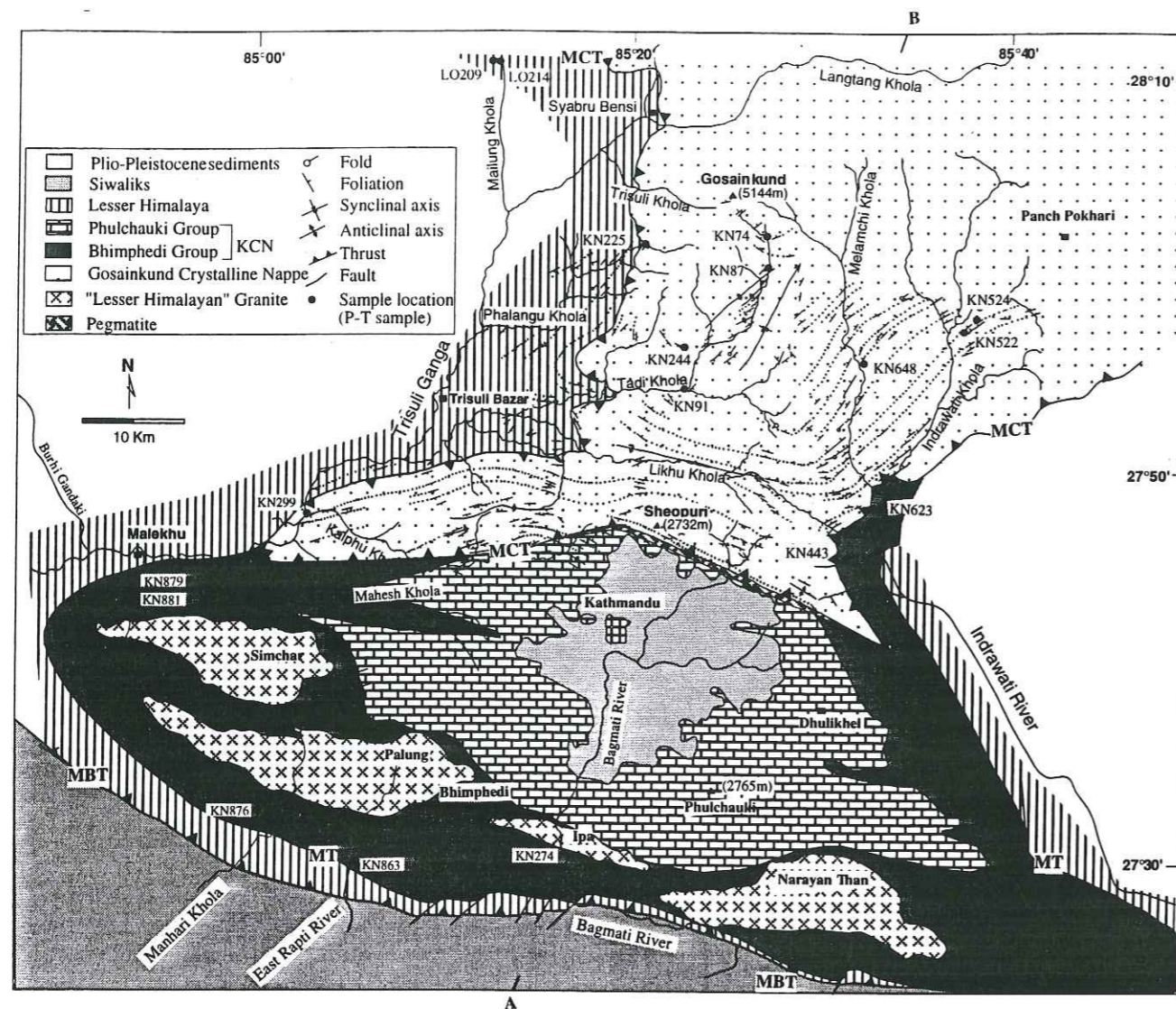


Fig. 2. Geological map of Central Nepal (modified after Stöcklin, 1980) with foliation trajectories in the studied area. KCN: Kathmandu Crystalline Nappe, MBT: Main Boundary Thrust, MCT: Main Central Thrust, MT: Mahabharat Thrust.

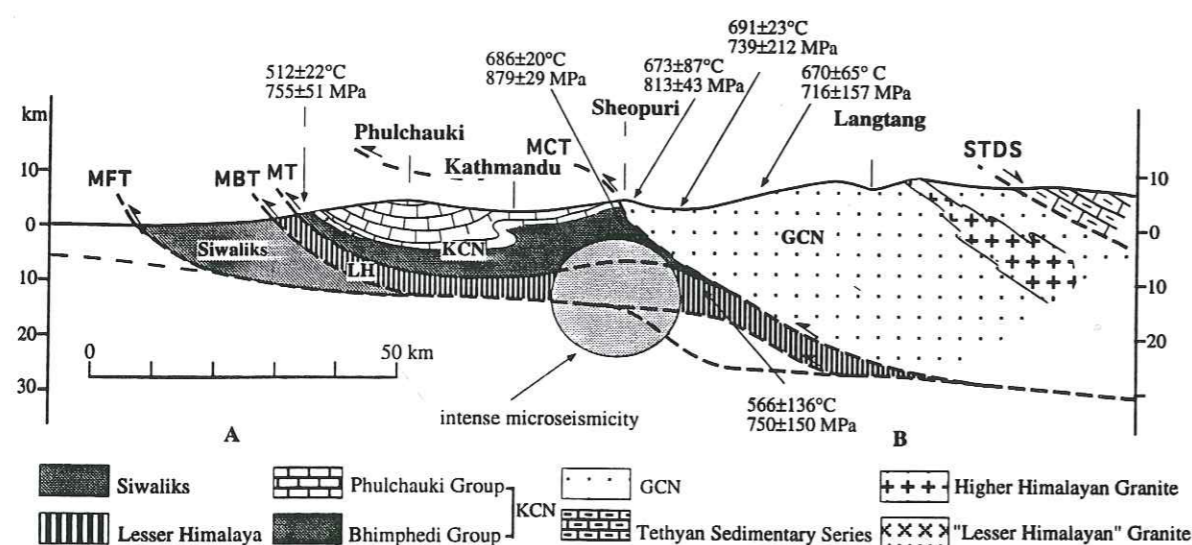


Fig. 3. Section across the Central Nepal Nappes (after Upreti and Le Fort, 1997) with the average P-T conditions in the different units (this work) and the localisation of the intense present microseismicity (after Pandey et al., 1995). A-B section shown on Fig. 2. GCN: Gosainkund Crystalline Nappe, KCN: Kathmandu Crystalline Nappe, LH: Lesser Himalaya, MBT: Main Boundary Thrust, MCT: Main Central Thrust, MFT: Main Frontal Thrust, MT: Mahabharat Thrust, STDS: South Tibetan Detachment System.

south, the thrust separating the crystalline rocks of KCN from the underlying metasediments of the Lesser Himalaya was named the Mahabharat Thrust (MT) by Stöcklin (1980) (Figs 2 and 3). However, as shown by other authors, this thrust joins with the MCT to the north (Fuchs, 1981; Pêcher and Le Fort, 1986; Pandey et al., 1995). The KCN is composed of medium-grade metasedimentary rocks and gneisses of granitic origin, containing biotite, garnet, and rarely kyanite, included into the Bhimphedi Group of Stöcklin (1980). It is intruded by several Cambro-Ordovician peraluminous granitic plutons (Stöcklin, 1980; Le Fort et al., 1986b). The metamorphic rocks pass gradually upward into a low-grade to non-metamorphosed fossiliferous Lower Paleozoic rock sequence of Tethyan affinity, called the Phulchauki Group (Stöcklin, 1980).

The southward extension of the Gosainkund Crystalline Nappe reaches the northern edge of the Kathmandu Valley. Along the southern slope of the Sheopuri Range, the Tistung and Sopyang formations of the Phulchauki Group of the KCN (Stöcklin, 1980) are profusely intruded by a network of pegmatite veins and have a tectonic contact with the sillimanite-grade gneiss and schist of the GCN (Fig. 2). This contact probably corresponds to the southward continuation of the MCT. The main rock types of GCN include paragneiss, banded gneiss, micaschist, orthogneiss, augen gneiss, migmatite, calcisilicate gneiss, and quartzite. The orthogneiss, augen gneiss, and banded gneiss exposed in the upper levels of the Sheopuri Range contain abundant sillimanite. The rocks following the crest from Sheopuri to Gosainkund, representing structurally an upper level sequence, also contain secondary sillimanite (Fig. 4(b)) associated with NNW normal ductile shear planes related to the STDS, except in saddles (e.g. Patibhanjyang) where deeper level rocks are exposed. The Likhu Khola and Tadi Khola lying to the north of the Sheopuri Range expose lower sections of the GCN and contain kyanite-garnet-bearing rocks.

The Lesser Himalaya (LH) is composed essentially of a sedimentary succession which has undergone low to medium grade metamorphism. The main rock types in this unit include slate, phyllite, schist, metasandstone, and carbonate rock. The upper stratigraphic section of this sequence in the vicinity of the MCT has undergone strong deformation and metamorphism producing $Gr \pm Ky$ as a result of the movement along the MCT (Le Fort, 1975, 1981; Pêcher, 1978, 1989).

Petrography

Samples were collected from all three structural units, the GCN, the KCN, and the LH metasediments. Two samples from the LH (sample No. LO209, LO214), seven samples from the KCN (sample No. KN274, KN443, KN623, KN863, KN876, KN879, KN881), and nine samples from the GCN (sample No. KN74, KN87, KN91, KN225, KN244, KN299, KN522, KN524, KN648) were selected for detailed petrographic and thermobarometric studies. The following petrographic descriptions pertain to these samples (Table 1).

Lesser Himalaya

The upper part of the LH metapelites are characterized by the mineral assemblage $Q + Pl + Bt + Ms + Gr + St \pm Chl$ with accessory minerals (Ru, Fe-Ti oxides, Tr). The main foliation, related to movement on the MCT, is marked by biotite and muscovite and some garnets contain syn-kinematic, sigmoidal inclusion trails. Traces of slight retrogression are characterized by the development of chlorite at the expense of garnet and staurolite (Fig. 4(a)).

Garnet porphyroblasts are euhedral to subhedral in shape and range in size from 0.15–4 mm in diameter. They contain helicitic inclusions of Q, Bt, Ms, Ru, or Fe-Ti oxides (Fig. 4(a)). They are pre- to syn-kin-

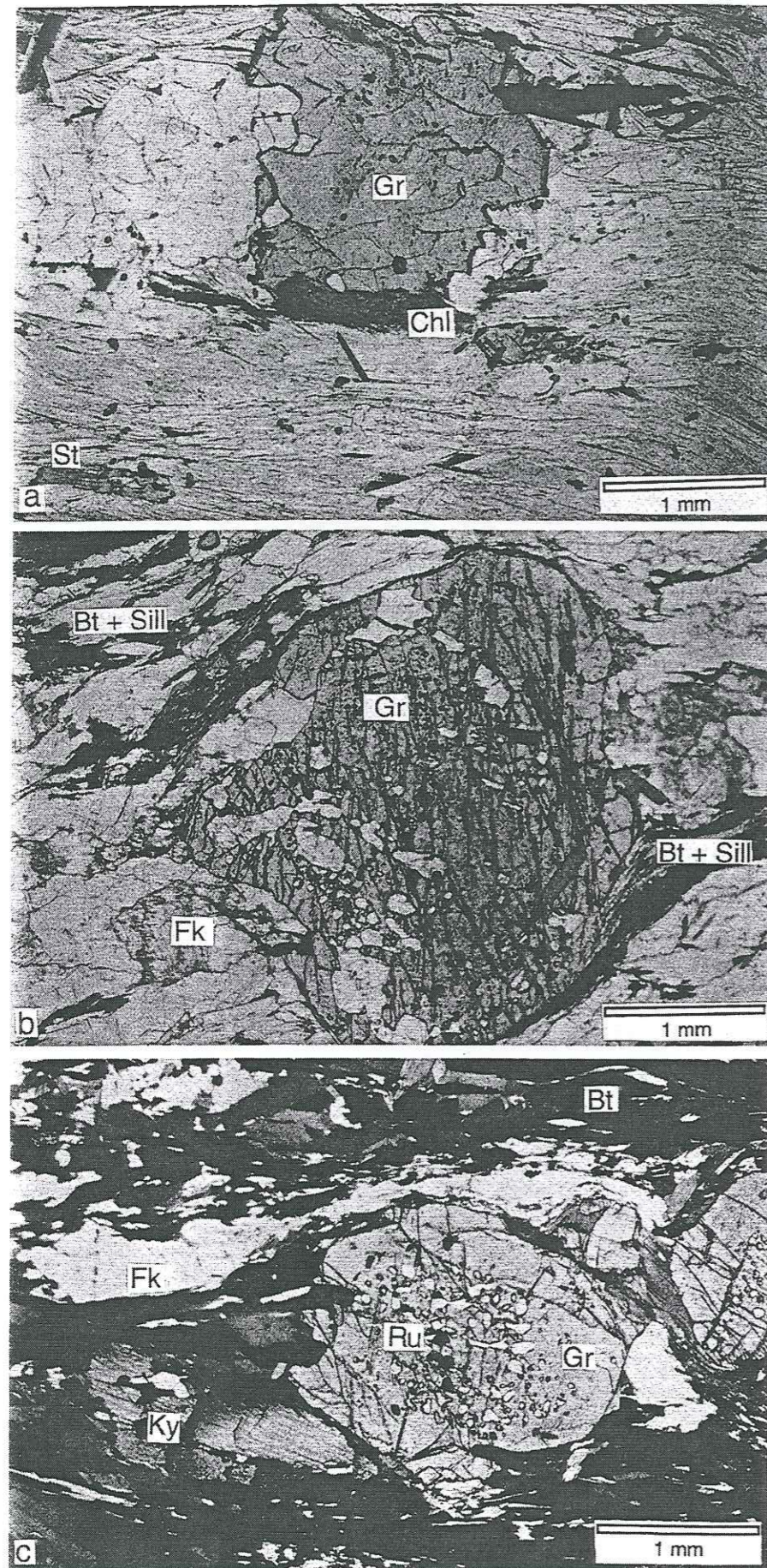
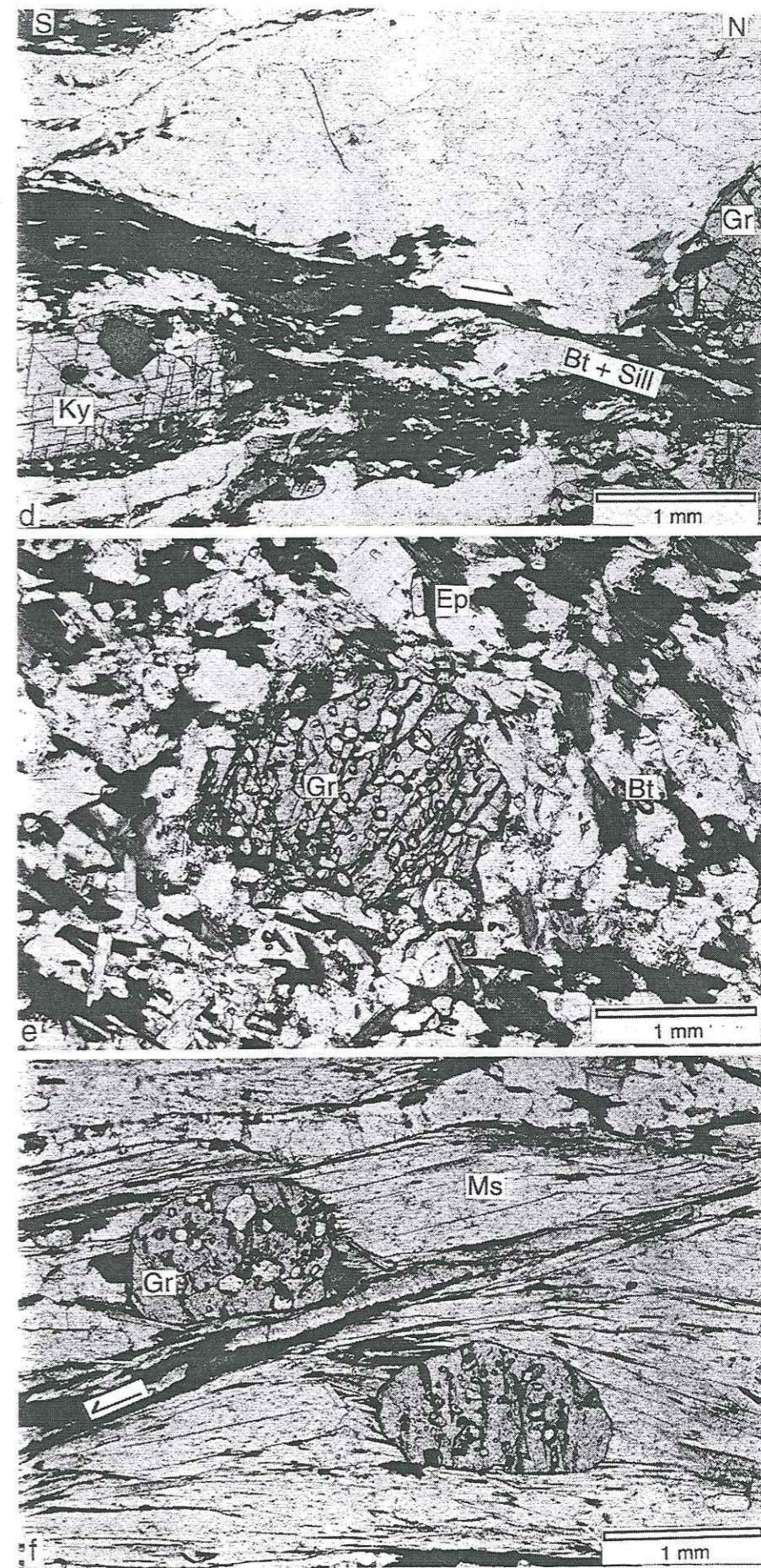


Figure caption on page 289.



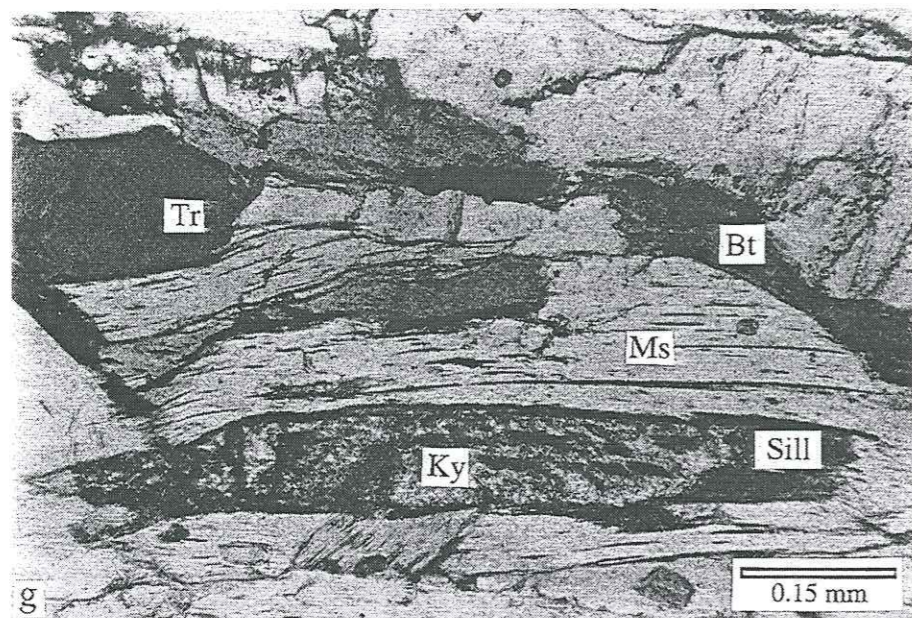


Fig. 4. Photomicrographs of the samples discussed in the text. (a) sample L0214 (LH) showing the pre- to syn-MCT Gr + St + Ms assemblage locally destabilised by late chlorite; (b) sample KN648 (upper GCN) with the development of secondary Bt + Sill at the expense of the Gr + Fk + Bt + Ky assemblage; (c) sample KN87 (middle GCN) showing the good preserved granulitic assemblage with Gr + Fk + Bt + Ky mineral association; (d) sample KN87 (middle GCN) with the secondary Bt + Sill normal shear plane developed at the expense of Gr + Ky; (e) sample KN443 (KCN) with the syn-kinematic Gr + Bt + Ep assemblage; (f) sample KN225 (MCT zone) showing the good preservation of the syn-MCT assemblage Gr + Bt + Ms with absence of secondary deformation and retrogression; (g) sample KN648 (upper GCN) showing the replacement of kyanite by fibrolite.

ematic with respect to the main foliation plane. Kinematic markers in the field generally indicate top to the south sense of shear.

Biotite crystals define the main foliation of the rock, and range up to 1 mm in length.

Muscovite crystals also define the main foliation of the rocks; they are euhedral to subhedral (Fig. 4(a)) and vary in length from 0.2–1 mm.

Chlorite crystals are euhedral to subhedral in shape, parallel to the main foliation, and reach up to 0.4 mm in length.

Plagioclase crystals are euhedral to subhedral and range in size from 0.02–1.5 mm. They are mostly parallel to the main foliation but some are also obliquely oriented. Some of the crystals contain inclusions of Bt and Fe–Ti oxides. A few crystals show undulose extinction, indicating internal ductile deformation.

Staurolite is found in only one sample (Fig. 4(a)). It is euhedral to subhedral and ranges up to 0.3 mm in size. It is interpreted as a syn-kinematic mineral, in textural equilibrium with the garnet.

Quartz is the main constituent mineral. It is anhedral in shape and ranges up to 7 mm in size. Some of the crystals show undulose extinction and are stretched along the main foliation.

Gosainkund Crystalline Nappe

The paragneiss and micaschist of the GCN contain the assemblage Q + Gr + Bt + Pl + Ms ± Ky ± Sill ± Fk (accessory: Tr, Ru, Fe–Ti oxides, Zr and Ap). It is similar to the assemblage described in Formation I of the HHC between the Manaslu and

the Dhaulagiri massif (e.g. Colchen *et al.*, 1980; Le Fort *et al.*, 1986a; Vannay and Hodges, 1996). The main foliation is defined by the preferred orientation of Bt, Ms, Fk and Ky (partly shown on Fig. 4(b), (c) and (f)). The occurrence of a late Bt + Sill assemblage, developed at the expense of Gr (Fig. 4(b)) and Ky, are only observed in two samples. These are the only evidence of retrogressive evolution.

Garnet is generally anhedral to euhedral ranging in size from 0.05–5 mm in diameter and is syn-kinematic (see Fig. 4(f) of sample KN225 close to MCT). It contains inclusions of Q, Bt, Pl, rarely Tr, Ru and Fe–Ti oxides (Fig. 4(c)).

Biotite crystals are euhedral to subhedral, defining the main foliation in the rock (Fig. 4(c)). They range in size from 0.2–6 mm. In some samples they show inclusions of Fe–Ti oxide minerals. Secondary biotite crystallizes with fibrolite in normal shear planes (Fig. 4(d)).

Muscovite crystals also define the main foliation of the rock. They are mostly euhedral to subhedral and range in size from 0.5–1.5 mm. They contain inclusions such as Bt and Fe–Ti oxides.

Plagioclase crystals are euhedral to subhedral and range between 0.5–3 mm in length. They contain Bt and Fe–Ti oxides as inclusions. A few crystals show undulose extinction, indicating deformation. They also show occasional sericitisation in their margins.

K-feldspar crystals are present in some samples with an anhedral shape and are generally associated with Bt (Fig. 4(c)). The diameter ranges from 0.05–1 mm. They are slightly sericitised and deformed.

Quartz is the dominant mineral in all the studied samples. The diameter ranges from 0.06–0.9 mm. The crystals are anhedral and show undulose extinction. Commonly, quartz grains define ribbons with long axes oriented parallel to the main foliation, indicating some syn-kinematic recrystallization at high temperature (White, 1976).

Kyanite crystals are euhedral to subhedral and range in length from 0.06–7 mm. They occasionally contain inclusions of Bt and Q (Fig. 4(c) and 4(d)). They are associated with Bt + Ms in the foliation planes. In sample KN648 kyanite is clearly replaced by fibrolite (Fig. 4(g)).

Sillimanite is observed in two samples (KN87 and KN648). Fibrolite, when associated with secondary biotite, distinguishes secondary normal shear planes (Fig. 4(b) and (d)).

Kathmandu Crystalline Nappe

The metapelites of the KCN have a Q + Gr + Bt + Pl + Ms ± Chl ± Ep assemblage with accessory minerals (Tr + Ru + Fe–Ti oxides).

Garnet crystals are mostly anhedral to subhedral and range in size from 0.5–2 mm, and are syn-kinematic. They contain inclusions of Bt, Ms, Q, Ru and Fe–Ti oxides. They are contemporaneous with the development of the Bt + Ms foliation (Fig. 4(e)).

Plagioclase crystals are subhedral to euhedral and range in size up to 0.9 mm. They are slightly altered giving rise to tiny crystals of sericite.

Biotite crystals are subhedral to euhedral with variable size. They form the main foliation in the rock (Fig. 4(e)).

Muscovite crystals are subhedral to euhedral with variable size and form the main foliation in the rock. A second generation of poikilitic muscovite is associated with epidote (Fig. 4(e)).

Chlorite is secondary and has a subhedral to euhedral shape (sample KN879).

Quartz crystals are anhedral in shape, and variable in size. Most grains show undulose extinction.

Mineral chemistry

Microprobe analyses were carried out in the Institut Polytechnique de Grenoble, France, on CAMEBAX SX-50 microprobe. The accelerating voltage was 15 kV for a sample current of 15.1 nA and a counting time of 5 s. Standards were natural silicates and oxides. Representative mineral analyses are presented in Table 2.

Lesser Himalaya

The garnets in the upper sections of the LH lying structurally 1–2 km below the MCT (samples LO209, LO214) are almandine rich (Alm_{63–86%}), low in spessartine (Sps_{1–3%}) and show variation in grossular and pyrope contents. Sample LO214 shows essentially a homogeneous composition across the grain, except near its rim (Fig. 5(a)) where the crystal shows a slight increase of almandine and pyrope, whereas grossular and spessartine contents decrease slightly. This compo-

sitional change is a result of post-diffusional re-equilibration (Spear, 1988). This homogeneous trend probably indicates a late homogenization of original zoning, suggesting that the thermobarometric calculations underestimate the P–T conditions of crystallization as observed by Macfarlane (1995) in the Langtang section.

Plagioclase from the LH has a composition Ab_{0.52–0.64}, An_{0.3–0.5}. Biotite shows a XFe ratio of 0.36–0.56, and a low Ti content from 0.04 to 0.19.

Gosainkund Crystalline Nappe

Garnets from the GCN (samples KN74, KN87, KN91, KN225, KN244, KN299, KN522, KN524, KN648,) are generally rich in almandine (Alm_{60–85%}), but variable in spessartine (Sps_{3–16%}). Grossular and pyrope contents vary from 3 to 21% and 6 to 15%, respectively. Garnet in sample KN299 shows a change in composition near its rim, with a depletion in spessartine and enrichment in pyrope contents, suggesting a slight increase in temperature during garnet growth. Garnets in samples KN87 and KN91 show a nearly homogeneous composition with a very slight increase in almandine and spessartine contents with corresponding depletion in grossular near the rim (Fig. 5(b) and (c)). Such a trend can be interpreted as due to growth during retrogression, but the restriction of this trend to the outer rim, suggests retrogressive re-equilibrium by internal diffusion (Loomis, 1986; Spear, 1989). This again questions the significance of the P–T estimates obtained from rim values.

Plagioclase from the GCN has a composition of Ab_{0.6–0.9}, An_{0.1–0.3}. Sample KN299 shows a homogeneous composition from core to rim. The biotite has a XFe ratio of 0.45–0.65, and a Ti content of 0.2–0.5.

Kathmandu Crystalline Nappe

The composition of garnets from the KCN (samples KN274, KN443, KN623, KN863, KN876, KN879, KN881) varies largely in the range of Alm_{28–73%}, Grs_{10–32%}, Pyr_{1–14%} and Sps_{3–50%}. Garnet in sample KN274 shows a marked compositional zonation with a bell-shaped spessartine profile, complementary to the almandine content (Fig. 5(d)).

Biotite shows a XFe ratio of 0.41–0.59 and a Ti content varying from 0.12 to 0.45. Plagioclase from the KCN has a composition of Ab_{0.56–0.89}, An_{0.12–0.42}.

Geothermobarometry.

Methodology

Thermobarometric study of the 18 metapelitic rock assemblages from the LH, the KCN, and the GCN was carried out in order to understand the metamorphic evolution of the area. For all samples, we realized rim thermobarometry and in one sample (KN648) we also used inclusion thermobarometry. The solution models of Berman (1990) for garnet, Patiño-Douce *et al.* (1993) for biotite, Chatterjee and Flux (1986) for muscovite, and Elkins and Grove (1990) for plagioclase have been used. For each sample, calcu-

...s of temperature were calculated by garnet-biotite (GARB) thermometry, according to the calibrations by Ferry and Spear (1978), Hodges and Spear (1982), Perchuck and Lavrent'eva (1983), Ganguly and Saxena (1984) and Indares and Martignole (1985). The garnet-muscovite-plagioclase-biotite (GMPB) barometry of Ghent and Stout (1981), Hodges and Crowley (1985), Powell and Holland (1988) was used for aluminium-silicate free samples. In addition, the GRAIL method of Bohlen *et al.* (1983) was applied, to generate P-T data in aluminium-silicate bearing samples. Finally, when possible, we have also used the Thermocalc computer programme (Powell and Holland, 1988). Uncertainties for the conventional thermobarometry correspond to the standard deviation (σ) calculated on the P-T results obtained with the different calibrations in each sample, whereas P-T uncertainties for the Thermocalc results are calculated by the error propagation of both experimental and analytical uncertainties using the Holland and Powell (1990) approach. P-T uncertainties are quoted at 2σ . Samples LO209, KN863, and KN879, used for thermobarometric calibrations, are unfortunately muscovite-free, although this mineral occurs locally in the rocks.

Results

The results of thermobarometry, determined by different methods, are summarized in Table 3. Only the P-T diagram obtained from the Thermocalc calibration method is presented (Fig. 6) and discussed. The results obtained by Thermocalc calibration generally show higher temperature (average + 50°C) and pressure (average + 70 MPa) than the results obtained by other calibration methods. The P and T discrepancy between the Thermocalc and conventional thermobarometric methods partly reflects the different solution models and thermo-chemical data used to calculate P-T conditions, and partly results from resetting of the net-transfer reactions during retrogression (Macfarlane 1995). The discrepancy is particularly remarkable in the K-feldspar bearing samples (KN74, KN87, KN91, KN244, KN522, and as inclusion in KN648), as conventional thermobarometry does not take into account the occurrence of K-feldspar in the P-T estimates. In this latter case the probable homogenization of garnet and biotite causes the temperature conditions to be underestimated by almost 100°C, whenever conventional thermobarometry is used.

P-T results obtained with the Thermocalc method show that the upper LH rocks have undergone metamorphic conditions of 750 ± 150 MPa and $566 \pm 136^\circ\text{C}$. The GCN samples show a pressure range between 583 ± 198 and 890 ± 260 MPa, for a temperature between 588 ± 100 and $754 \pm 40^\circ\text{C}$. In the upper section of the GCN, the sillimanite-bearing assemblage (sample KN648) could correspond to a pressure and temperature drop of 170 MPa and 60°C respectively, using the core to rim differences. The samples from KCN show a pressure range between 720 ± 420 and 900 ± 140 MPa, for a temperature between 484 ± 194 and $700 \pm 60^\circ\text{C}$.

A comparison of the P-T results of this study has been made with the results obtained by Macfarlane

(1995), and Inger and Harris (1992) from the Langtang section, which lies just north of our study area (Table 4). In order to compare similar samples, we have reallocated their samples into the two main structural units present in the Langtang region: LH and GCN. The comparison of our P-T results with those of Macfarlane (1995) show a fair agreement. The data of Inger and Harris (1992) are also closely comparable with our Thermocalc results. However, it may be noted that the P-T conditions will greatly vary within any tectonic unit, depending upon the structural position of the samples with respect to the MCT (Fig. 3).

P-T results calculated by the Thermocalc calibration method and plotted on the P-T diagram (And-Ky-Sill field) (Fig. 6) show that the samples belonging to the upper LH fall in the kyanite stability field. In fact, although no kyanite shows in the mineral assemblage, it occurs in the nearby outcrops, and is known in the upper Ankuh Khola (Colchen *et al.*, 1980). Samples from the lower sections of the GCN fall in the kyanite stability field, whereas samples from the middle to upper sections plot in the kyanite and sillimanite stability fields, both in good agreement with the observed assemblage. Finally, samples from the KCN also fall in the kyanite field, although the mineral is seldom encountered; only a few crystals of kyanite have been observed in the Malekhu Khola section near the confluence of the Malekhu and Tuni Khola, about 500 m above the MT. Paucity of kyanite occurrences is probably due to the generally low aluminum content of KCN formations.

Discussion

P-T conditions estimated in the GCN and the LH are similar to those observed in Central Nepal (Guillot *et al.*, 1997). In Fig. 7(a) the pressure estimates obtained by the Thermocalc calibration method are plotted across the structural distance to the MCT. This shows that the pressure gradually decreased from the MCT to the upper section of the GCN. However, sample KN74, which is one of the structurally highest sample above the MCT shows the highest pressure (890 ± 260 MPa). This anomaly could be related to a tectonic break, as observed by Vannay and Hodges (1996) in the western Nepal section, or more probably reflects post-metamorphic perturbation of this sample. In fact, the strong discrepancy between P-T estimates using the Thermocalc and GARB-GMPB methods (Table 3) suggests that the P-T data for this sample may be meaningless.

A similar pattern of decreasing pressure above the MCT has also been noted by Le Fort *et al.* (1986a) in the Kali Gandaki section, Hodges *et al.* (1988) in Burhi Gandaki and Darondi Khola sections, Pêcher (1989) and Kaneko (1992, 1997) in the Manaslu-Annapurna region, all in west-central Nepal, Inger and Harris (1992) and Macfarlane (1995) in the Langtang area, central Nepal, and Hubbard (1989) in the Everest area, eastern Nepal. The lithostatic pressure gradient of 27 MPa/km (Fig. 7(a)) fits relatively well with simple lithostatic pressure.

Table 2. Representative microprobe analyses of some minerals used for thermobarometry

Sample Mineral Location	LO209 Gr rim	KN91 Gr rim	KN225 Gr rim	KN274 Gr rim	LO209 Bt rim	KN91 Bt rim	KN225 Bt rim	KN274 Bt rim	LO209 Pl rim	KN91 Pl rim	KN225 Pl rim	KN274 Pl rim	KN91 Ms rim	KN225 Ms rim	KN274 Ms rim
SiO ₂	37.02	36.66	37.07	37.07	34.63	35.76	35.86	35.68	56.97	62.76	63.8	64.88	48.49	46.62	48.09
TiO ₂	0.05	0.00	0.00	0.18	1.38	3.49	1.89	3.27	0.00	0.00	0.00	0.00	1.38	1.21	1.09
Al ₂ O ₃	21.13	21.27	20.72	20.13	17.23	17.41	17.97	15.38	26.49	22.92	22.64	21.68	33.87	34.34	28.66
FeO	30.31	34.82	35.59	19.48	20.01	20.77	22.97	22.69	0.00	0.23	0.00	0.08	1.71	1.45	5.98
MnO	0.70	2.92	2.46	15.38	0.06	0.11	0.12	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22
MgO	3.87	2.84	2.05	8.83	10.71	7.77	7.58	7.74	0.04	0.00	0.02	0.00	1.03	0.75	1.46
CaO	6.31	2.43	2.02	6.99	0.00	0.02	0.00	0.00	9.53	4.62	2.26	2.89	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.16	0.02	0.02	8.97	10.21	9.87	0.48	0.79	0.19
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	8.13	9.30	8.11	9.50	0.02	0.14	0.20	0.22	9.96	9.75	10.62
Sum	99.49	100.96	99.96	100.11	92.20	94.70	94.67	95.09	99.44	99.73	99.13	99.75	96.91	94.91	96.36
Basis	12	12	12	12	11	11	11	11	8	8	8	8	11	11	11
Si	5.90	5.85	6.00	5.99	5.55	5.62	5.66	5.69	2.59	2.79	2.89	2.87	6.32	6.21	6.45
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.17	0.41	0.22	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.12	0.11
AlIV	0.11	0.15	0.00	0.01	2.45	2.38	2.34	2.31	1.40	1.20	1.20	1.13	1.68	1.79	1.55
AlVI	3.86	3.86	3.97	3.82	0.81	0.85	1.00	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	3.52	3.60	2.98
Fe	4.03	4.65	4.83	2.63	2.68	2.73	3.03	2.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.12	0.12
Mn	0.09	0.39	0.34	2.10	0.01	0.01	0.02	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	0.92	0.67	0.49	0.20	2.56	1.82	1.78	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.15	0.29
Ca	1.08	0.41	0.35	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.22	0.11	0.14	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.01	0.64	0.77	0.89	0.85	0.12	0.20	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	1.66	1.87	1.63	1.90	0.00	0.00	0.00	0.01	1.66	1.66	1.82
Alm 65.90		75.78	80.31	42.81	XFe 0.48	XFe 0.57	XFe 0.61	XFe 0.60	Ab61	Ab77	Ab88	Ab85	13.76	13.85	13.39
Grs 17.57		6.77	5.82	19.7					An38	An23	An11	An14			
Pyr 14.99		11.01	8.23	3.26											
Sps 1.54		6.44	6.44	34.23											

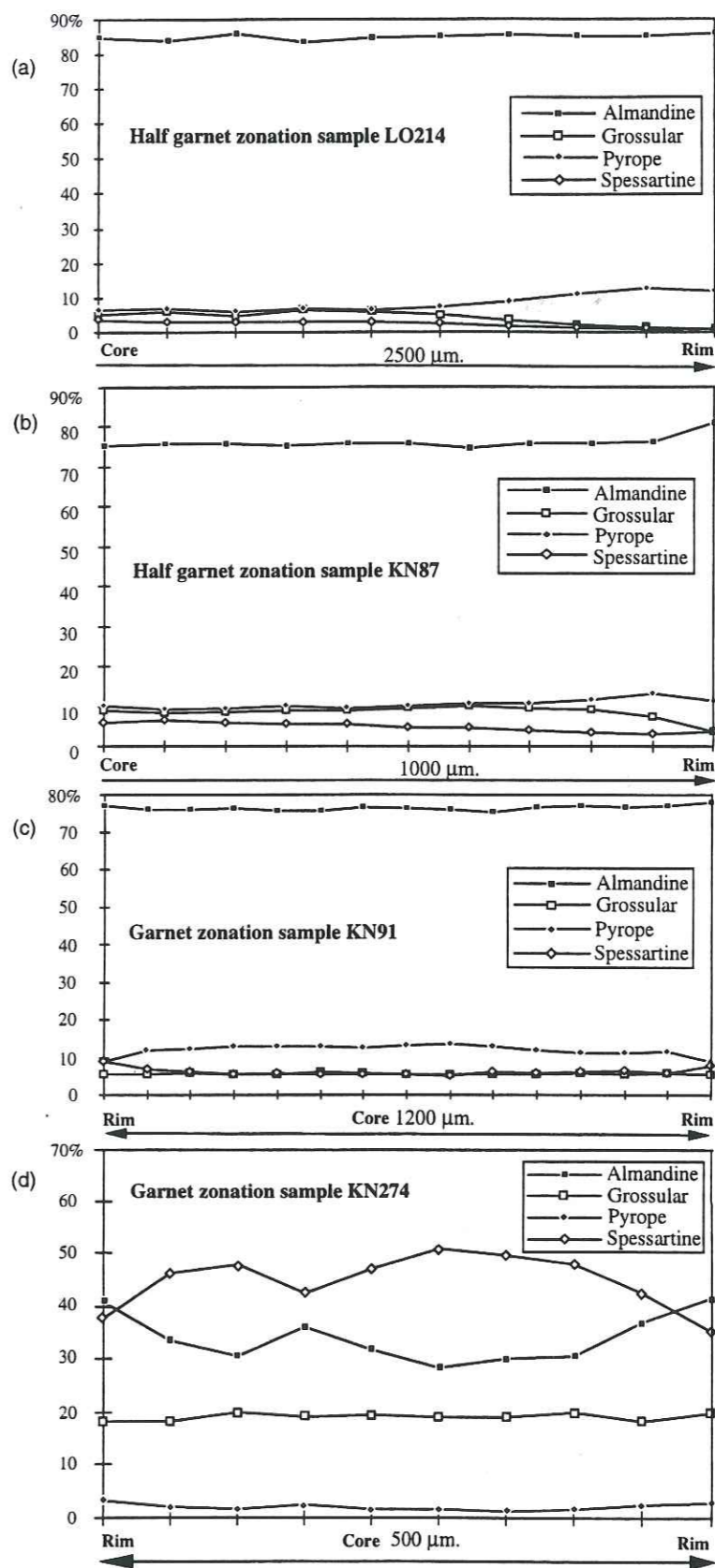


Fig. 5. Microprobe profiles across garnet crystals. (a) two mica-garnet schist sample LO214 from the LH; (b) two mica-garnet-kyanite-sillimanite gneiss sample KN87 from the middle GCN; (c) two mica-garnet-kyanite gneiss sample KN91 from the middle GCN; (d) two mica-garnet mica schist sample KN274 from the KCN shows a nice zonation pattern (the abnormal intermediate point corresponds to a small fracture in the crystal).

Table 3. Comparison of the P-T estimates of the studied samples from the LH, KCN and GCN

Unit	Sample	Assemblage	T		P		GARB		GRAIL		Thermocale		XH ₂ O
			n	T	n	P	T°C	GMPB MPa	T°C	MPa	T°C	MPa	
LH	LO209	Gr + Bt + Pl	8		6		530 ± 64	745 ± 136			566 ± 136	750 ± 150	1.0
	LO214	Gr + St + Bt + Ms	30				532 ± 58						
	KN274	Gr + Bt + Ms + Pl	18		18		536 ± 46	707 ± 110			535 ± 118	740 ± 180	1.0
	KN443	Gr + Bt + Ms + Pl	36		18		604 ± 100	755 ± 160			700 ± 60	859 ± 258	0.8
	KN623	Gr + Bt + Ms + Pl	40		24		643 ± 144	800 ± 264			672 ± 44	900 ± 140	1.0
	KN863	Gr + Bt + Pl	20		12		476 ± 56	764 ± 118			484 ± 194	720 ± 420	1.0
	KN876	Gr + Bt + Ms + Pl	18		16		586 ± 58	820 ± 200					
	KN879	Gr + Bt + Pl	24		30		521 ± 68	793 ± 132			520 ± 130	830 ± 240	1.0
	KN881	Gr + Bt + Ms + Pl	32		24		519 ± 76	699 ± 112			508 ± 124	730 ± 340	1.0
	KN74	Gr + Bt + Ms + Pl + Pl + Fk	48		24								0.8
GCN	KN87	Gr + Bt + Ms + Pl + Fk	36		6		591 ± 52	403 ± 109			707 ± 76	890 ± 260	0.8
	KN91	Ky + Sill + Pl + Fk + Pl + Fk	48		24		543 ± 68		725 ± 44	980 ± 360	743 ± 76	786 ± 238	0.8
	KN225	Gr + Bt + Ms + Pl + Pl + Fk	36		36		603 ± 58	667 ± 218			754 ± 40	812 ± 172	1.0
	KN244	Gr + Bt + Ms + Pl + Pl + Fk	6		6		615 ± 72	744 ± 140			610 ± 100	780 ± 100	1.0
	KN299	Ky + Pl + Fk	18		24				725 ± 44	885 ± 260	708 ± 76	890 ± 260	1.0
	KN522	Gr + Bt + Ms + Pl + Pl + Fk	40		30		576 ± 64	790 ± 180			588 ± 100	874 ± 214	1.0
	KN524	Gr + Bt + Ms + Pl + Pl + Fk	32		24		577 ± 64	544 ± 114			708 ± 62	675 ± 266	0.8
	KN648 (rim)	Gr + Bt + Ms + Sill + Pl	24		24		556 ± 48	563 ± 120			594 ± 144	583 ± 198	1.0
	KN648 (inclusion)	Gr + Bt + Ky + Pl + Fk	24				611 ± 72				675 ± 92	589 ± 146	0.8
											738 ± 110	760 ± 340	1.0

The value of temperature and pressure estimates for each sample are reported. The uncertainties are quoted at 2σ. n represents the number of measurements. GCN: Gosainkund Crystalline Nappe, KCN: Kathmandu Crystalline Nappe, LH: Lesser Himalaya. For mineral name abbreviations, see Appendix

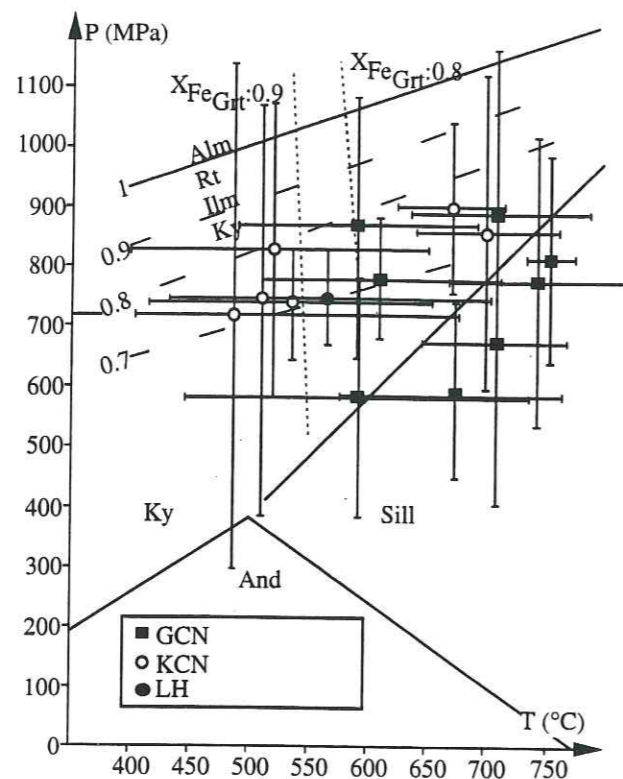


Fig. 6. P-T arrays generated by metapelitic assemblage with uncertainties calculated by Thermocalc (Powell and Holland 1988) in the three units. GCN: Gosainkund Crystalline Nappe, KCN: Kathmandu Crystalline Nappe, LH: Lesser Himalaya.

A thermal profile across the MCT zone (Fig. 7(b)) shows a steep increase of temperature starting from the upper LH, continuing across the MCT and culminating at about 5 km structurally above the MCT. After a slight decrease, the temperature trend flattens and remains at around 700°C up to the highest levels of the GCN. Le Fort *et al.* (1986a) have estimated the temperature gradient in the HHC of the Kali Gandaki section, with a thickness reduced to 5 km, to be around 34°C/km, until about a kilometer above the MCT, then decreasing downward. Pêcher (1989) noted a similar temperature gradient in the Annapurna-Manaslu sections. Hubbard (1989) found the metamorphic temperature to increase upwards from the lowermost MCT zone to a structural horizon above the MCT. This inverse metamorphic gradient was explained by Le Fort (1975, 1981), who suggested that the hot Tibetan Slab (HHC) of the hanging wall was thrust onto the cooler LH (footwall) during movement along the MCT. Thermal inversion was probably reinforced by internal deformation in the MCT zone (England *et al.* 1992; Guillot and Allemand 1997). As a result, the heat from the hot slab was supplied to the

upper part of the footwall, producing inverse metamorphism in the LH. Arita (1983), England *et al.* (1992), and England and Molnar (1993) suggest that additional heat was also produced by shear-heating within the thrust zone.

Inger and Harris (1992) found no systematic variation in temperature from the MCT to the higher section of the HHC in the Langtang section; the highest temperature samples clearly cluster at the top of their section, confirming the inverted metamorphism, but temperature at the base is somewhat ambiguous. Macfarlane (1995) also did not obtain a systematic variation in temperature from MCT to the structurally higher sections of the HHC in Langtang, an observation somewhat similar to ours in the upper part of the pile (Fig. 7(b)). Inger and Harris (1992), and Macfarlane (1995) did not find evidence for inverted metamorphism from their paleothermal study in the Langtang area. In our view, the uniform paleothermal gradient obtained by Macfarlane (1995), or the unsystematic distribution of the temperatures observed by Inger and Harris (1992), can be explained by thermal buffering due to anatexis in the migmatites of the

Table 4. Comparison of our P-T results with those of Macfarlane (1995), and Inger and Harris (1992)

Unit	Conventional methods		Thermocalc method	
	Macfarlane (1995)	Present authors	Inger and Harris (1992)	Present authors
LH	T(°C): 523 ± 50-601 ± 130 P(MPa): 806 ± 110-971 ± 270	T(°C): 530 ± 64 P(MPa): 745 ± 136	T(°C): 520 ± 94 P(MPa): 1100 ± 340	T(°C): 566 ± 136 P(MPa): 750 ± 150
GCN	T(°C): 581 ± 80-658 ± 110 P(MPa): 624 ± 200-1105 ± 230	T(°C): 543 ± 68-615 ± 72 P(MPa): 403 ± 109-790 ± 180	T(°C): 620 ± 94-792 ± 60 P(MPa): 400 ± 180-990 ± 200	T(°C): 588 ± 100-754 ± 40 P(MPa): 583 ± 198-890 ± 260

We have allotted their samples corresponding to our main divisions into Lesser Himalaya and Gosainkund Crystalline Nappe. For comparison with Macfarlane we have only retained the results obtained with GARB-GMPB method

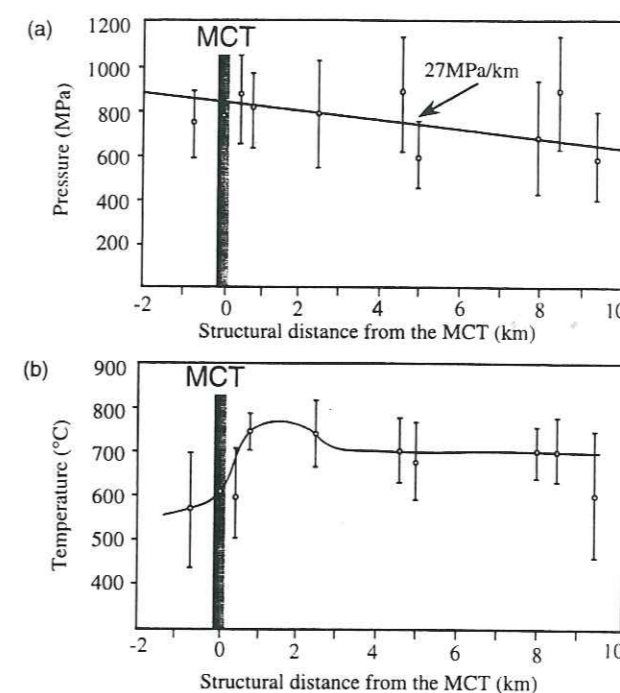


Fig. 7. P-T evolution versus MCT distance. Notice in the Fig. 7(a) the abnormal P increase in the upper part of the GCN and in the Fig. 7(b) the temperature increase above the MCT zone.

HHC, related to the generation of Higher Himalayan leucogranite, as already suggested by Hodges *et al.* (1988) in central Nepal. It may also be due to the disturbance of the temperature field-gradient related to late brittle thrusts, as suggested and discussed by Macfarlane *et al.* (1992). In the lower part of the pile, our thermobarometric results clearly show a distinct inverted metamorphic pattern, since the samples that we analyzed came from further to the south of the granitic body and do not seem to have any thermal buffering. Such metamorphic evolution is similar to that observed at the base of the Kali Gandaki section of western Nepal (Le Fort *et al.*, 1986a).

In the KCN, the estimated temperature is systematically lower by about 100°C than observed in the GCN, whereas the pressure remains similar at about 800 ± 100 MPa. This is in accordance with the absence of K-feldspar in the studied samples and the absence of Himalayan migmatites in this nappe. In the vicinity of the MT, the temperature remains constant with slight evidence of retrogression in the greenschist facies. The temperature difference between the KCN and the GCN reinforces the idea that these two nappes correspond to distinctive units with their own stratigraphy, lithology and metamorphism (Upreti and Le Fort, 1997) separated by the MCT, north of Kathmandu.

In all the sections we have studied, no late brittle thrusts were observed in the MCT zone or in MT zone. The regular pattern of the paleothermal gradient obtained in this study also substantiates this observation. The consistency of P-T estimates in the thrust zones (MT and MCT) suggests that the main deformation was synmetamorphic and probably records the underthrusting of the LH below the HHC along the MCT, or below the KCN along the MT. The fact that the GCN is thrust over the KCN suggests that it was exhumed after the KCN. In other words, the

activity along the MT would have been followed by activity along the MCT. This is consistent with the older cooling temperature recorded in the KCN between 22 and 14 Ma (Copeland *et al.*, 1997; Johnson and Rogers, 1997) compared to the younger cooling ages (between 12 and 4 Ma) recorded in the GCN (*ibid.*, Macfarlane, 1993). This is also consistent with lower average temperature records in the KCN, suggesting that this unit rested at the same depth for a shorter duration than the GCN, in agreement with the results of thermal modelling by Guillot and Allemand (1997). Finally it may be noted that this corresponds to the much more frontal, outer, position of the KCN compared to the GCN.

The absence of retrograde assemblages in the vicinity of the MCT and the MT suggests that the late exhumation of the GCN and the KCN was not accommodated along these thrusts, but by erosion, normal faulting and/or by late to post-metamorphic thrusting in deeper levels, as observed in the Modi Khola transect (Arita, 1983; Hodges *et al.*, 1996) and as also suggested by the intense microseismicity just north of Kathmandu (Fig. 3) (Pandey *et al.*, 1995). The fact that the metamorphic assemblages are correlated with distance to the MCT, whereas the ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite ages are not, suggests that the regular distribution of cooling ages is related to a younger structure (Copeland *et al.*, 1997). It has been recently suggested by Pandey *et al.* (1995) that exhumation of the Gosainkund unit, north of Kathmandu, is related to flexure of the main décollement thrust and ramping of the MBT. Such a disposition would in fact greatly help to differentially exhume the KCN and the GCN. Such a late exhumation along the MBT is a special tectonic phenomenon in this region, since in other areas it is accomplished by movement in the vicinity of the MCT. This movement along the MBT could be

also responsible for the differential uplift of the Kathmandu region compared with its surroundings.

Acknowledgements—The authors wish to express their sincere thanks to A. Macfarlane and to an anonymous reviewer for providing helpful and valuable comments on a first version of the manuscript. We thank A. Pêcher (Université Joseph Fourier, Grenoble) for fruitful discussion. The field work has been supported by CNRS, France, under the IDYLHIM program. The first author is grateful to the Foreign Ministry of France for providing a Ph.D. scholarship in Grenoble, France.

REFERENCES

- Arita K. (1983) Origin of the inverse metamorphism of the Lower Himalayas, central Nepal. *Tectonophysics* **95**, 43–60.
- Arita K., Ohta Y., Akiba C. and Maruo Y. (1973) Kathmandu Region. In *Geology of the Nepal Himalayas*. (Edited by Hashimoto S., Ohta Y. and Akiba C.) pp. 99–145. Saikon Publishing Co. Ltd., Tokyo.
- Berman R. G. (1990) Mixing properties of Ca–Mg–Fe–Mn garnets. *American Mineralogist* **75**, 328–344.
- Bohlen S. R., Wall V. J. and Boettcher A. L. (1983) Experimental investigation and geological applications of equilibria in the system FeO–TiO₂–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. *American Mineralogist* **68**, 1049–1058.
- Brunel M. and Kienast J. R. (1986) Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makalu (Népal oriental). *Canadian Journal of Earth Science* **23**, 1117–1137.
- Burchfiel B. C., Zhiliang C., Hodges K. V., Yuping L., Royden L. H., Changrong D. and Jiene X. (1992) The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional belt. *Geological Society of America Special Paper* **269**, 1–41.
- Burchfiel J. P. and Royden L. H. (1985) North–South extension within the convergent Himalayan region. *Geology* **13**, 679–682.
- Burg J. P., Guiraud M., Chen G. M. and Li G. C. (1984) Himalayan metamorphism and deformation in the North Himalayan Belt (Southern Tibet, China). *Earth and Planetary Science Letters* **69**(2), 391–400.
- Caby R., Pêcher A. and Le Fort P. (1983) Le grand chevauchement central himalayen: nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet. *Revue Géologie Dynamique et Géographie Physique* **24**, 89–100.
- Chatterjee N. D. and Flux S. (1986) Thermodynamic mixing properties of muscovite–paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures and their geological applications. *Journal of Petrology* **27**, 677–693.
- Colchen M., Le Fort P. and Pêcher A. (1980) *Carte géologique Annapurnas-Manaslu-Ganesh, Himalaya du Népal, 1/200,000 ème*. Ed. du CNRS edn. Paris.
- Copeland P., Le Fort P., Upreti B. N. and Rai S. M. (1997) Flexure of the Main Central Thrust in the Kathmandu area due to ramping on the Main Boundary Thrust. Abstract *Goldschmidt Conference*, p. 1.
- Elkins L. T. and Grove T. L. (1990) Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist* **75**, 544–559.
- England P., Le Fort P., Molnar P. and Pêcher A. (1992) Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region, central Nepal. *Journal of Geophysical Research* **91**, 3664–3676.
- England P. and Molnar P. (1993) The interpretation of inverted metamorphic isograds using simple physical calculations. *Tectonics* **12**, 145–157.
- Ferry J. M. and Spear F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **66**, 113–117.
- G. Fuchs (1981) *Geological–Tectonical map of the Himalaya, Scale 1/2,000,000*. Geological Survey of Austria.
- Ganguly J. and Saxena S. K. (1984) Mixing properties of the aluminosilicate garnets. Constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist* **69**, 88–97.
- Gansser A. (1964) *Geology of the Himalaya*. Wiley-Interscience, London, p. 289.
- Ghent E. D. and Stout M. Z. (1981) Geobarometry and geothermometry of plagioclase–biotite–garnet–muscovite assemblage. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **76**, 92–97.
- Guillot S., Cosca M., Allemand P. and Le Fort P. (1997) Contrasting metamorphic and geochronological evolution along the Himalayan belt. *Geological Society of America Special Paper* (in press).
- Guillot S. and Allemand P. (1997) 2D Thermal modelling of the P–T evolution of the Higher Himalayan Crystalline Slab. Abstract, *12th Himalaya–Karakorum–Tibet Workshop*, Rome, pp. 41–42.
- Hagen T. (1969) *Report on the Geological Survey of Nepal, V. 1, Preliminary reconnaissance*, 86, p. 185. Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.
- Hodges K. V. and Crowley P. D. (1985) Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist* **73**, 20–47.
- Hodges K. V. and Spear F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* **67**, 1118–1134.
- Hodges K. V., Le Fort P. and Pêcher A. (1988) Possible thermal buffering in collisional orogens: thermobarometric evidence from the Nepalese Himalaya. *Geology* **16**, 707–710.
- Hodges K. V., Parrish R. R. and Searle M. P. (1996) Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics* **15**, 1264–1291.
- Holland T. J. B. and Powell R. (1990) An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O–Na₂O–CaO–MgO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂–C–H₂–O₂. *Journal of Metamorphic Geology* **8**, 89–124.
- Hubbard M. S. (1989) Thermobarometric constraints on the thermal history of the Main Central Thrust Zone and Tibetan Slab, eastern Nepal Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology* **7**, 19–30.
- Indares A. and Martignole J. (1985) Biotite–garnet geothermobarometry in granulite facies rocks: evaluation of equilibrium criteria. *Canadian Mineralogist* **23**, 187–193.
- Inger S. and Harris N. B. W. (1992) Tectonothermal evolution of the High Himalayan Crystalline Sequence, Langtang Valley, northern Nepal. *Journal of Metamorphic Geology* **10**, 439–452.
- Johnson M. R. W. and Rogers G. (1997) Rb–Sr ages of micas from the Kathmandu complex, Central Nepalese Himalaya: implications for the evolution of the Main Central Thrust. *Journal of the Geological Society of London* **154**, 863–869.
- Kaneko Y. (1992) *Metamorphic P–T evolution of the Central Nepal Himalaya*. Abstract, Symposium on Himalayan Geology, Shimane, Japan.
- Kaneko Y. (1997) Two-step exhumation model of the Himalayan Metamorphic Belt, central Nepal. *Journal of the Geological Society of Japan* **103**(3), 203–226.
- Le Fort P. (1975) Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science* **275A**, 1–44.
- Le Fort P. (1981) Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *Journal of Geophysical Research* **86**, 10545–10569.
- Le Fort P., Pêcher A. and Upreti B. N. (1986a) A section through the Tibetan Slab in central Nepal (Kali Gandaki valley): mineral chemistry and thermobarometry. In *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*. (Edited by Le Fort P., Colchen M. and Montenat C.) 47, pp. 211–228. Mémoires des Science de la Terre, Nancy.
- Le Fort P., Debon F., Pêcher A., Sonet J. and Vidal P. (1986b) The 500 Ma magmatic event in Alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale. In *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*. (Edited by Le Fort P., Colchen M. and Montenat C.) 47, pp. 191–209. Mémoires des Science de la Terre, Nancy.
- Loomis T. P. (1986) Metamorphism of metapelites: calculations of equilibrium assemblages and numerical simulations of the crystallization of garnet. *Journal of Metamorphic Geology* **4**, 209–229.
- Macfarlane A. M. (1993) The chronology of tectonic events in the crystalline core of the Himalaya, Langtang National Park, central Nepal. *Tectonics* **12**, 1004–1025.
- 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.
- Macfarlane A. M., Hodges K. V. and Lux D. (1992) A structural analysis of the Main Central Thrust Zone, Langtang National Park, Central Nepal Himalaya. *Geological Society of America Bulletin* **104**, 1389–1402.
- Maruo Y. and Kizaki K. (1983) Thermal structure in the nappe of eastern Nepal Himalayas. In *Granites of Himalaya, Karakorum and Hindukush*. (Edited by Shams F. A.) pp. 271–286. Institute of Geology, Punjab University, Lahore, Pakistan.
- Molnar P. and Tapponnier P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science* **189**, 419–426.
- Pandey M. R., Tandukar R. P., Avouac J. P., Lavé J. and Massot J. P. (1995) Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophysical Research Letters* **22**, 751–754.
- Patiño-Douce A. E., Johnston A. D. and Rice J. M. (1993) Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist* **78**, 113–131.
- Patriat P. and Achache J. (1984) India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature* **311**, 615–621.
- Pêcher A. (1978) Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement: Exemple du grand chevauchement central Himalayen (MCT). Thèse Science, University of Grenoble, France, p. 354.
- Pêcher A. (1989) The metamorphism in Central Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology* **7**, 31–41.
- Pêcher A. (1991) The contact between the Higher Himalayan Crystallines and the Tibetan Sedimentary Series: Miocene large scale dextral shearing. *Tectonics* **10**, 587–598.
- Pêcher A. and Le Fort P. (1986) The metamorphism in central Himalaya: its relations with the thrust tectonics. In *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*. (Edited by Le Fort P., Colchen M. and Montenat C., 47, pp. 285–309. Mémoires des Science de la Terre.
- Perchuk L. L. and Lavrent'eva I. V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite. In *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. (Edited by Saxena S. K.) 3, pp. 199–239. Advances in Physical Geochemistry.
- Pognante U. and Benna P. (1993) Metamorphic zonation, migmatization and leucogranites along the Everest transect of eastern Nepal and Tibet: record of an exhumation history. In *Himalayan Tectonics*. (Edited by Treloar P. J. and Searle M. P.) 74, pp. 323–340. Geological Society of London Special Publication.
- Powell R. and Holland T. J. B. (1988) An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. Applications to geobarometry, worked examples and computer program. *Journal of Metamorphic Geology* **6**, 173–204.
- Sharma T. and Kizaki K. (1989) Metamorphism and thermal history of the Jaljala synclinorium, central west Nepal Himalaya. *Journal of Nepal Geological Society* **6**, 21–34.
- Shrivastava P. and Mitra G. (1994) Thrust geometries and deep structure of the outer and lesser Himalaya sequence, Kumaun and Garhwal (India): implications for evolution of the Himalayan fold and thrust belt. *Tectonics* **13**, 89–109.
- Spear F. S. (1988) Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98**, 507–517.
- Spear F. S. (1989) Relative thermobarometry and metamorphic P–T paths. In *Evolution of Metamorphic Belts*. (Edited by Daly J. S., Cliff R. A. and Yardley B. W. D.) 43, pp. 463–481. Geological Society of London Special Publication.
- Stöcklin J. (1980) Geology of the Nepal and its regional frame. *Journal of the Geological Society of London* **137**, 1–34.
- Upreti B. N. and Le Fort P. (1997) In Lesser Himalayan Crystalline Nappes of Nepal: problem of their origin. *Geological Society of America Bulletin* (In press), (Special Issue).
- Valdiya K. S. (1980a) *Geology of Kumaun Lesser Himalaya*. Wadia Institute of Himalayan Geology, Dehra Dun, India, p. 191.
- Valdiya K. S. (1980b) The two intracrustal boundary thrusts of the Himalaya. *Tectonophysics* **66**, 323–348.
- Vannay J. C. and Hodges K. V. (1996) Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal. *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 635–656.
- White S. (1976) The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanism in quartzites. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London* **283**, 53–69.
- Yonshiro T. and Kizaki K. (1996) Metamorphism and thermal structure of the Karnali klippe, western Nepal Himalaya. *Bulletin of the Department of Geology, Tribhuvan University, Kathmandu* **5**, 1–20.

Appendix

Mineral name abbreviations

Ab	albite
Alm	almandine
An	anorthite
And	andalusite
Ap	apatite
Bt	biotite
Chl	chlorite
Ep	epidote
Fk	potash feldspar
Gr	garnet
Grs	grossular
Ky	kyanite
Ms	muscovite
Pl	plagioclase
Pyr	pyrope
Q	quartz
Ru	rutile
Sill	sillimanite
Sps	spessartine
St	staurolite
Tr	tourmaline
Zr	zircon

4.2.6 Conclusion

Le Moyen Pays est constitué par des métasédiments peu métamorphiques (faciès schistes verts près du MT à faciès à amphibolite près du MCT). La nappe de Katmandou regroupe les formations cristallines du "Bas-Himalaya" (groupe de Bhimphedi) et les métasédiments (groupe de Phulchauki) de faciès amphibolite à schistes verts de la base au sommet. La nappe du Gosainkund est formée par des roches très métamorphiques (faciès amphibolite à faciès granulite).

Dans la région étudiée, le métamorphisme a enregistré les conditions P-T subies par les roches. Les conditions P-T lors de la déformation syn-métamorphique majeure, enregistrées dans la nappe du Gosainkund sont de 890-580 MPa et de 750-590 °C. Le métamorphisme rétrograde comprend un assemblage de biotite et de sillimanite dans la partie supérieure qui correspond à une diminution de pression jusqu'à 170 MPa et à une température de 60°C. Cette évolution est probablement due au cisaillement ductile à géométrie de type faille normale, analogue à la Faille Normale Nord Himalayenne. Dans le Moyen Pays Supérieur, les conditions métamorphiques lors de la déformation cisailante majeure, sont une pression de 750 MPa et une température de 560°C près du MCT. Elles varient de 900 MPa/700 °C au Nord, près du MCT, à 700 MPa/480 °C plus au Sud dans la nappe de Katmandou. La température enregistrée dans la nappe de Katmandou est d'environ 100°C plus basse que la température de la nappe du Gosainkund ; cependant la pression est similaire à environ 800 ± 100 MPa. Cette disparité de métamorphisme entre les deux nappes souligne leur différence. Celles-ci sont donc distinguées par leur lithologie, leur stratigraphie et leur métamorphisme, et séparées tectoniquement par le MCT au Nord de Katmandou. La nappe de Katmandou se situe dans la partie frontale (basse température) par rapport à celle du Gosainkund. Les résultats P-T montrent une préservation du métamorphisme inverse (syn-métamorphisme), à l'exception de quelques traces du chemin rétrograde. Les températures plus basses enregistrées dans la nappe de Katmandou par rapport à celles de la nappe du Gosainkund suggèrent que la nappe de Katmandou a été exhumée avant celle du Gosainkund ; cependant elles ont, probablement, atteint la même profondeur d'enfouissement.

CHAPITRE 5

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES GNEISS ET DES GRANITES

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES GNEISS ET DES GRANITES

5.1 Introduction

On connaît quatre ceintures plutoniques en Himalaya (Debon *et al.*, 1986). Ce sont du Nord au Sud : les granites du Transhimalaya, les granites du Nord-Himalaya, les granites du Haut-Himalaya et les granites du "Bas-Himalaya". En outre, trois formations de gneiss ocellés ont été reconnues au Népal :

- les gneiss ocellés de la Formation III de la Dalle du Tibet que Le Fort *et al.* (1986b) comparent aux granites du "Bas-Himalaya",
- les gneiss ocellés d'Ulleri, à la partie supérieure du Moyen Pays Inférieur, que Le Fort et Pêcher (1974) considèrent d'origine volcanique ou volcano-plutonique,
- les gneiss ocellés alcalins d'Ampipal (Lasserre *et al.*, 1976; Lasserre, 1977; Koide *et al.*, 1992) qui forment un ou deux petits massifs, en fenêtre à la base de la partie visible du Moyen Pays Inférieur.

Dans la région étudiée, on retrouve seulement les granites du "Bas-Himalaya" ainsi que différentes formations de gneiss ocellés (d'Ulleri, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund).

5.2 Gisement et pétrographie des gneiss

5.2.1 Gneiss ocellés d'Ulleri

Au Népal central, les gneiss ocellés d'Ulleri (Fig. 5-1) situés dans le Moyen Pays ont été étudiés en détail par plusieurs auteurs (Le Fort et Pêcher, 1974; Le Fort, 1975a; Pêcher et Le Fort, 1977; Pêcher, 1978; Arita, 1983; Colchen *et al.*, 1986; Arita et Sharma, 1992). Ils sont interstratifiés à la partie supérieure des grès et schistes de Kunchha (Le Fort et Pêcher, 1974; Pêcher et Le Fort, 1977; Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986). Dans la région du Langtang, selon la plupart des auteurs (e.g. Le Fort et Pêcher, 1974; Macfarlane *et al.*, 1992), les gneiss ocellés de Syabru Bensi semblent également faire partie de la formation d'Ulleri, bien qu'ils apparaissent au-dessus des schistes de Benighat. On notera d'ailleurs que dans la haute vallée de l'Ankhu khola, les gneiss d'Ulleri forment plusieurs masses stratoïdes qui apparaissent à des niveaux variés (Pêcher, 1978; Colchen *et al.*, 1986).

Cette formation d'Ulleri est constituée de gneiss feldspathiques à grain moyen à grossier, fortement déformés avec une foliation bien marquée. Dans le plan de la foliation, la linéation minérale (N10-N30) est nettement développée. Le métamorphisme

régional qui les affecte est caractérisé par le développement de la biotite, de la muscovite, et occasionnellement du grenat (Le Fort et Pêcher, 1974; Pêcher et Le Fort, 1977). Dans la région étudiée, nous avons observé ces gneiss ocellés dans la haute vallée de la Mailung khola (sous la mine de Lari), dans la vallée de la Phalangu khola, à l'Ouest du sommet du Gosainkund et à Lachyang, au Nord du confluent de la Tadi khola et de la Likhu khola où cette formation s'étire en formant des lentilles kilométriques. Dans cette région, les gneiss font partie du Moyen Pays Supérieur (partie supérieure des schistes sombres de Benighat), proches du MCT.

Ces gneiss sont constitués de quartz étiré, feldspath potassique en amande, plagioclase, biotite, muscovite et tourmaline qui soulignent le plan de la schistosité.

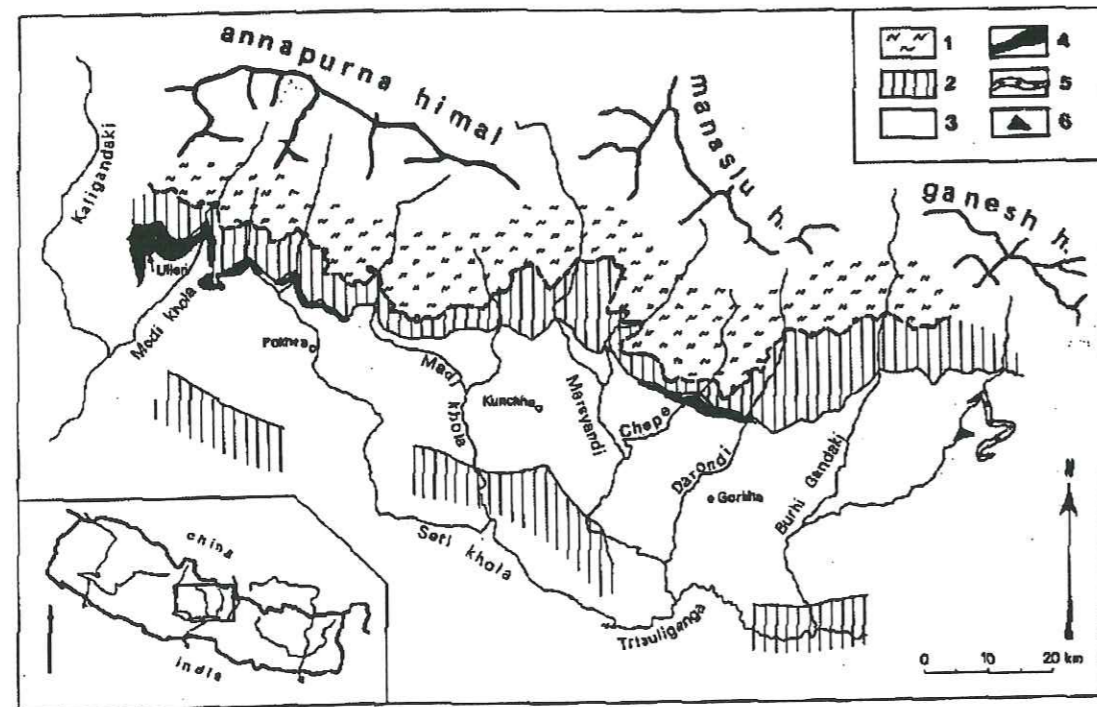


Fig. 5-1 Carte géologique simplifiée du Népal central montrant le gisement des gneiss ocellés d'Ulleri à l'Ouest du secteur étudié. D'après Pêcher et Le Fort (1977). 1: Dalle du Tibet, 2: Moyen Pays Supérieur, 3: Moyen Pays Inférieur, 4: Gneiss ocellés d'Ulleri, 5: bandes granitiques intercalées dans le Moyen Pays Inférieur, 6: gneiss ocellés du Moyen Pays Inférieur, similaires à ceux d'Ulleri.

Dans ces gneiss, se rencontrent des intercalations de niveaux plus ou moins lenticulaires de schistes et quartzites, équivalents lithologiques de l'encaissant. Dans leur encaissant, on observe des niveaux d'amphibolite (Le Fort et Pêcher, 1974; Pêcher et Le Fort, 1977) témoignant d'un volcanisme basique associé, à caractère tholéïtique (Lasserre, 1976, Pêcher et Le Fort, 1977). Entre deux masses lenticulaires de gneiss ocellés, on observe fréquemment en même position lithostratigraphique des conglomérats, plus ou moins grossiers, à quartz bleuté et galets quartzo-feldspathiques, probables témoins de tufs volcaniques.

5.2.2 Gneiss ocellés de la nappe de Katmandou

En plus des granites du "Bas-Himalaya" (voir 5.4) nous avons observé des niveaux lenticulaires de gneiss ocellés dans les métasédiments de la nappe de Katmandou, au sein de différentes formations. Ils affleurent dans les vallées de la Mahesh khola, Belkhu khola, Malekhu khola et Bagmati ainsi qu'à l'Est, en rive droite de l'Indrawati. Dans la vallée de la Mahesh khola, ces gneiss constituent un premier niveau d'environ 80 m de puissance, vers le bas (au Nord) de la formation de Kulekhani (échantillons géochimiques KN288 et 301). On retrouve un autre petit niveau métrique, plus haut apparemment dans la formation de Kulekhani, à Mahakhu, au Nord du confluent de l'Agra khola et de la Mahesh khola, et encore un autre niveau de 5 m d'épaisseur environ, au confluent lui-même (échantillon géochimique KN481). On rencontre également des gneiss ocellés à la base de la formation de Kalitar, dans la vallée de la Belkhu khola. On les retrouve sans doute encore dans la coupe de la Malekhu, où ils forment un niveau d'environ 5 m d'épaisseur à la base des schistes de la formation de Kalitar; toutefois la taille des yeux de feldspath y est beaucoup plus réduite. Dans cette vallée, la partie supérieure des quartzites de Chisapani est en contact avec des gneiss ocellés d'environ 30 m d'épaisseur dont la schistosité est parallèle au contact. Ces gneiss présentent des xénolites d'encaissant probablement de la formation de Kulekhani. Dans les quartzites, on observe des filons centimétriques concordants de pegmatite orthogneissifiée, à rares cristaux de disthène.

Dans la région Nord de la nappe, particulièrement dans la vallée de la Mahesh khola, Stöcklin et Bhattarai (1977) avaient déjà noté et cartographié l'abondance des gneiss ocellés et gneiss granitiques intercalés de formations métasédimentaires indifférenciées, et se terminant de façon indentée dans la formation des gneiss en plaquettes (quartzites et schistes). C'est dans cette zone que passe le contact entre la nappe de Katmandou et celle du Gosainkund, souligné plus à l'Est par la pegmatite de Nardanda. Il est donc difficile à attribuer les gneiss ocellés de la basse vallée de la Mahesh khola à l'une ou l'autre des nappes. Sur le terrain, nous fondant sur l'association aux gneiss en plaquettes de la formation de Kulekhani ou à celle des gneiss à disthène et

gneiss granitiques du Haut-Himalaya, nous avons distingué les gneiss ocellés de la nappe de Katmandou, décrits ici, de ceux que nous rattachons à la nappe du Gosainkund, décrits dans le paragraphe suivant. Ainsi, les échantillons géochimiques KN288, 301 et 481 font partie de la nappe de Katmandou tandis que KN482 se rattache à la nappe du Gosainkund.

Enfin, dans la partie nord-orientale de la nappe de Katmandou, en rive droite de l'Indrawati, les gneiss ocellés forment un niveau lenticulaire relativement épais (environ 100 m de puissance), concordant avec la formation de Kulekhani encaissante. Toujours dans le même secteur, une autre lentille de gneiss ocellés, de quelque 30 m de puissance, est intercalée dans la formation de Raduwa.

Tous ces gneiss sont des roches à grain grossier dont les yeux de feldspath potassique, de dimension variable (quelques mm à plusieurs cm), ont une forme ovoïde à sub-rectangulaire. Ils sont constitués par l'assemblage feldspath potassique-quartz-plagioclase-biotite-muscovite-tourmaline. Les mégacristaux de feldspath potassique et le plagioclase sont riches en inclusions de biotite, muscovite et quartz. Les deux micas soulignent la schistosité. La tourmaline est généralement plus ou moins zonée et orientée selon le plan de schistosité.

On a vu que ces gneiss ocellés se situent dans différentes formations de la nappe de Katmandou et que des filons orthogneissifiés en sont localement issus. Ces caractères sont compatibles avec une origine intrusive pour ces différents corps de composition granitique. Leur forme est toujours lenticulaire et la schistosité, comme la linéation, ont la même orientation que celles des roches encaissantes, ce qui montre que ces caractères ont tous été acquis pendant la déformation himalayenne.

5.2.3 Gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund

Les gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund ont été observés dans la vallée de la Kalphu khola, au Nord de Katmandou (Sundarijal, notamment) et en rive droite de l'Indrawati. Il s'agit de lentilles allongées parallèlement au MCT et localisées à proximité de celui-ci. On les rencontre également sous forme d'un massif localisé à l'écart du MCT (Gulbhanjyang) et de rares lentilles de puissance métrique à décimétrique affleurant ici et là dans la nappe du Gosainkund.

Il s'agit de gneiss quartzo-feldspathiques à deux micas et tourmaline, à grain grossier, dont la taille des mégacristaux de feldspath potassique oscille entre un et plusieurs centimètres. La schistosité est principalement marquée par les micas, parfois par les mégacristaux ou les xénolites de gneiss en plaquettes.

Dans la vallée de la Kalphu khola, ces gneiss ont des yeux de forme ovoïde à rectangulaire dont la dimension atteint localement 6 cm de long. Dans le plan de la schistosité, on observe une linéation minérale de direction EW, pentée vers l'Est.

Au Nord de Katmandou, de part et d'autre de Sundarijal, depuis Kakani à l'Ouest jusqu'à Nagarkot à l'Est, les gneiss ont des yeux dont la taille, souvent importante (5-6 cm) peut dépasser 10 cm (jusqu'à 18 cm selon Arita *et al.*, 1973). On y observe des xénolites de gneiss en plaquettes. Les pegmatites intrusives dans les gneiss se présentent en filons de puissance décimétrique à plurimétrique (jusqu'à 5 m), concordants ou sécants sur la foliation. Elles sont constituées de quartz, feldspath, biotite, muscovite et tourmaline. La linéation minérale des gneiss, marquée par les micas, est orientée N110 vers l'Est.

En rive droite de l'Indrawati, les meilleurs affleurements de gneiss ocellés se situent au Nord de Melamchi Bazar, à Thakle, dans la Sindhu khola et à l'Est de Chaukibhanjyang. Les yeux de feldspath potassique ont une taille de 6 cm environ. Le caractère spécifique de ces gneiss est la présence de sillimanite (fibrolite) ± disthène. On observe également des xénolites d'encaissant (gneiss en plaquettes) à l'Est de Chaukibhanjyang. Ces affleurements sont recoupés par de nombreux petits filons granitiques.

Dans la partie centrale de la nappe de Gosainkund (secteur de Gulbhanjyang), les gneiss forment un massif de forme probablement lenticulaire. Les yeux atteignent souvent ici 10 cm de long.

Au microscope, les gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund apparaissent constituer de feldspath potassique perthitique, quartz, plagioclase, biotite, muscovite, tourmaline et minéraux accessoires (apatite, opaques et zircon). Les feldspaths potassiques montrent localement des inclusions de quartz ou de muscovite. Le plagioclase est parfois légèrement altéré en séricite, et contient des inclusions de quartz, biotite, muscovite et opaques. La tourmaline est plus ou moins poecilitique.

5.2.4 Gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund

Comme on l'a vu au chapitre 2, de nombreux gneiss granitiques affleurent également dans la nappe du Gosainkund. Ces gneiss sont des roches très foliées, généralement à grain moyen et composées de feldspath, quartz, biotite, muscovite et tourmaline. Disthène et sillimanite sont localement présents. Leur composition et leur texture suggèrent qu'ils pourraient représenter des gneiss ocellés très fortement déformés et granulés. Les pegmatites qui les recoupent par endroits sont à muscovite et tourmaline, quelquefois associées à de la biotite.

5.2.5 Paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund

Les paragneiss et gneiss en plaquettes de la seule nappe du Gosainkund ont fait l'objet d'analyses chimiques (voir § 5.3.5). Leur gisement et leur pétrographie ont été

exposés au sous-chapitre 2.3. On en rappellera seulement ici, les principaux caractères pétrographiques.

Les paragneiss sont des roches à grain moyen, composées de quartz, feldspath potassique, plagioclase, deux micas (abondants), grenat, disthène (généralement), \pm sillimanite (fibrolite).

Les gneiss en plaquettes sont constitués d'une alternance de bancs pluridécimétriques, les uns, riches en micas, similaires aux paragneiss mais à grain plus fin, les autres plus quartzo-feldspathiques, à grain moyen. Ces deux types de bancs présentent la même paragenèse que celle des paragneiss. De plus, ils sont assez souvent associés à de fines intercalations de gneiss calciques à amphibole et épidote \pm pyroxène et grenat.

5.3 Géochimie des gneiss

Nous disposons de l'analyse chimique (éléments majeurs et certains éléments en trace) de 70 échantillons de gneiss ocellés, gneiss granitiques, paragneiss et gneiss en plaquettes provenant de la région étudiée (Fig. 5-2). Quarante-quatre échantillons ont été prélevés par nous-même et les autres par Le Fort et Pêcher (1975, 1978 et inédit). Les analyses ont été réalisées par spectrométrie d'émission au C.R.P.G. de Nancy et par fluorescence X au Geoscience Laboratory d'Islamabad.

La méthode de traitement utilisée pour les éléments majeurs fait référence à la classification cationique proposée par Debon et Le Fort (1983, 1988) pour les roches plutoniques communes et leurs associations magmatiques (voir annexe 2). Cette classification présente un double avantage : fournir une nomenclature généralement en très bon accord avec les caractéristiques minéralogiques des roches étudiées et être discriminante pour la définition de leurs associations magmatiques.

La nomenclature des échantillons est basée sur deux diagrammes. (1) Le diagramme Q-P (Fig. 5-3) permet de donner un nom à la roche. (2) Le diagramme A-B (Fig. 5-4) permet de préciser la nature et les proportions de ses différents minéraux caractéristiques (principalement muscovite, biotite, amphibole, clinopyroxène).

Au niveau de l'association magmatique, la typologie comporte deux étapes complémentaires. La première, consiste à classer l'association étudiée parmi trois types principaux (cafémique, alumino-cafémique et alumineux) à partir de sa localisation dans le diagramme "A-B" (Fig. 5-4). Les associations cafémiques et alumino-cafémiques sont ensuite subdivisées en différents sous-types (tholéïtique, calco-alcalin, subalcalin et alcalin) à l'aide des diagrammes "Q-P" et surtout "Q-B-F" (dans lequel les proportions de quartz - minéraux colorés - feldspaths+muscovite, exprimées en pourcentages, sont calculées à partir des compositions chimiques) (Fig. 5-5). Les associations alumineuses sont elles-même subdivisées en différents sous-types sur la base de la teneur en quartz,

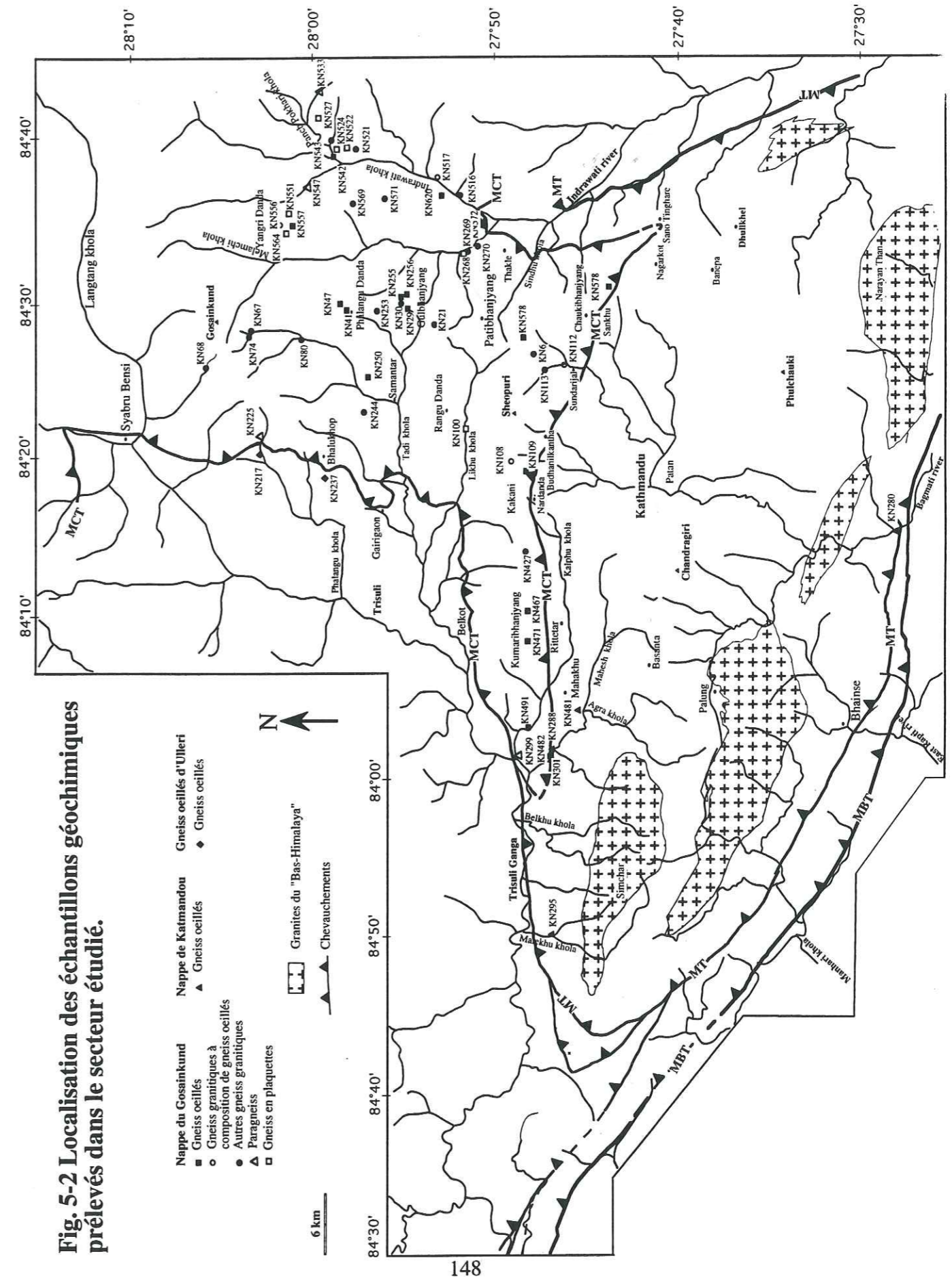


Fig. 5-2 Localisation des échantillons géochimiques prélevés dans le secteur étudié.

de l'index de coloration, du rapport $K/(Na+K)$, des relations entre quartz, minéraux colorés et alcalins et de l'index alumineux (Figs. 5-5 à 5-7). En outre, on peut distinguer les associations magnésiennes et les associations ferrifères à partir du diagramme $Mg/(Mg+Fe)$ vs B (Fig. 5-8), dans lequel le paramètre $B = (Fe+Mg+Ti)$ est proportionnel à la charge en minéraux colorés des roches (La Roche, 1964; 1966).

5.3.1 Gneiss ocellés d'Ulleri

Les analyses chimiques de dix-sept échantillons de gneiss ocellés d'Ulleri sont reportées dans le tableau 1. Treize échantillons ont été prélevés par P. Le Fort et A. Pêcher (1975a, 1978) (Fig. 5-1) à l'Ouest de la région étudiée. Trois analyses nouvelles (KN217, KN237 et LO202) concernent les échantillons que P. Le Fort et moi avons récoltés à l'Ouest de la nappe du Gosainkund (Fig. 5-2).

Dans le diagramme de nomenclature (Q-P; Fig. 5-3), les échantillons analysés montrent une forte dispersion : douze se localisent dans le champ des granites, trois dans celui des adamellites (AP846, E56 et LO202) et deux dans celui des granodiorites (AP836, E191). Cette dispersion traduit d'importantes variations des rapports $K/(Na+K)$ (entre 0,26 et 0,67; Tabl. 5-1) et (feldspath potassique+muscovite)/plagioclase. Par ailleurs, trois échantillons (E56, E191, KN237) se localisent dans le domaine des granitoïdes hyperquartzeux en raison de leur richesse en SiO_2 (76,00 à 78,22%) et de leur pauvreté en Ca et Na ou K. Ce sont des roches peralumineuses (paramètre A compris entre 20 et 93 millications; Tabl. 5-1), localisées dans les secteurs I et II du diagramme A-B, c'est-à-dire ceux des roches à deux micas (Fig. 5-4). Elles montrent d'importantes variations des charges en quartz ($Q\% = 35$ à 49), minéraux colorés ($B\% = 3$ à 13) et feldspaths+muscovite ($F\% = 46$ à 55) (Tabl. 5-1).

Par rapport à la composition granitique proposée comme référence par Debon et Le Fort (1983, 1988; voir annexe 2), les gneiss ocellés d'Ulleri apparaissent, en moyenne, relativement riches en Mg, quartz (41% contre 33%) et minéraux colorés (8 contre 5,4%) mais pauvres en Ca, K ($K_2O = 4,08\%$ contre $5,13\%$), feldspaths (Tabl. 5-1).

Seuls quelques éléments en traces ont été systématiquement analysés. Parmi ceux-ci figurent le Ba, le Sr et, dans une moindre mesure, le Rb (Tabl. 5-1). Comparativement, là encore, à la composition granitique de référence, les gneiss ocellés d'Ulleri s'avèrent relativement riches en Rb (308 ± 82 ppm) mais déprimés en Ba (282 ± 144 ppm) et Sr ($<77 \pm 79$ ppm). Leurs teneurs en Ba et Sr montrent une forte dispersion.

Ces gneiss d'Ulleri forment une association très fortement alumineuse ($A = 63$ millications, en moyenne) (Fig. 5-4), riche en quartz (Fig. 5-5), principalement leucocrate à subleucocrate (exemple Fig. 5-7). Cette association, à dominante potassique [$K/(Na+K) = 0,54$, en moyenne] déborde sur les domaines sodi-potassique et sodique du

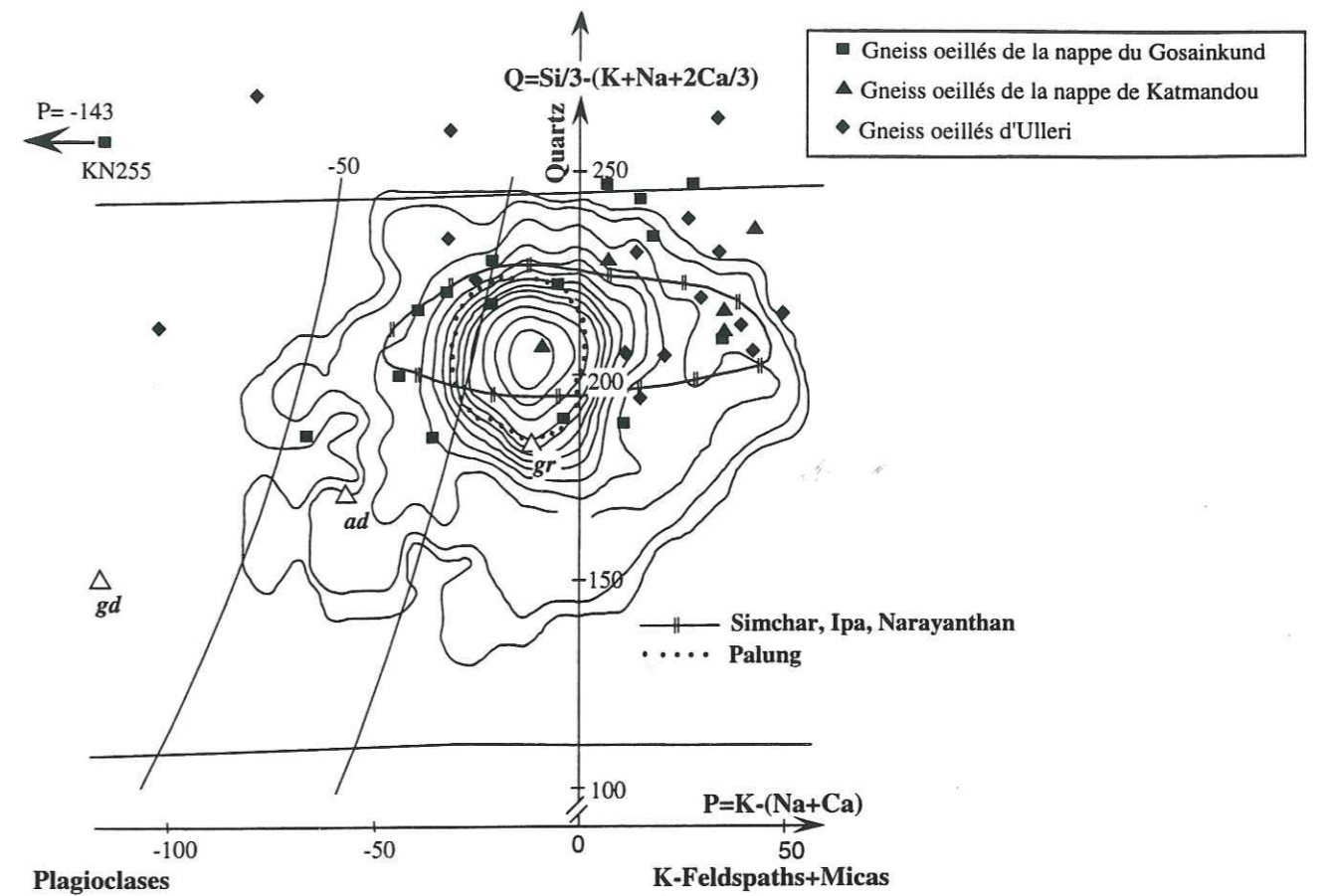


Fig. 5-3 Distribution des gneiss ocellés du Népal central et des granites de la nappe de Katmandou (Simchar, Ipa, Narayan Than, Palung) dans le diagramme Q-P de Debon et Le Fort (1983, 1988; Annexe 2). Pour comparaison, la distribution de l'ensemble des granites du "Bas-Himalaya" est représentée en courbes d'isodensité établies par le "Service d'Etudes Documentaires et Traitement Automatique" (E.D.T.A.) du C.R.P.G. de Nancy (d'après Le Fort *et al.*, 1983).

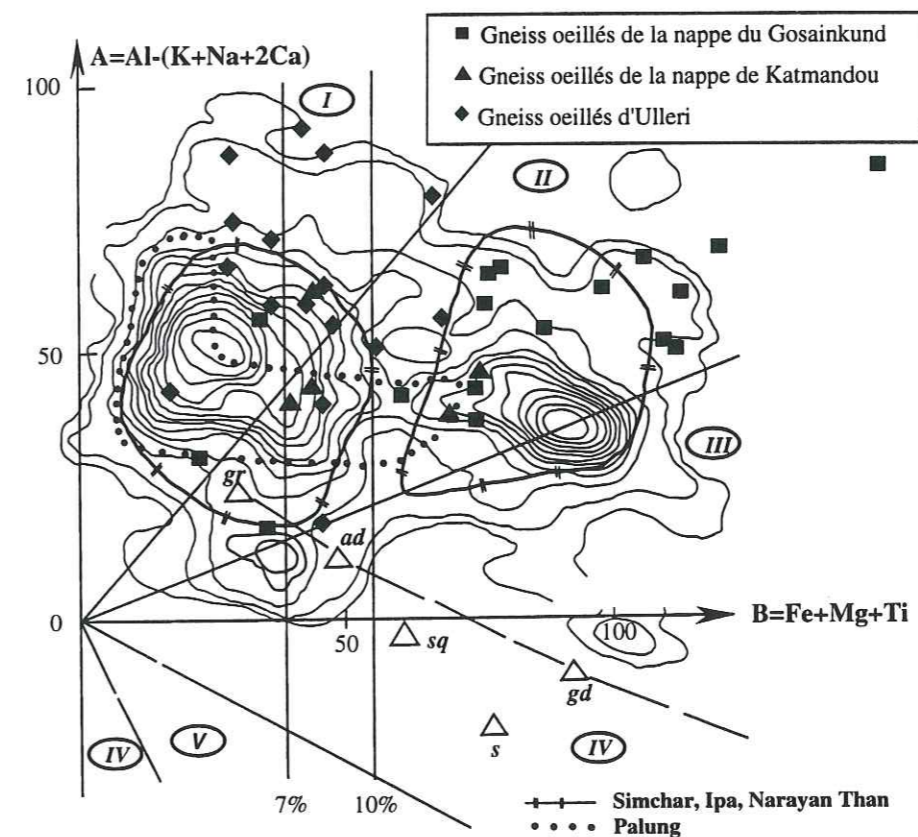


Fig. 5-4 Distribution des gneiss ocellés du Népal central et des granites de la nappe de Katmandou (Simchar, Ipa, Narayan Than, Palung) dans le diagramme A-B. Autres explications comme dans figure 5-3.

diagramme B vs. K/(Na+K) (Fig. 5-6). Dans le diagramme Mg*-B (Fig. 5-8), elle montre une forte dispersion, depuis des termes très magnésiens jusqu'à des termes franchement ferrifères.

5.3.2 Gneiss oeilés de la nappe de Katmandou

Nous disposons de l'analyse chimique, faite à Islamabad, de cinq échantillons de gneiss oeilés, prélevés par nos soins dans la nappe de Katmandou (Tabl. 5-2). Un échantillon (KN280) provient de la vallée de la Bagmati, un autre (KN295) de la Malekhu khola et trois (KN288, KN301 et KN481) de la Mahesh khola (Fig. 5-2).

Dans le diagramme Q-P (Fig. 5-3), nos échantillons se localisent dans le champ des granites. Ce sont des roches peralumineuses (A entre 38 et 62 millications; Tabl. 5-2), localisées dans les secteurs II et, accessoirement, I du diagramme AB (Fig. 5-4). Elles montrent une variation modérée des charges en quartz (Q= 37 à 43%), minéraux colorés (B= 7 à 14%) et feldspaths+muscovite (F= 45 à 55%) (Tabl. 5-2).

Par rapport à la composition granitique de référence (Debon et Le Fort, 1983, 1988), ces gneiss oeilés apparaissent, en moyenne, riches en Mg, Fe, Ti, quartz (39 % contre 33%), minéraux colorés (10% contre 5,4%) mais pauvres en Na et feldspaths (51 contre 61,3%) (Fig. 5-5).

Nous ne disposons d'aucune analyse d'éléments en traces pour les gneiss oeilés de la nappe de Katmandou.

Ces gneiss forment une association fortement alumineuse (A= 46 millications, en moyenne) (Fig. 5-4), riche en quartz (Fig. 5-5), subleucocrate à mésocrate (Figs. 5-5, 5-7) et exclusivement potassique [K/(Na+K) =0,61 en moyenne] (Fig. 5-6). Dans le diagramme M*-B, les échantillons se localisent à proximité de la "ligne critique" séparant le domaine magnésien du domaine ferrifère (Fig. 5-8).

5.3.3 Gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund

Dix-sept échantillons de gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund ont été analysés (Tabl. 5-2). Sept échantillons proviennent de la crête joignant Sheopuri à Gosainkund, un (KN557) de Yangri Danda, en rive gauche de la Melamchi khola, deux (KN572, KN620) de la périphérie Nord de Melamchi Bazar, un (KN543) de la vallée de Panch Pokhari, un (KN578) du Nord-Est de Shankhu (Katmandou), un (KN109) du Nord de Balaju (Katmandou), un (KN482) du Nord de la vallée de la Mahesh khola, et trois (KN467, KN471, KN491) de la vallée de la Kalphu khola.

Dans le diagramme de nomenclature (Q-P; Fig. 5-3), les échantillons montrent une forte dispersion : dix se localisent dans le champ des granites, six dans celui des adamellites, et un dans celui des tonalites (KN255). Cette dispersion traduit

Tableau 5-1 Composition chimique et minéralogique des gneiss oeilés d'Ulleri

N° échantillon	Localisation	AP668	AP836	AP846	E15	E56	E191	KN217	KN237	L65	LO202	NA530	NA531	NA536	NA545	NA761	U21	Moyenne ± 1 sigma
SiO2	74,87	73,77	73,26	73,46	76,00	77,92	71,70	78,22	73,42	72,21	73,95	72,05	77,21	75,94	73,47	73,55	74,44 ± 2,05	
Al2O3	13,12	15,10	14,39	12,84	12,99	12,85	13,92	12,23	12,87	14,49	13,35	13,87	12,93	13,27	13,78	13,69	13,48 ± 0,75	
Fe2O3	2,08	1,60	2,01	2,37	1,18	0,99	3,38	1,37	2,11	2,18	1,87	2,57	1,08	1,72	2,41	1,92	1,93 ± 0,62	
MnO	0,04	0,02	0,04	0,06	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	t	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03 ± 0,01	
MgO	0,54	0,42	0,85	0,35	0,94	0,54	0,96	0,35	0,35	1,36	0,34	0,67	0,11	0,20	0,57	0,56	0,59 ± 0,32	
CaO	0,47	0,85	0,15	0,89	t	t	0,47	0,19	0,4	1,15	0,32	0,81	0,29	0,05	0,23	0,36	0,47 ± 0,33	
Na2O	3,07	5,32	4,21	2,51	3,89	4,88	2,72	2,00	2,62	3,06	3,01	3,02	3,08	3,12	2,94	2,61	3,25 ± 0,89	
K2O	4,10	2,08	3,29	5,08	2,62	1,70	5,23	4,77	5,33	2,9	4,48	4,29	4,29	4,24	4,80	4,96	4,04 ± 1,16	
TiO2	0,32	0,20	0,26	0,26	0,14	0,12	0,35	0,12	0,26	0,09	0,16	0,22	0,05	0,16	0,22	0,29	0,22 ± 0,08	
P2O5	1,53	0,60	1,03	1,26	1,56	1,12	1,12	0,42	0,08	0,09	0,04	0,06	0,01	0,16	0,34	1,18	0,11 ± 0,10	
P.F.	100,14	99,96	99,46	99,08	99,34	100,14	100,00	99,758	99,23	99,15	98,72	98,85	100,49	100,1	99,97	99,29	99,60 ± 0,53	
Total	230	212	218	205	260	269	194	266	205	234	219	205	230	238	212	215	226 ± 23	
Q	14	-101	-27	42	-31	-79	15	33	22	-32	29	11	34	27	40	49	3 ± 45	
A	56	71	89	20	93	89	58	67	41	79	60	51	45	75	67	63	64 ± 19	
B	47	35	53	45	42	29	71	27	46	68	36	55	17	30	50	45	43 ± 14	
Na+K	178	184	186	188	161	163	199	166	198	148	186	181	194	183	192	188	181 ± 14	
K/(Na+K)	0,57	0,28	0,44	0,67	0,40	0,26	0,56	0,61	0,57	0,49	0,60	0,59	0,61	0,58	0,62	0,66	0,53 ± 0,12	
Mg/(Mg+Fe)	0,34	0,34	0,46	0,23	0,61	0,52	0,36	0,34	0,38	0,55	0,26	0,34	0,17	0,19	0,32	0,37	0,36 ± 0,12	
Q%	41,40	38,20	39,30	36,90	46,90	48,50	34,90	47,90	36,90	42,20	39,50	37,00	41,40	42,90	38,20	38,6	40,7 ± 4,0	
B%	8,50	6,40	9,50	8,10	7,50	5,20	12,70	4,90	8,20	12,20	6,50	9,90	3,20	5,50	9,00	9,00	7,8 ± 2,6	
F%	50,10	55,40	51,20	55,00	45,60	46,30	52,40	47,20	54,90	45,60	54,00	53,10	55,40	51,60	52,80	53,2	51,5 ± 3,5	
Nomenclature	gr II	lc gd I	ad I	gr III	ad II	lc gd I	gr II	lc gr I	ad II	gr II	lc gr I	gr II	lc gr I	lc gr I	lc gr I	gr I	gr I	gr I
Ba	316	419	379	410	108	138			108	436	272	408	76	200	369	316	282 ± 144	
Be										2,54								
Co	46	54	26	99	103	79			103	3,84	72	47	52	79	77	57	64 ± 33	
Cr	18	21	<10	20	12	<10			12	23,8	10	11	<10	<10	<10	10	<15 ± 5	
Cu	<10	17	<10	<10	<10	<10			<10	3,09	<10	<10	<10	<10	10	10	<10 ± 5,6	
Nb										14,1								
Ni	<10	26	<10	20	10	10			10	8,92	<10	<10	10	<10	<10	10	<13 ± 5,6	
Rb										112	298	297	298	338	310	310	308 ± 82	
Sr	68	297	168	44	<10	10			<10	76,4	43	58	30	38	51	46	<77 ± 7,9	
V	59	67	52	<10	<10	<10			<10	23,4	14	26	<10	14	22	10	<32 ± 2,1	
Zn										22,1	30	71	26	41	39		52 ± 88	
Zr										284								

Echantillons analysés par spectrométrie de fluorescence (C.R.P.G., Nancy) à l'exception de KN217, KN237 et LO202 (fluorescence X; Geoscience Laboratory, Islamabad).
 Fe2O3t = fer total dosé sous forme ferrifère; P.F. = perte au feu. Les paramètres et la nomenclature font référence à la classification de Debon et Le Fort (1983, 1988; voir annexe 2).
 Abréviations : ad adamellite, gd granodiorite, gr granite, to tonalite, lc leucocrate. Eléments majeurs en % d'oxydes; éléments en traces en p.p.m. Les valeurs maximales et minimales sont indiquées en gras.

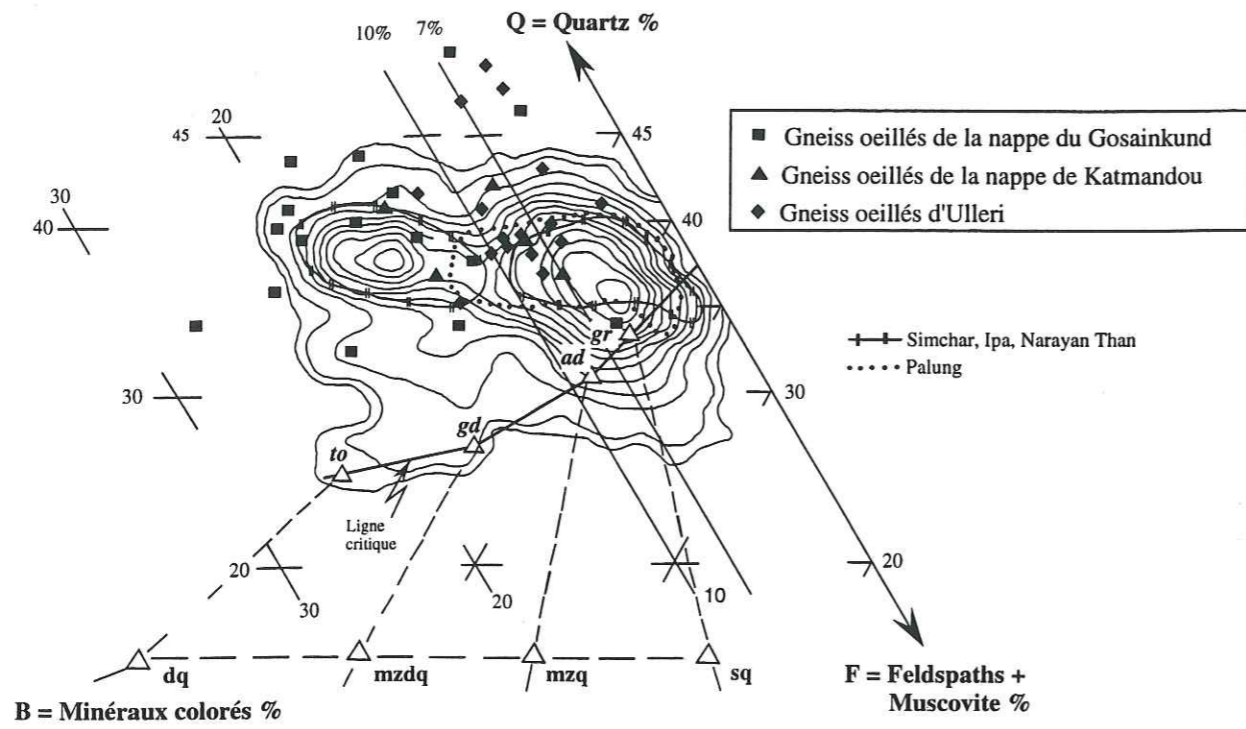


Fig. 5-5 Distribution des gneiss oillés du Népal central et des granites de la nappe de Katmandou (Simchar, Ipa, Narayan Than, Palung) dans le diagramme Q-B-F. Autres explications comme dans figure 5-3.

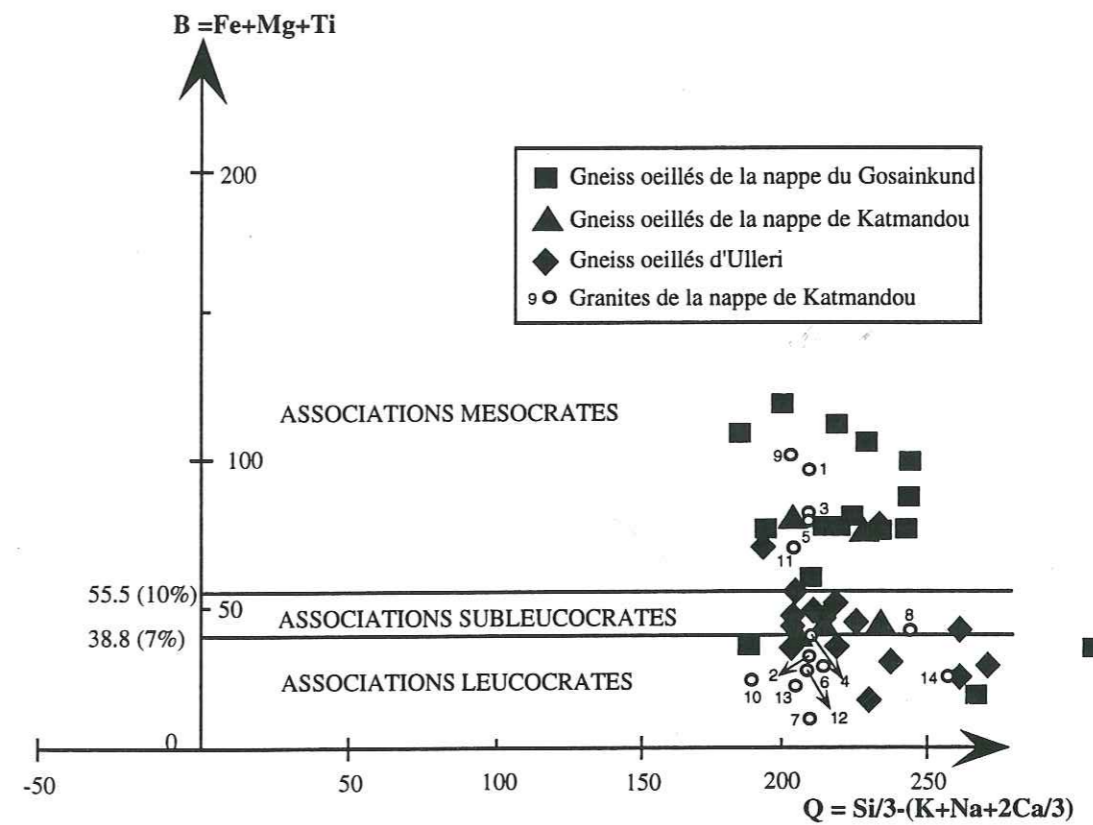


Fig. 5-7 Distribution des gneiss oillés du Népal central dans le diagramme B-Q. Autres explications comme dans les figures 5-3 et 5-6.

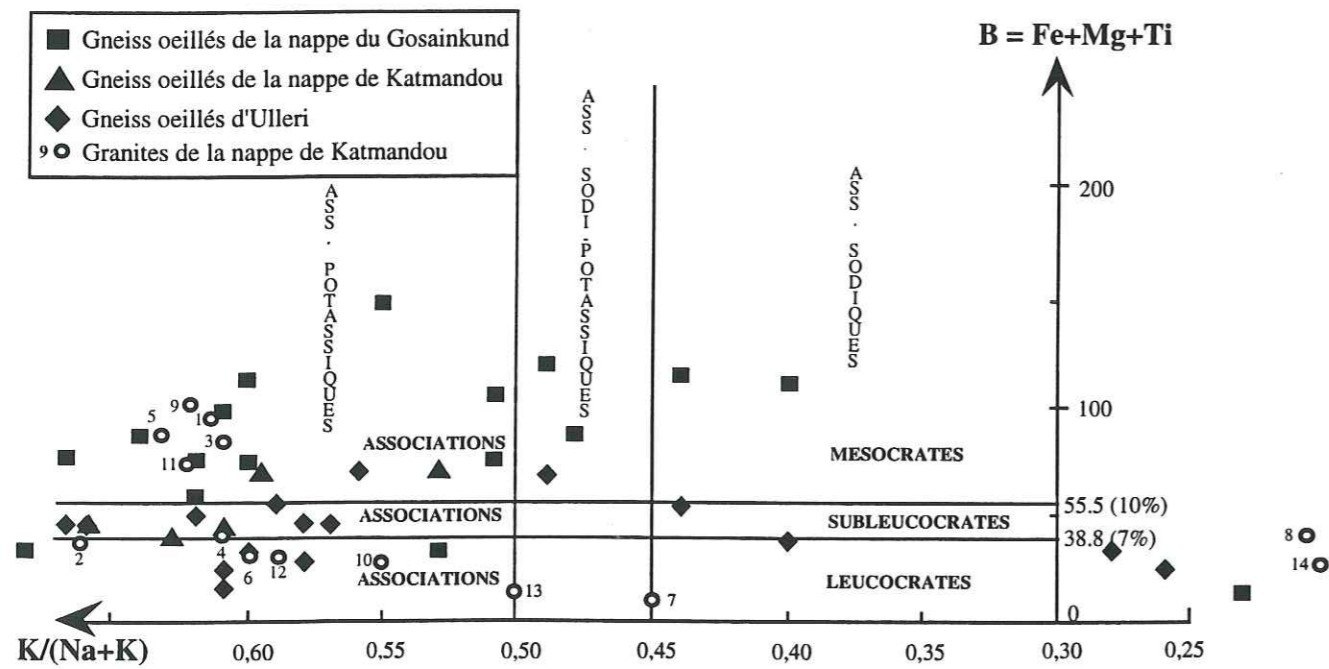


Fig. 5-6 Distribution des gneiss oillés du Népal central dans le diagramme B-K/(Na+K). Pour comparaison, les compositions moyennes des différents faciès reconnus dans les granites de la nappe de Katmandou ont également été reportées. Elles sont identifiées par un numéro faisant référence au tableau 5-5. Autres explications comme dans figure 5-5.

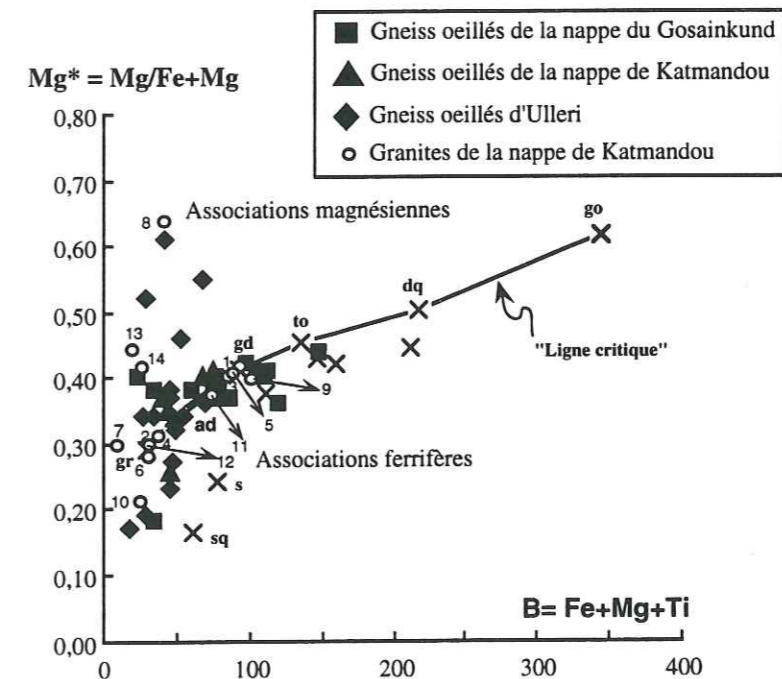


Fig. 5-8 Distribution des gneiss oillés du Népal central dans le diagramme Mg*-B. Autres explications comme dans les figures 5-3 et 5-6.

d'importantes variations des rapports K/(Na+K) (entre 0,14 et 0,76; Tabl. 5-2). Par ailleurs, deux échantillons (KN255, KN543) se localisent franchement dans le domaine des granitoides hyperquartzeux en raison de leur richesse en SiO₂ (77, 98 à 78,58%) et de leur pauvreté en K (KN255) ou en Ca et Na (KN543). Ce sont des roches hyperalumineuses (A compris entre 18 et 86 millications; Tabl. 5-2), localisées dans les secteurs II et accessoirement, I du diagramme AB (Fig. 5-4). Elles montrent d'importantes variations des charges en quartz (Q= 34 à 45%), minéraux colorés (B= 4 à 27%) et feldspaths+muscovite (F= 38 à 60%) (Tabl. 5-2).

Par rapport à la composition granitique prise comme référence par Debon et Le Fort (1983, 1988; voir annexe 2), ces gneiss oillés apparaissent, en moyenne, riches en Fe (3,76 contre 1,54%), Mg (1,22 contre 0,32%), Ca (1,45 contre 0,84%), Ti (0,53 contre 0,21%), quartz (40 contre 33,3%) et minéraux colorés (15 contre 5,4%) mais pauvres en Na (2,31 contre 3,27%), K (4,07 contre 5,13%), feldspaths+muscovite (45 contre 61,3%) (Tabl. 5-2).

Seulement quatre échantillons ont été analysés pour les éléments en traces (Tabl. 5-2). Comparativement, à la composition granitique de référence, ces gneiss oillés sont, en moyenne, riches en Rb (345±170 ppm) mais déprimés en Ba (284±108 ppm) et Sr (75±32 ppm). Cependant, les teneurs en ces éléments montrent une forte dispersion, d'un échantillon à l'autre. Les données disponibles suggèrent l'existence d'une relation négative entre K et Ba (Fig. 5-9) et positive entre K et Rb (Fig. 5-9) ainsi qu'entre Ca et Sr.

Les gneiss oillés de la nappe du Gosainkund forment une association fortement alumineuse (A=55 millications, en moyenne) (Fig. 5-4), riche en quartz (Fig. 5-5) et principalement mésocrate (Fig. 5-7). Cette association, à dominante potassique [K/(Na+K)=0,54, en moyenne] déborde sur les domaines sodi-potassique et sodique du diagramme B vs. K/(Na+K) (Fig. 5-6). Dans le diagramme Mg*-B (Fig. 5-8), les échantillons se localisent principalement à proximité de la "ligne critique". L'association ainsi définie apparaît bimodale avec, d'une part, une large dominante de termes relativement sombres ("mésocrates") et, d'autre part, trois échantillons leucocrates (KN47, KN255, KN543; Figs. 5-4, 5-5).

5.3.4 Gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund. Comparaison avec les gneiss oillés de cette nappe

Dix-neuf échantillons de gneiss granitiques, prélevés par nous-même, ont été analysés à Nancy et à Islamabad (Tabl. 5-3). Ils proviennent de différentes localités au sein de la nappe du Gosainkund (Fig. 5-2; Tabl. 5-3).

Dans le diagramme de nomenclature (Q-P; Fig. 5-10), ces échantillons montrent une forte dispersion. Ils se localisent principalement dans le domaine granitique et

Tableau 5-2 Composition chimique et minéralogique des gneiss oillés des nappes de Katmandou et du Gosainkund

N° échantillon	Nappe de Katmandou										Nappe du Gosainkund														
	Localisation	KN280	KN288	KN295	KN301	KN481	Moyenne ± 1 sigma	KN29	KN41	KN47	KN109	KN250	KN255	KN256	KN467	KN471	KN482	KN491	KN543	KN557	KN572	KN578	KN585	KN620	Moye- ± 1 sigma
SiO ₂	74,86	74,12	73,20	72,84	75,02	74,01 ± 0,97	71,64	70,67	73,81	68,21	73,39	78,58	70,91	73,43	71,30	73,54	72,78	73,19	77,98	73,19	70,36	67,46	72,83	64,55	72,04 ± 3,43
Al ₂ O ₃	12,87	13,49	13,07	13,29	13,28	13,20 ± 0,24	13,55	13,48	13,36	14,78	13,37	12,59	14,23	13,11	13,64	12,98	13,56	11,88	13,42	13,52	13,52	15,26	12,83	16,44	13,65 ± 1,06
Fe ₂ O _{3t}	2,40	1,86	3,30	3,09	2,11	2,55 ± 0,62	4,03	4,96	2,13	4,83	2,71	0,99	3,38	3,41	4,61	3,39	3,45	1,55	3,57	4,87	4,87	5,58	4,21	6,20	3,76 ± 1,39
MnO	0,02	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04 ± 0,02	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,02	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,03	0,04	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,05 ± 0,02
MgO	0,41	0,55	1,18	1,03	0,57	0,75 ± 0,34	1,20	1,75	0,23	1,66	0,84	0,34	1,08	1,02	1,02	1,14	1,01	0,47	1,12	1,67	1,91	1,61	1,53	2,44	1,22 ± 0,57
CaO	0,51	0,83	1,30	1,07	0,76	0,89 ± 0,3	1,41	1,18	0,99	1,85	0,92	1,53	1,43	1,05	1,33	1,20	1,34	1,14	1,48	1,48	1,80	2,32	1,32	2,75	1,45 ± 0,51
Na ₂ O	2,30	2,24	2,05	2,70	1,79	2,22 ± 0,34	2,60	2,78	3,03	3,17	2,18	4,29	2,36	1,90	2,31	1,51	2,61	1,14	1,60	1,80	4,12	3,40	4,08	3,61	2,31 ± 0,75
K ₂ O	5,57	5,74	4,56	4,58	5,34	5,16 ± 0,56	3,60	3,34	5,24	3,23	5,45	1,08	5,29	4,64	3,64	4,63	4,08	5,38	4,39	4,12	4,12	0,78	0,59	0,87	4,07 ± 1,07
TiO ₂	0,24	0,25	0,46	0,42	0,27	0,33 ± 0,1	0,55	0,62	0,21	0,67	0,41	0,14	0,49	0,53	0,65	0,49	0,51	0,22	0,50	0,75	0,16	0,30	0,19	0,13	0,13 ± 0,06
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,13	0,23	0,19	0,15 ± 0,05	1,07	0,90	0,75	1,15	0,61	0,41	0,65	0,71	0,71	0,93	0,51	0,55	0,60	0,77	0,77	0,89	0,64	1,00	0,76 ± 0,21
P. F.	0,73	0,75	0,71	0,71	0,64	0,71 ± 0,04	99,85	99,82	99,83	99,77	99,99	100,02	100,01	99,99	100,01	100,01	100,01	99,99	100,02	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,96 ± 0,08
Total	100,00	100,00	100,01	100,01	100,01	100,01	221	218	189	186	210	257	188	235	228	247	217	273	244	222	200	200	246	187	222 ± 27
Q	217	207	228	207	236	219,12 ± 12,78	-33	-40	-4	-67	29	-143	11	19	-21	28	-21	65	15	-5	-44	8	-35	187	-14 ± 47
A	35	35	8	-9	42	22,09 ± 21,81	55	62	18	53	43	31	40	60	68	65	47	57	66	52	70	70	63	86	55 ± 16
B	43	40	76	69	44	46,10 ± 9,62	87	113	35	110	60	60	75	75	106	77	75	34	79	112	120	142	149	149	84 ± 34
Na+K	192	194	163	184	171	181,00 ± 13,59	160	161	209	171	186	161	188	160	152	147	171	151	145	146	147	147	142	138	161 ± 19
K/(Na+K)	0,61	0,63	0,59	0,53	0,66	0,61 ± 0,05	0,48	0,44	0,53	0,40	0,62	0,14	0,60	0,62	0,51	0,67	0,51	0,76	0,64	0,60	0,49	0,61	0,55	0,55	0,54 ± 0,14
Mg/(Mg+Fe)	0,25	0,37	0,41	0,40	0,35	0,36 ± 0,06	0,37	0,41	0,18	0,40	0,38	0,40	0,39	0,37	0,41	0,40	0,37	0,38	0,38	0,40	0,40	0,36	0,42	0,44	0,38 ± 0,06
Q%	39,00	37,40	41,00	37,30	42,60	39,46 ± 2,31	39,70	39,20	34,00	33,50	37,90	46,00	33,90	42,40	41,10	44,50	39,10	49,30	43,90	40,00	20,20	21,50	17,70	26,80	40,00 ± 4,77
B%	7,80	7,20	13,80	12,50	7,90	9,84 ± 0,07	15,70	20,40	6,30	19,80	10,80	4,00	13,60	13,50	19,10	13,80	13,50	6,10	14,20	20,20	42,50	37,90	39,50	39,50	15,00 ± 6,06
F%	53,20	55,40	45,20	50,20	49,50	50,70 ± 3,88	44,60	40,40	59,70	46,70	51,30	50,00	52,50	44,10	39,80	41,70	47,40	44,60	41,90	39,80	39,80	42,50	37,90	39,50	45,00 ± 5,74
Nomenclature	gr II	gr II	gr II	gr II	gr II	gr II	ad III	ad II	lc gr II	ad II	gr II	lc I	gr II	gr II	ad II	gr II	gr II	lc gr I	gr I	gr I	ad I	gr II	ad II	gr II	gr II
Ba	327	313	126	369	327	284 ± 108	327	313	126	369	327	313	126	369	327	313	126	369	327	313	126	369	327	313	284 ± 108
Be	6,96	14,4	9,2	6,73	6,96	9 ± 4	6,96	14,4	9,2	6,73	6,96	14,4	9,2	6,73	6,96	14,4	9,2	6,73	6,96	14,4	9,2	6,73	6,96	9 ± 4	
Co	7,82	10	1,84	10,8	7,82	8 ± 4	7,82	10	1,84	10,8	7,82	10	1,84	10,8	7,82	10	1,84	10,8	7,82	10	1,84	10,8	7,82	10	8 ± 4
Cr	3,39	5,24	3,62	5,54	3,39	9 ± 7	3,39	5,24	3,62	5,54	3,39	5,24	3,62	5,54	3,39	5,24	3,62	5,54	3,39	5,24	3,62	5,54	3,39	9 ± 7	
Cu	18,2	15,1	20,3	17	18,2	18 ± 2	18,2	15,1	20,3	17	18,2	15,1	20,3	17	18,2	15,1	20,3	17	18,2	15,1	20,3	17	18,2	15,1	18 ± 2
Nb	15,9	42,8	2,34	24	15,9	21 ± 17	15,9	42,8	2,34	24	15,9	42,8	2,34	24	15,9	42,8	2,34	24	15,9	42,8	2,34	24	15,9	42,8	21 ± 17
Ni	313	239	595	234	313	345 ± 170	313	239	595	234	313	239	595	234	313	239	595	234	313	239	595	234	313	239	345 ± 170
Rb	71,6	60,4	46,1	120	71,6	75 ± 32	71,6	60,4	46,1	120	71,6	60,4	46,1	120	71,6	60,4	46,1	120	71,6	60,4	46,1	120	71,6	60,4	75 ± 32
Sr	47,6	70,5	10,7	66,9	47,6	49 ± 27	47,6	70,5	10,7	66,9	47,6	70,5	10,7	66,9	47,6	70,5	10,7	66,9	47,6	70,5	10,7	66,9	47,6	70,5	49 ± 27
V	55,4	35,7	21,1	60,7	55,4	43 ± 18	55,4	35,7	21,1	60,7	55,4	35,7	21,1	60,7	55,4	35,7	21,1	60,7	55,4	35,7	21,1	60,7	55,4	35,7	43 ± 18
Zn	210	247	187	227	210	218 ± 25	210	247	187	227	210	247	187	227	210	247	187	227	210	247	187	227	210	247	218 ± 25

Echantillons analysés par fluorescence X (Geoscience Laboratory, Islamabad) à l'exception de KN29, KN41, KN47 et KN109 (spectrométrie d'émission; C.R.P.G., Nancy). Autre explications comme dans tableau 5-1.

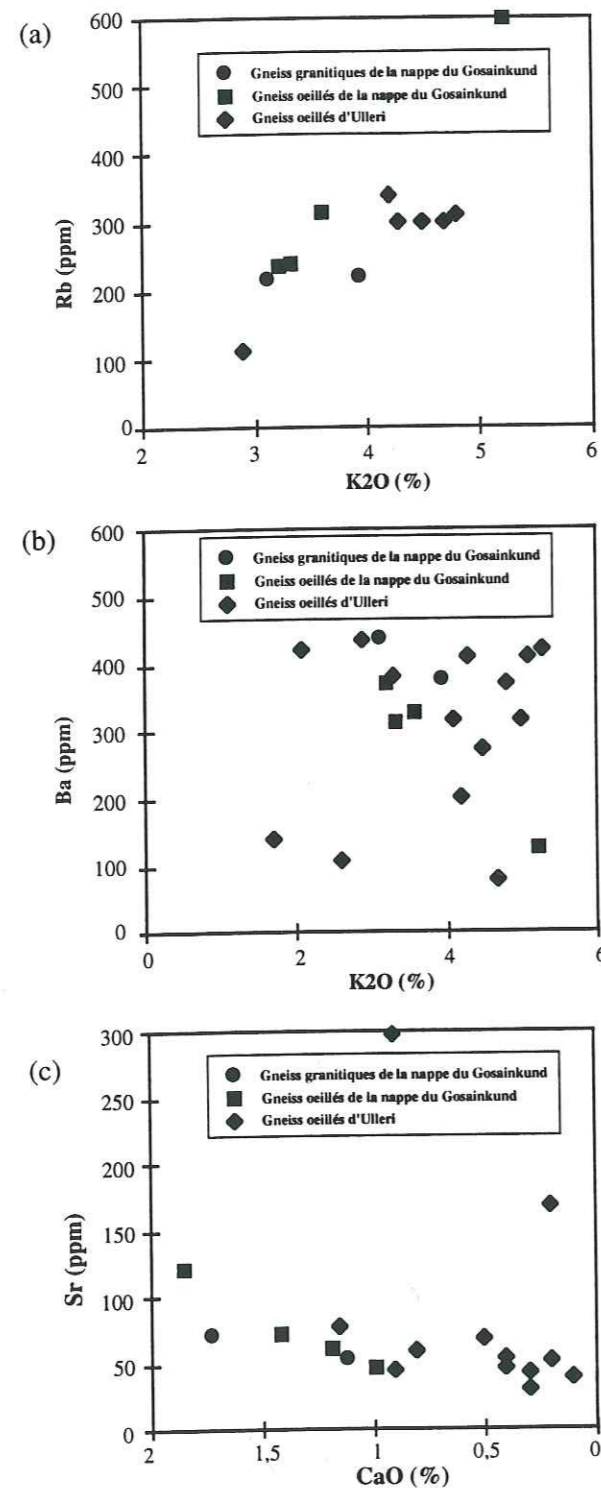


Fig. 5-9 Distribution de gneiss du Népal central dans les diagrammes Rb vs. K2O (a), Ba vs. K2O (b) et Sr vs. CaO (c).

débordent sur celui des adamellites. Six d'entre eux se situent dans le champ des granitoïdes hyperquartzeux. Une forte dispersion s'observe aussi dans le diagramme A-B (Fig. 5-11). Les gneiss s'y localisent dans le domaine des roches alumineuses, dans ses secteurs I et II avec, pour huit échantillons, des valeurs de A voisines de, ou très supérieures à, 100 millications. Cette forte dispersion apparaît à nouveau dans le diagramme Q-B-F (Fig. 5-12), avec des charges en quartz, minéraux colorés et feldspaths + muscovite oscillant respectivement entre 24 et 56%, 2 et 29%, 27 et 60% (Tabl. 5-3). Cinq échantillons sont leucocrates tandis que la charge en minéraux colorés de tous les autres se situe aux environs de 20%. La plupart de ces roches sont pauvres en Na2O (environ 2% en moyenne).

Cette forte dispersion des gneiss granitiques ne permet pas de calculer une composition moyenne significative.

Les gneiss granitiques constituent un ensemble hétérogène, très fortement alumineux (Fig. 5-11), riche en quartz (Fig. 5-12), mésocrate et, accessoirement, leucocrate (caractère bimodal) (Figs. 5-11, 5-12, 5-14), à dominante potassique (Fig. 5-13), ferrifère (Fig. 5-15). Ces différents caractères rappellent, globalement, ceux définis à propos des gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund, avec cependant, des variations de composition beaucoup plus importantes dans le cas des gneiss granitiques. Parmi ces gneiss granitiques, quatre échantillons (KN108, KN112, KN517, KN556) provenant de différentes régions (Fig. 5-2; Tabl. 5-3) demeurent, malgré tout, toujours localisés dans le champ des gneiss ocellés quel que soit le diagramme utilisé (Figs. 5-10 à 5-12). La comparaison de ces quatre échantillons et des gneiss ocellés est résumée dans le tableau 4. Elle fait apparaître de nombreuses et fortes similitudes entre les deux formations avec, cependant, quelques différences : teneurs plus élevées en Fe, Mg, Ti (donc en minéraux colorés) et Ba mais plus faibles en K et Rb dans les gneiss granitiques que dans les gneiss ocellés.

5.3.5 Paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund

Treize échantillons de paragneiss et de gneiss en plaquettes, prélevés par nos soins, ont été analysés à Nancy (KN100) et Islamabad (tous les autres) (Tabl. 5-5). Ces échantillons proviennent de différentes localités (Fig. 5-2).

Dans le diagramme Q-P (Fig. 5-16), tous ces gneiss se localisent principalement dans le domaine des granites et, accessoirement, dans celui des adamellites, et débordent sur le champ des roches hyperquartzeuses. Dans le diagramme A-B (Fig. 5-17), ils sont situés, à l'exception d'un échantillon de gneiss en plaquettes (KN268), dans le domaine des roches hyperalumineuses (secteurs II et III, principalement) et montrent une forte dispersion verticale (A compris entre -2 et 155 millications), les termes les plus

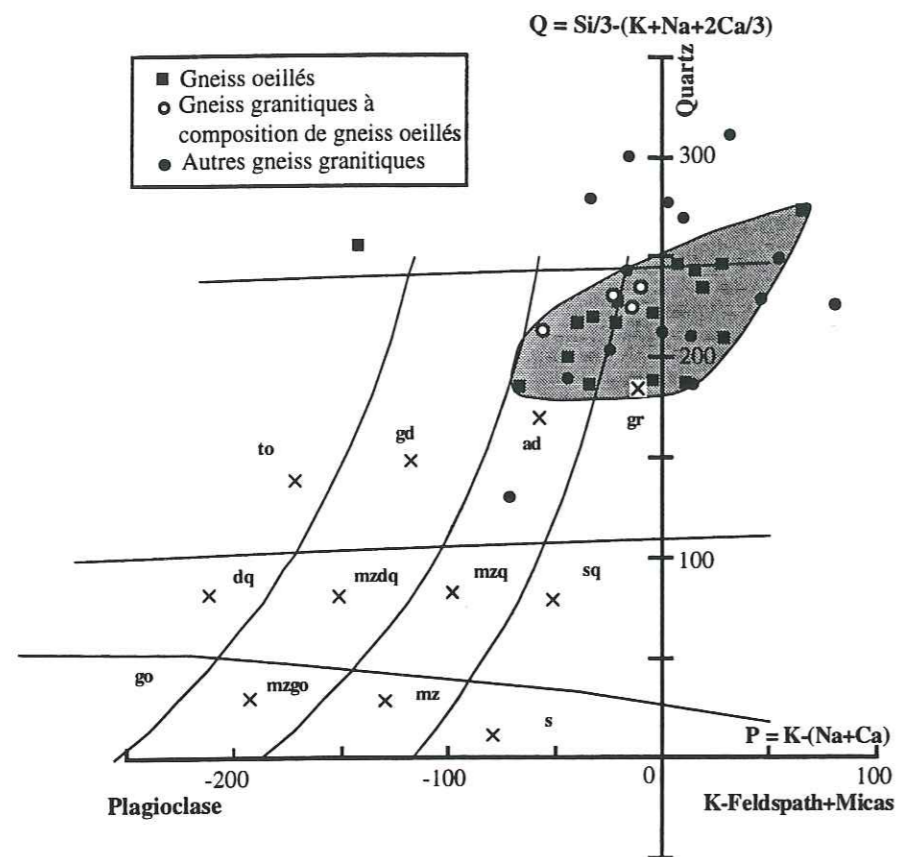


Fig. 5-10 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-P. Le champ occupé par la quasi-totalité des gneiss ocellés est figuré en grisé. Autres explications comme dans figure 5-3.

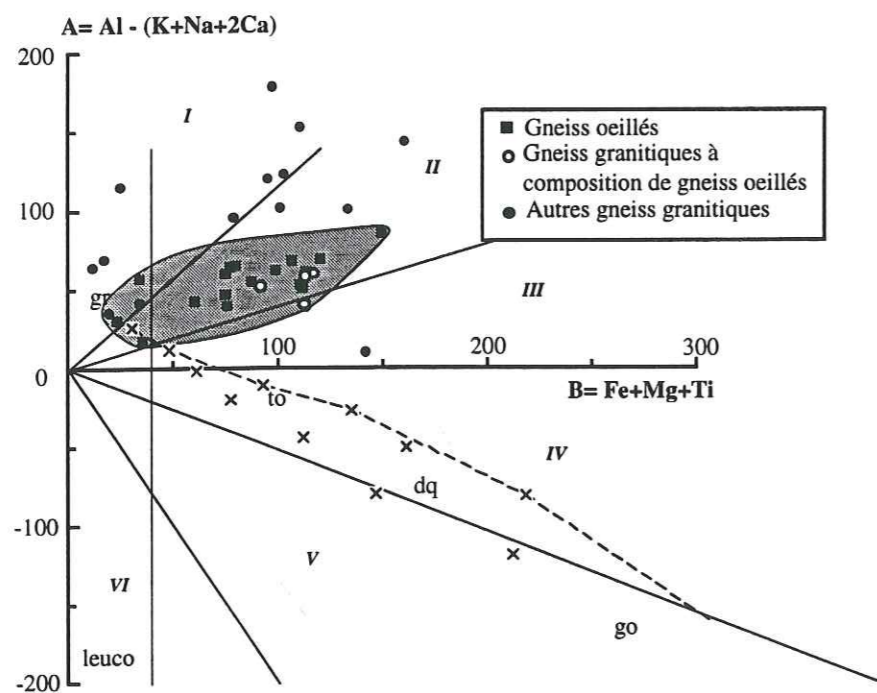


Fig. 5-11 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme A-B. Autres explications comme dans figures 5-4 et 5-10.

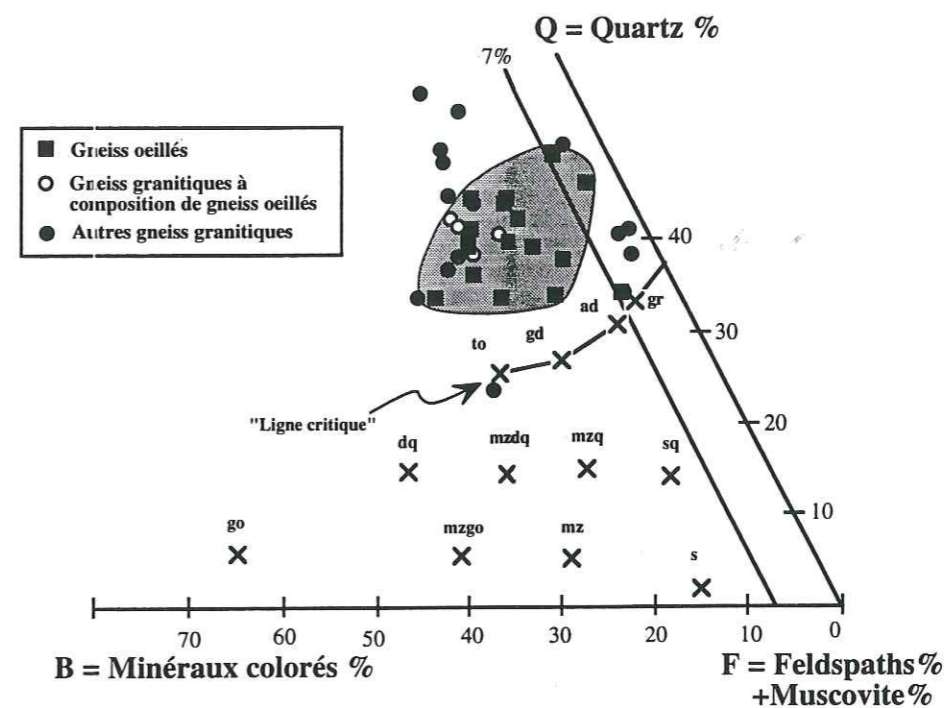


Fig. 5-12 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-B-F. Autres explications comme dans figures 5-5 et 5-10.

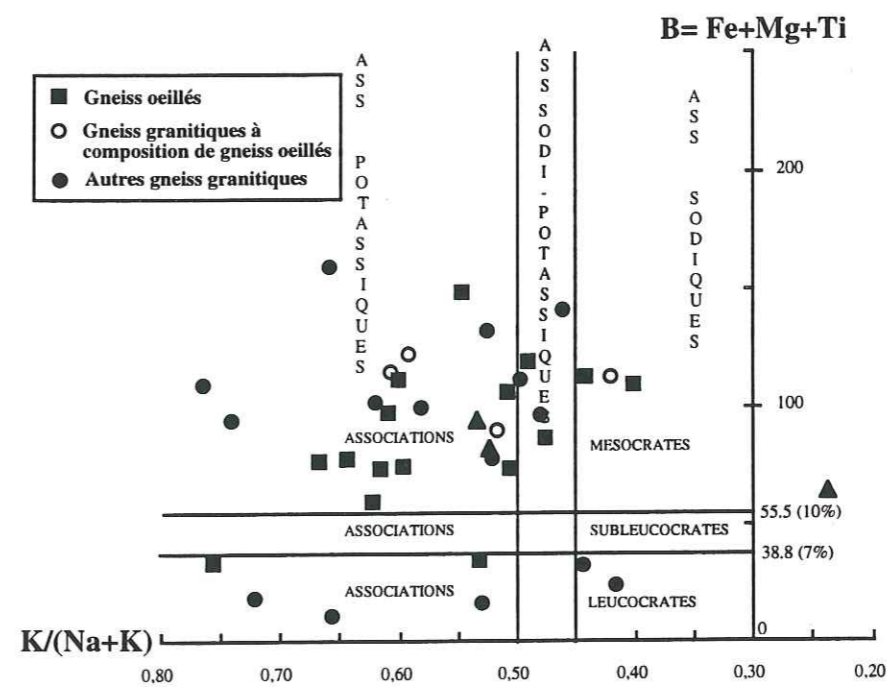


Fig. 5-13 Distribution des gneiss ocellés et des gneiss granitiques de la nappe du Gosainkund dans le diagramme B-K/(Na+K). Autres explications comme dans figure 5-6.

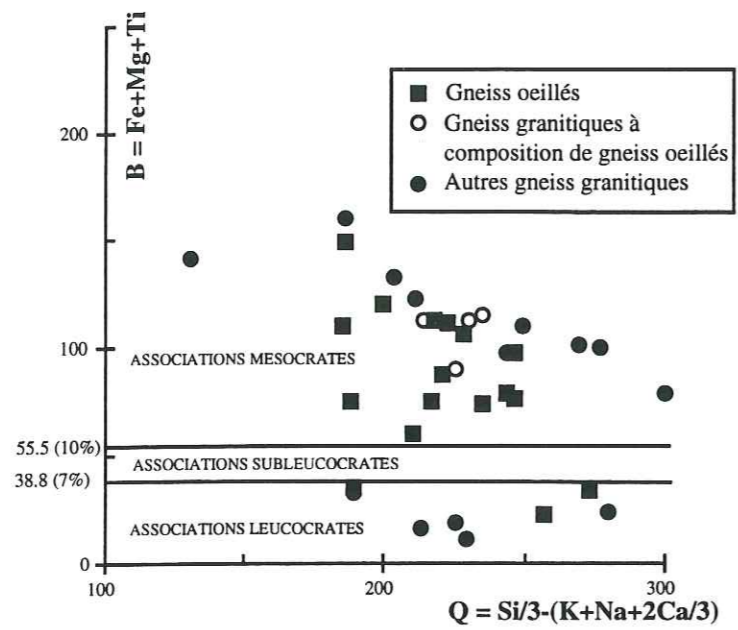


Fig. 5-14 Distribution des gneiss ocellés et gneiss de la nappe du Gosainkund dans le diagramme B-Q. Autres explications comme dans figure 5-7.

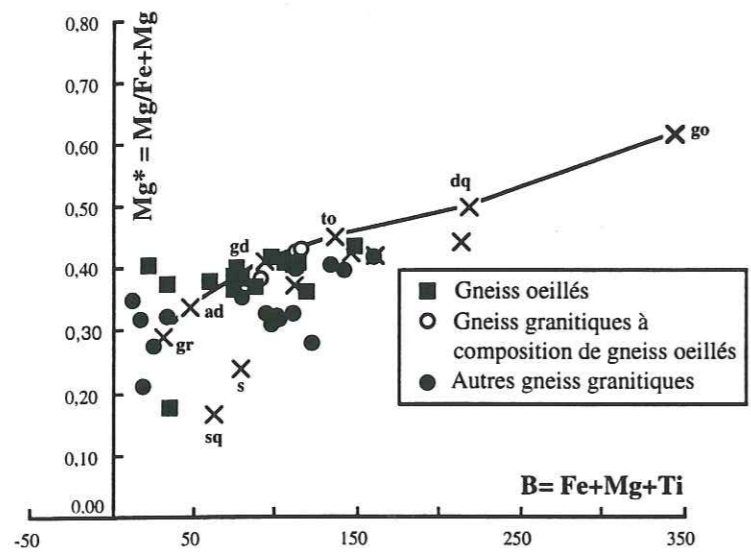


Fig. 5-15 Distribution des gneiss ocellés et gneiss de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Mg*-B. Autres explications comme dans figure 5-8.

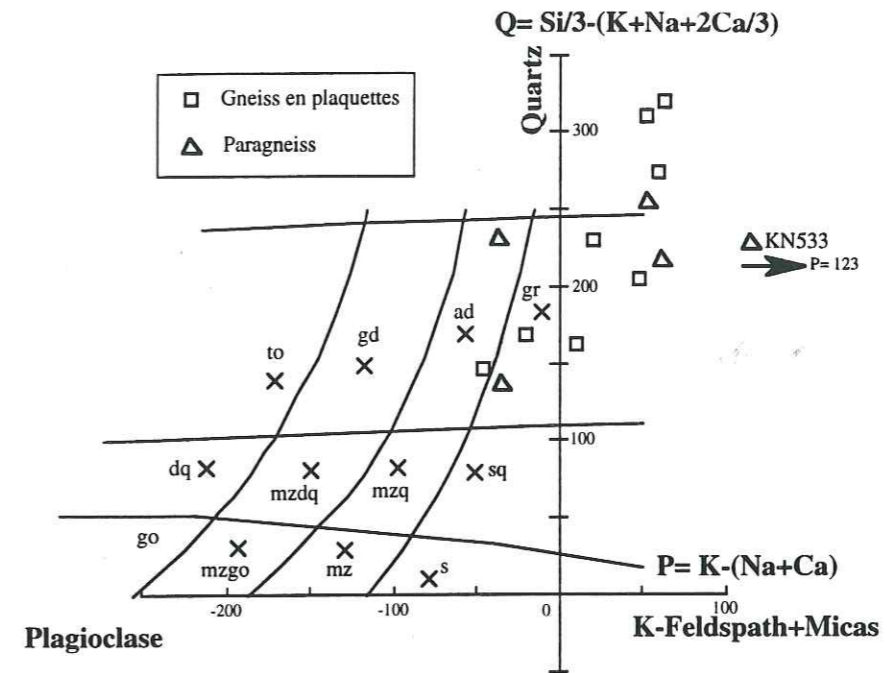


Fig. 5-16 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-P. Autres explications comme dans figure 5-3.

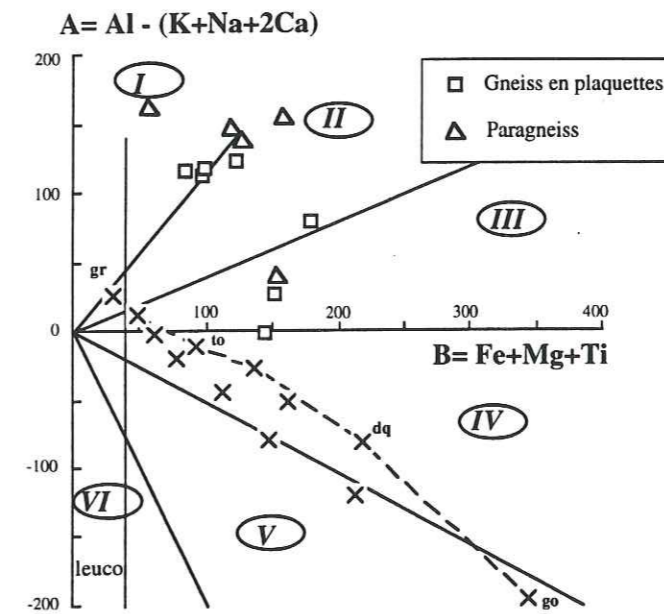


Fig. 5-17 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme A-B. Autres explications comme dans figure 5-4.

alumineux correspondant à des paragneiss (Tabl. 5-5). Leur charge en minéraux colorés est élevée, comparable à celle des roches tonalitiques, et oscille autour de 25%, aussi bien pour les paragneiss que pour les gneiss en plaquettes (Fig. 5-18, Tabl. 5-5). Presque tous ces gneiss sont fortement déprimés en alcalins (Na) et présentent un caractère nettement potassique (Fig. 5-19) et ferrifère (Fig. 5-20). Au total, paragneiss et gneiss en plaquettes présentent des compositions similaires avec cependant, pour les gneiss en plaquettes, une charge un peu moins faible en Na et Ca et un caractère globalement moins alumineux (Tabl. 5-5; Fig. 5-17).

La question de l'origine des roches métamorphiques peut être abordée au travers du diagramme Al/3-K fonction de Al/3-Na (Fig. 5-21; La Roche, 1968). Dans ce diagramme, paragneiss et gneiss en plaquettes se localisent dans le secteur des roches sédimentaires de type shales et s'étendent vers le domaine arkosique. Cette tendance arkosique est globalement plus accentuée pour les gneiss en plaquettes que pour les paragneiss. Seul un échantillon de ces gneiss en plaquettes présente des affinités grauwaqueuses.

Une version légèrement modifiée de ce diagramme a souvent été utilisée au Népal (Pêcher, 1978; France-Lanord, 1987; Brouand, 1989; Guillot, 1993). Elle se distingue de la précédente par l'adjonction de Fe et Ti à Al et s'adresse, en principe, plus spécialement aux roches basiques telles que les amphibolites (Moine et La Roche, 1968; La Roche, 1972). Dans ce nouveau diagramme (Fig. 5-22), les paragneiss et les gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund présentent une disposition similaire à celle observée dans la figure précédente (Fig. 5-21). Comparativement aux roches de la Formation I de la Dalle du Tibet situées à l'Ouest du secteur étudié, celles de la nappe du Gosainkund se distinguent par l'absence de termes franchement grauwaqueux et un décalage globalement plus marqué en direction des roches phylliteuses.

Le diagramme A-B (Fig. 5-17) confirme l'origine essentiellement pélitique des paragneiss mais fait apparaître une affinité grauwaqueuse dans les gneiss en plaquettes (voir Fig. 4 in Debon et Le Fort, 1983). Ceci rejoint la double origine, pélitique et grauwaqueuse, attribuée aux roches de la Formation I à l'Ouest du secteur étudié (Le Fort, 1975a; Pêcher, 1978; Arita *et al.*, 1982; Arita, 1983; Colchen *et al.*, 1986). Toutefois, le petit nombre d'échantillons dont nous disposons demande que cette comparaison soit considérée avec prudence.

Comparativement aux gneiss oeillés de la nappe du Gosainkund, les paragneiss et gneiss en plaquettes présentent des points communs (exemple, localisation similaire dans le diagramme Q-P; Figs. 5-3, 5-16) mais aussi des différences significatives liées à leur caractère globalement plus alumineux (Figs. 5-4, 5-17), à leur charge moyenne plus élevée en minéraux colorés mais plus faible en alcalins (Figs. 5-5, 5-18; Tabl. 5-2, 5-5), à leur rapport K/(Na+K) souvent plus important (Fig. 5-6, 5-19) et à leur caractère plus ferrifère (Figs. 5-8, 5-20). Par rapport aux gneiss granitiques de la nappe de

Tableau 5-5 Composition chimique et minéralogique des paragneiss et des gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund

N° échantillon	Paragneiss										Gneiss en plaquettes									
	Localisation	Phalangu khola	Melanchhi khola	Kalphu khola	Panck hari khola	Pok- hari khola	Yangri Danda	Moyenne ± 1 sigma	Tadi khola	Melanchhi khola	Bhotung	Bholang	Panck hari khola	Panck hari khola	Yangri Danda	Tarky- ghyang	Moyenne ± 1 sigma			
SiO ₂	67,33	61,23	69,84	66,93	69,49	69,49	66,96 ±3,45	65,38	66,31	76,44	71,86	70,45	75,44	62,07	66,99	69,37 ±5,0				
Al ₂ O ₃	16,42	18,16	13,48	15,90	15,29	15,29	15,85 ±1,70	15,17	14,88	12,24	13,77	15,40	12,41	17,31	14,34	14,44 ±1,66				
Fe ₂ O ₃	5,50	6,67	5,47	6,12	6,00	6,00	5,95 ±0,50	5,87	6,21	3,81	5,28	4,39	4,69	7,35	7,59	5,65 ±1,37				
MnO	0,07	0,05	0,07	0,03	0,10	0,10	0,06 ±0,03	0,06	0,07	0,08	0,07	0,06	0,07	0,10	0,02	0,07 ±0,02				
MgO	1,40	2,36	2,79	2,27	1,38	1,38	2,04 ±0,63	2,26	1,86	1,02	1,43	1,19	1,06	2,60	2,39	1,73 ±0,63				
CaO	0,47	2,72	2,02	0,28	0,82	0,82	1,26 ±1,06	2,32	2,63	0,67	0,65	0,87	0,54	1,90	1,06	1,33 ±0,83				
Na ₂ O	1,44	2,59	2,13	0,06	0,89	0,89	1,42 ±1,00	2,41	1,75	0,23	0,78	2,12	0,67	3,33	1,52	1,60 ±1,0				
K ₂ O	4,53	4,01	2,79	5,69	3,85	3,85	4,17 ±1,06	3,91	4,83	3,44	3,83	3,80	3,33	3,37	4,52	3,88 ±0,54				
TiO ₂	0,72	0,92	0,64	0,82	0,70	0,70	0,76 ±0,11	0,86	0,83	0,60	0,80	0,47	0,55	0,90	0,95	0,75 ±0,18				
P ₂ O ₅	0,80	0,16	0,13	0,13	0,04	0,04	0,25 ±0,31	0,17	0,17	0,34	0,06	0,03	0,05	0,12	0,15	0,14 ±0,1				
P.F.	2,04	1,14	0,64	1,78	1,45	1,45	1,41 ±0,55	1,25	0,92	1,44	1,48	1,22	1,19	0,94	0,50	1,12 ±0,32				
Total	100,72	100,01	100,00	100,01	100,01	100,01	100,15 ±0,32	99,66	100,46	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,03	100,02 ±0,22				
Q	218	131	232	224	255	255	212 ±47	168	161	322	274	230	311	147	204	227 ±69				
P	65	-32	-34	133	53	53	37 ±71	-20	11	63	60	20	53	-46	48	24 ±40				
A	151	58	42	155	142	142	110 ±55	26	-2	115	124	112	117	79	79	81 ±46				
B	121	165	154	143	127	127	144 ±19	151	144	88	121	96	99	179	178	132 ±36				
Na+K	148	164	122	153	118	118	139 ±19	157	163	91	114	147	99	166	150	136 ±30				
K/(Na+K)	0,76	0,61	0,57	0,99	0,81	0,81	1,00 ±0,17	0,62	0,73	0,94	0,83	0,64	0,83	0,50	0,75	0,73 ±0,14				
Mg/(Mg+Fe)	0,34	0,41	0,50	0,42	0,31	0,31	0,00 ±0,08	0,43	0,37	0,35	0,35	0,35	0,31	0,41	0,38	0,37 ±0,03				
Q%	39,2	50,4	41,8	40,4	45,9	45,9	44,0 ±4,6	30,2	29,1	58,0	49,3	41,4	56,0	26,5	36,8	40,9 ±12,0				
B%	21,9	23,6	27,7	27,6	22,8	22,8	25,0 ±2,73	27,2	26,0	16,0	21,9	17,3	17,8	32,2	32,1	23,8 ±6,53				
F%	38,9	46,7	30,5	32,0	31,3	31,3	36,0 ±6,9	42,6	44,9	26,0	28,8	41,3	26,2	41,3	31,1	35,3 ±7,98				
Ba																				
Be																				
Co																				
Cr																				
Cu																				
Nb																				
Ni																				
Rb																				
Sr																				
V																				
Zn																				
Zr																				

Echantillons analysés par fluorescence X (Geoscience Laboratory, Islamabad) à l'exception de KN100 (spectrométrie d'émission; C.R.P.G., Nancy). Autres explications comme dans le tableau 5-1.

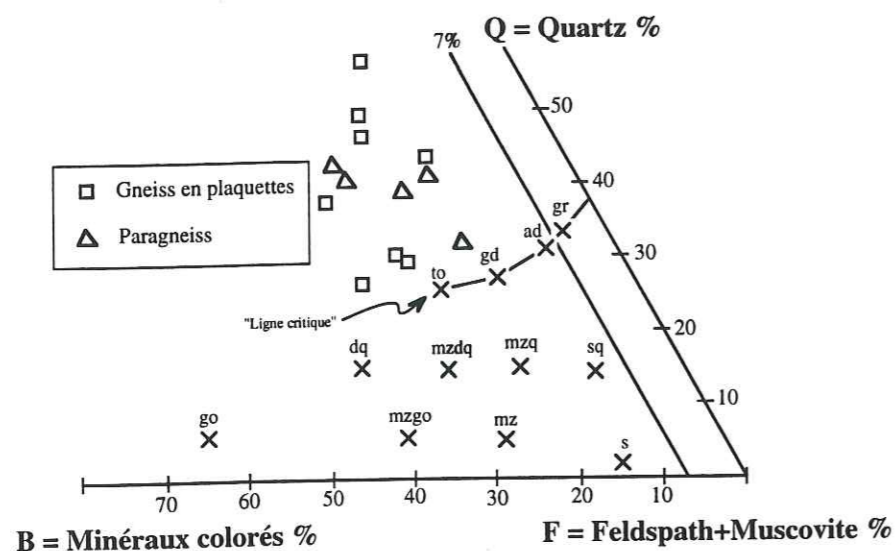


Fig. 5-18 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Q-B-F. Autres explications comme dans figure 5-5.

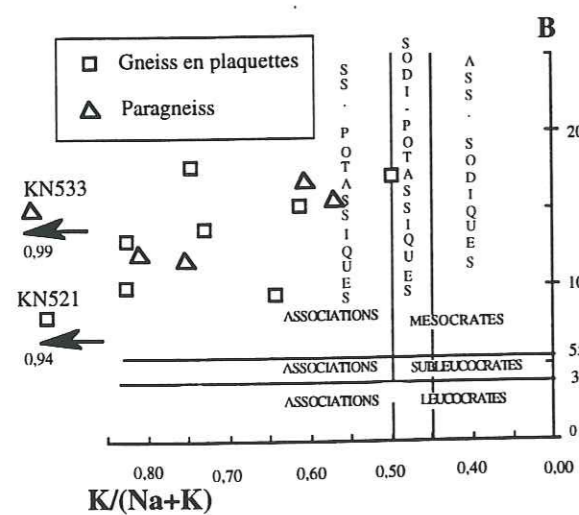


Fig. 5-19 Distribution des paragneiss/gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme B-K/(Na+K). Autres explications comme dans figure 5-3.

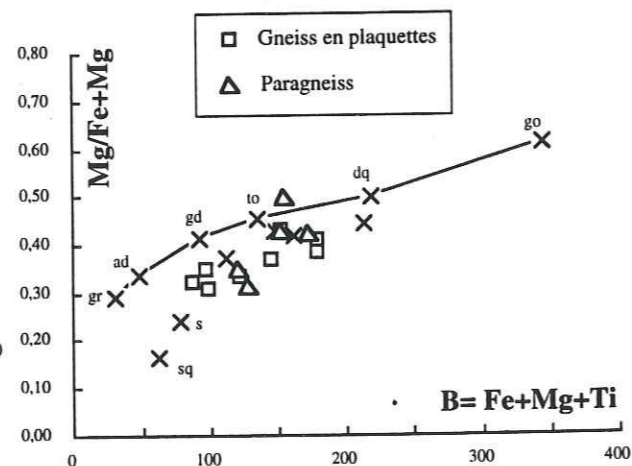


Fig. 5-20 Distribution des paragneiss et gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Mg*-B. Autres explications comme dans figure 5-8.

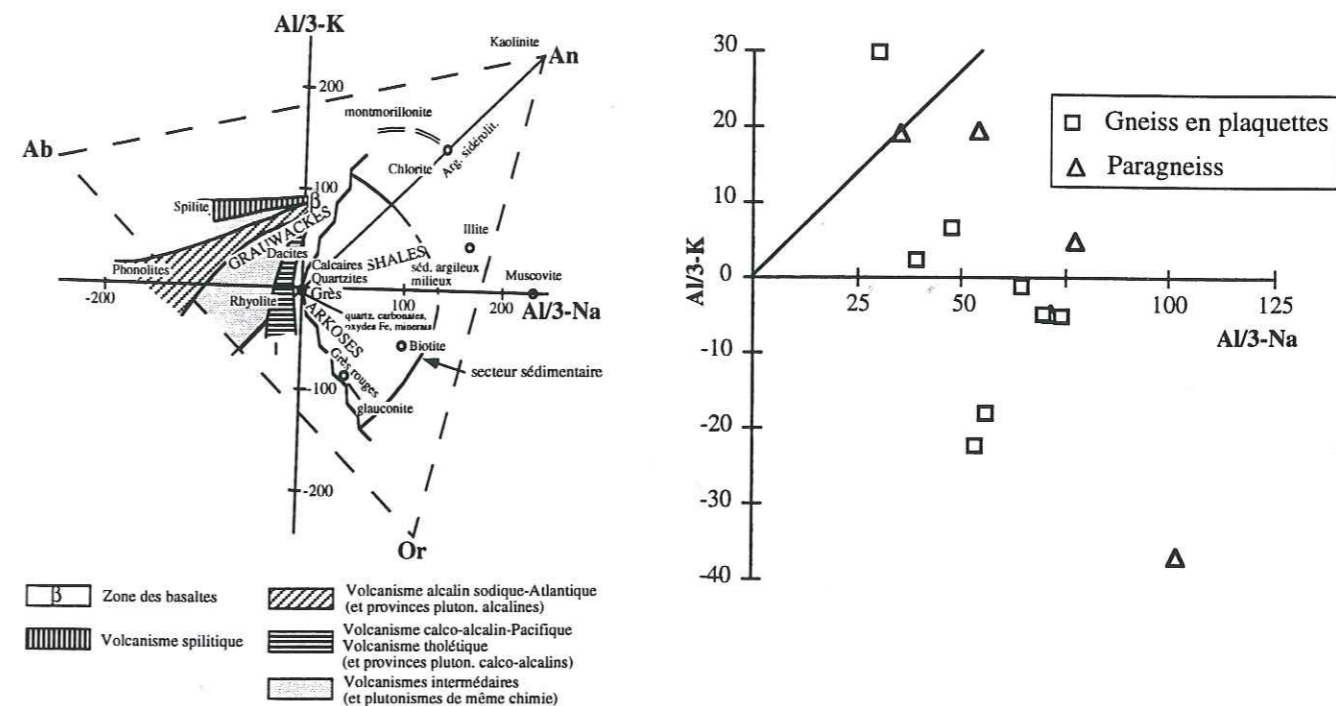


Fig. 5-21 Distribution des paragneiss et des gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme Al³-Na - Al³-K (La Roche, 1968). Paramètres calculés en millications dans 100 g de roche ou de minéral. Ce diagramme permet une bonne discrimination entre roches ignées et roches (méta) sédimentaires (voir encart).

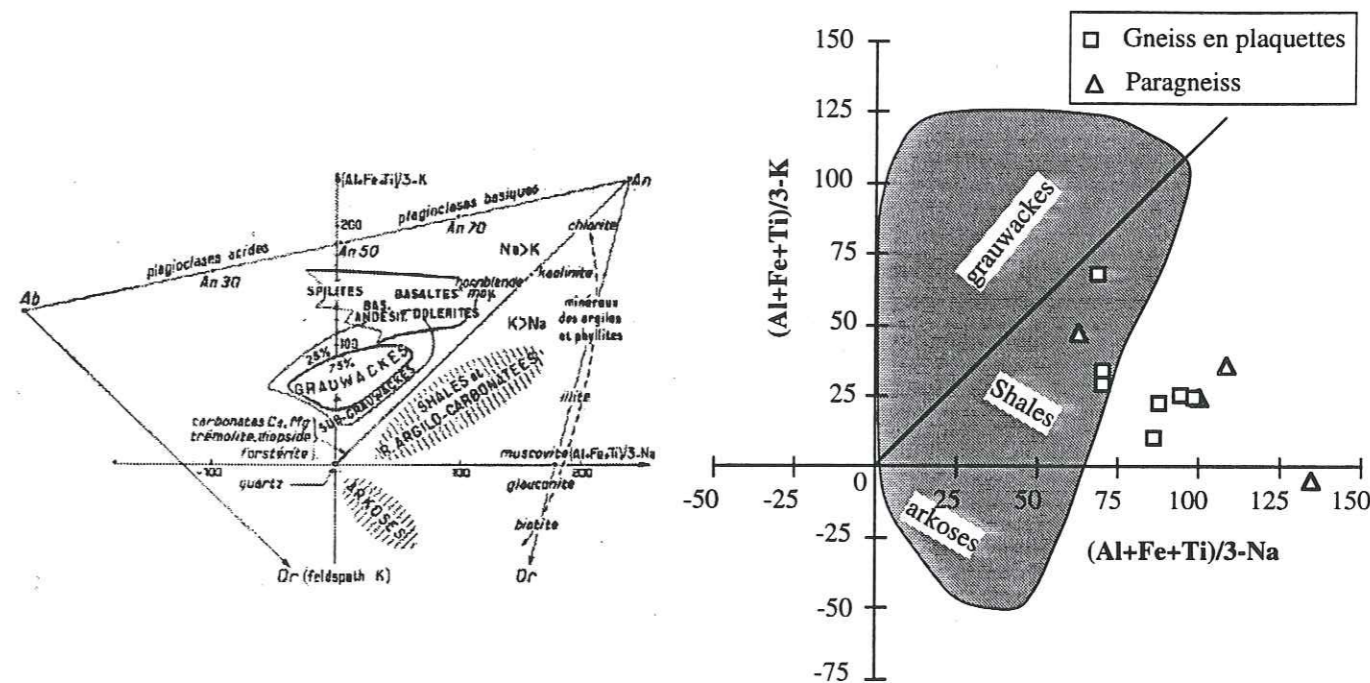


Fig. 5-22 Distribution des paragneiss et des gneiss en plaquettes de la nappe du Gosainkund dans le diagramme (Al+Fe+Ti)/3-Na - (Al+Fe+Ti)/3-K (Moine et La Roche, 1968). Pour comparaison, le domaine occupé par une centaine d'échantillons représentatifs de la Formation I à l'Ouest du secteur étudié a été représenté en grisé à partir des données de la figure 9 in France-Lanord (1987).

Gosainkund, ils se distinguent principalement par leur richesse en Fe, Mg, Ti (et donc en minéraux colorés) et leur rapport K/(Na+K) élevé (Tabl. 5-3, 5-5; Figs. 5-12, 5-13, 5-18, 5-19).

5.4 Pétrographie et géochimie des granites du "Bas-Himalaya"

5.4.1 Pétrographie

Dans la région étudiée, les granites dits du "Bas-Himalaya" (voir chapitre 1) sont situés au Sud de Katmandou, dans la partie frontale de la nappe de Katmandou, géographiquement dans le "Bas-Himalaya", et souvent à proximité du MBT (Fig. 2-8). Ils ont une forme lenticulaire et sont généralement parallèles à la chaîne himalayenne (Hashimoto *et al.*, 1973; Stöcklin, 1980). Ils sont intrusifs dans les métasédiments de la nappe de Katmandou et ont été charriés avec leurs roches encaissantes pendant l'orogénèse alpine (Oligocène-Miocène) (Le Fort *et al.*, 1980, 1983, 1986b; Debon *et al.*, 1986; Le Fort, 1988). Les bordures des plutons sont orthogneissifiées par le métamorphisme mésozonal (deux micas + grenat) (Le Fort *et al.*, 1983). Ces granites sont au nombre de six au Népal central (Talalov, 1972; Hashimoto *et al.*, 1973; Joshi, 1973; Stöcklin et Bhattarai, 1977; Stöcklin, 1980; Le Fort *et al.*, 1983; Arita et Sharma, 1992) : Palung, Simchar, Ipa, Narayan Than, Timaldanda, et Sindhuli Garhi. Des âges très variables leur avaient été attribués : tertiaire (Khan et Tater, 1970; Krummenacher, 1971; Joshi, 1973; Andrieux *et al.*, 1977; Stöcklin, 1980), permien à tertiaire (Talalov, 1972), précambrien (Bordet, 1961). Plus récemment, différents travaux ont montré qu'il s'agit, en fait, de granites cambro-ordoviciens (Le Fort *et al.*, 1981, 1983; Beckinsale in Mitchell, 1981; Schärer et Allègre, 1983).

Le Fort *et al.* (1983) ont mené un travail détaillé sur la déformation, la pétrographie, la chimie et la géochronologie de ces granites. Le granite de Simchar montre une foliation et une structure fluidale acquise avant la fin de la cristallisation du magma. Dans certaines zones (vallée de la Malekhu khola et rive gauche de la Dumling khola), particulièrement au contact du granite, on observe soit S2 seule, soit plutôt deux clivages S2, S3 qui se superposent à la foliation S1. Le clivage horizontal ou légèrement penté vers le Sud est accompagné par une linéation d'étirement et une linéation minérale, de direction SSW. Les plis en chevron (E-W), centimétriques à décimétriques, apparaissent mieux à proximité des filons pegmatitiques recoupant la masse du granite. Cette déformation est syn-métamorphique et provoque la recristallisation des muscovites et des biotites. Plis en chevron et clivages affectent la masse du granite rubané et folié (D1). La surface (D1) est probablement contemporaine de la mise en place du granite. Il existe sans doute la même déformation pour les autres plutons (Palung, Ipa, Narayan Than, Sindhuligari).

Deux types de granite, l'un porphyroïde et l'autre leucocrate, ont été reconnus (Le Fort *et al.*, 1983). Ils correspondent respectivement aux granites à biotite et aux granites à tourmaline de Stöcklin et Bhattarai (1977). Les granites porphyroïdes sont constitués de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite, tourmaline, \pm cordiérite. L'apatite, le zircon et les minéraux opaques sont fréquents. Les minéraux secondaires, épidote et sphène, sont abondants. La foliation est marquée par des mégacristaux de feldspath potassique, la biotite et des enclaves allongées. Les granites leucocrates sont à deux micas et se trouvent plutôt à la périphérie des granites porphyroïdes. Ils sont composés de quartz, feldspath potassique, plagioclase, muscovite, biotite, tourmaline, cordiérite et rarement grenat, apatite, zircon. Les minéraux secondaires sont l'épidote et le sphène. Ces deux granites, présents dans les massifs de Simchar, Ipa et Narayan Than, soulignent la bimodalité pétrographique de ce type de plutonisme. Par contre, le granite du Palung est quasi exclusivement leucocrate et subleucocrate (caractère unimodal). Les granites renferment des enclaves de type varié : métasédimentaires (métaquartzite, micaschiste), micacées et ignées (microgrenues). Ces enclaves se rencontrent surtout dans les granites porphyroïdes.

Ces caractères pétrographiques se retrouvent à l'échelle de l'ensemble de la ceinture des granites du "Bas-Himalaya" (Le Fort *et al.*, 1983, 1986b).

5.4.2 Géochimie

Le Fort *et al.* (1983) ont défini la distribution de l'ensemble des granites du "Bas-Himalaya" dans les diagrammes Q-P, A-B et Q-B-F (Figs. 5-3 à 5-5). Cette distribution, figurée en courbes d'isodensité, est basée sur 296 échantillons. Elle montre qu'il s'agit d'une association principalement composée de granites s. s. (Fig. 5-3), alumineuse (Fig. 5-4), riche en quartz (Fig. 5-5). Cette association se caractérise, en outre : (a) par une bimodalité très marquée au niveau de la charge en minéraux colorés, avec deux maxima situés respectivement dans les domaines mésocrate et leucocrate (Figs. 5-4, 5-5); (b) par une faible variation de l'index alumineux (Fig. 5-4) et de la charge en quartz (Fig. 5-5) entre granites mésocrates et granites leucocrates.

Les compositions chimiques moyennes des différents faciès reconnus dans cinq des six plutons de la nappe de Katmandou sont présentées dans le tableau 5-6. Ces données corroborent l'existence des deux groupes plutoniques distingués pétrographiquement.

(1) Le groupe principal réunit les plutons de Simchar, Ipa, Narayan Than et Sindhuli Garhi. Il s'agit de plutons composites, comprenant à la fois des granites et adamellites mésocrates - correspondant aux termes porphyroïdes - et des granites et adamellites subleucocrates à leucocrates. En outre, des leucogranodiorites et des trondhjemitites sont présentes dans Narayan Than. Toutes ces roches sont

hyperalumineuses et, comparativement à la composition granitique de référence (Annexe 2), apparaissent généralement riches en quartz, minéraux colorés et Ca mais très pauvres en feldspaths, alcalins et Sr. Leur rapport Mg/Fe est plutôt élevé (Le Fort *et al.*, 1983). Ces compositions s'écartent fortement du champ des roches plutoniques communes.

Ce groupe constitue une association fortement alumineuse (Fig. 5-4), riche en quartz, mésocrate (principalement) et subleucocrate à leucocrate (caractère bimodal) (Fig. 5-5), potassique (à sodique) (Le Fort *et al.*, 1983).

(2) L'autre groupe est représenté par le seul pluton de Palung. Les granites et adamellites hyperalumineux, subleucocrates à leucocrates, riches en quartz mais déprimés en feldspaths, y dominent très largement. Quelques termes trondhjemitiques ainsi que de rares granites mésocrates s'y rencontrent localement (Tabl. 5-6).

Le pluton de Palung représente une association fortement alumineuse (A généralement entre 41 et 43 millications) (Fig. 5-4), riche en quartz, (mésocrate) à leucocrate (Fig. 5-3), potassique (à sodique) (Le Fort *et al.*, 1983).

Comme le montrent bien les figures Q-P, A-B, Q-B-F, les plutons de la nappe de Katmandou présentent des caractères chimico-minéralogiques parfaitement cohérents avec ceux de l'ensemble des granites du "Bas-Himalaya".

5.5 Comparaison des gneiss ocellés et des granites du "Bas-Himalaya"

Par leur granulométrie généralement grossière et leur texture à yeux de feldspath potassique, les gneiss ocellés d'Ulleri, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund sont similaires aux granites porphyroïdes du "Bas-Himalaya". Par ailleurs, les compositions minéralogiques des deux groupes de roches sont très semblables, à quelques exceptions près. Ainsi, la cordiérite, localement fréquente dans les granites, n'a pas été observée dans les gneiss. Par contre, certains gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund renferment de la sillimanite (fibrolite) et du disthène. Des enclaves de trois types (métasédimentaires, micacées, ignées "microgrenues") sont présentes dans les granites. Dans les gneiss ocellés, seules des enclaves métasédimentaires ont été reconnues : il s'agit des enclaves de gneiss en plaquettes incluses dans les gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund. Les formations plus ou moins lenticulaires de schistes et quartzites associées aux gneiss ocellés d'Ulleri correspondraient à des intercalations d'encaissant plutôt qu'à des enclaves. D'une manière générale, la forte déformation des gneiss ocellés y rend difficile l'identification d'éventuelles enclaves.

Les figures 5-3, 5-4 et 5-5 permettent de comparer les principaux caractères chimico-minéralogiques des gneiss ocellés à ceux des granites du "Bas-Himalaya" en général et de la nappe de Katmandou en particulier.

Le diagramme Q-P (Fig. 5-3) montre que gneiss et granites sont principalement composés de granites s. s. et dans une moindre mesure d'adamellites, avec cependant,

Tableau 5-6 Compositions chimique et minéralogique moyennes des différents faciès des granites de la nappe de Katmandou et des gneiss ocellés de la Formation III du Haut-Himalaya

Pluton	Simchar		Ipa		Narayan Than		Sindhuli Garhi		Palung		FIII	
	n°	Type	n°	Type	n°	Type	n°	Type	n°	Type	n°	Type
SiO ₂	71,20±0,63	73,79±0,71	72,17±0,62	74,70±0,95	71,96±0,55	74,94±1,08	75,89	70,69±0,87	72,88	74,51±0,98	75,03	75,99±0,75
Al ₂ O ₃	13,09±0,22	13,67±0,40	13,00±0,25	13,09±0,22	13,05±0,13	13,29±0,40	14,12	13,30±0,44	14,51	13,49±0,45	13,75	13,84±0,27
Fe ₂ O _{3t}	3,80±0,32	1,66±0,29	3,42±0,34	1,80±0,34	3,47±0,14	1,51±0,47	0,50	4,13±0,45	1,38	2,90±0,02	0,71	1,01±0,51
MnO	0,06±0,10	0,04±0,10	0,05±0,02	0,06±0,02	0,05±0,01	0,06±0,01	0,01	0,06±0,02	0,03	0,06±0,02	0,03	0,02±0,01
MgO	1,41±0,19	0,38±0,13	1,14±0,14	0,41±0,07	1,18±0,09	0,30±0,20	0,11	1,37±0,16	0,19	0,89±0,11	0,29	0,36±0,29
CaO	1,17±0,24	0,29±0,20	1,25±0,15	0,54±0,11	1,04±0,04	0,32±0,20	0,35	1,27±0,15	0,29	0,92±0,07	0,16	0,28±0,03
Na ₂ O	2,59±0,15	2,72±0,31	2,67±0,07	3,02±0,10	2,58±0,08	3,22±0,33	4,50	2,54±0,22	4,01	2,76±0,02	4,21	5,36±0,16
K ₂ O	4,21±0,28	5,19±0,40	4,21±0,32	4,79±0,22	4,34±0,25	4,74±0,23	3,73	4,19±0,17	4,82	4,50±0,20	4,16	1,31±0,38
TiO ₂	0,55±0,50	0,20±0,05	0,51±0,07	0,21±0,04	0,48±0,03	0,16±0,08	0,01	0,61±0,08	0,14	0,46±0,06	0,08	0,14±0,10
P ₂ O ₅	0,17±0,07	0,22±0,05	0,19±0,02	0,18±0,03	0,21±0,06	0,14±0,10	0,15	0,19±0,08	0,19	0,25±0,14	0,00	0,11±0,10
P. F.	1,02±0,27	1,020,26	0,84±0,23	0,87±0,10	0,88±0,24	0,68±0,15	0,63	0,91±0,26	0,76	0,75±0,13	0,45	0,78±0,10
Total	99,27	99,18	99,45	99,67	99,24	99,36	100,00	99,26	99,20	99,27	98,87	99,20
Q	207	209	209	212	211	213	211	204	181	208	206	232
P	11	54	7	31	18	30	-28	9	13	20	-5	-107
A	30	58	22	36	33	47	56	31	51	33	47	92
B	96	35	84	38	85	30	9	101	25	70	18	25
Na+K	169	196	171	194	172	197	204	167	219	180	208	165
K/(Na+K)	0,62	0,66	0,61	0,61	0,63	0,60	0,45	0,62	0,55	0,62	0,59	0,20
Mg*	0,42	0,31	0,40	0,31	0,40	0,28	0,30	0,40	0,21	0,38	0,45	0,41
Q%	37,3	37,6	37,7	38,2	37,9	38,4	38,0	36,8	32,6	37,4	37,1	45,3
B%	17,3	6,3	15,1	6,8	15,3	5,5	1,7	18,2	4,6	12,6	3,3	4,5
F%	45,3	56,1	47,2	55,0	46,8	56,1	60,3	45,0	62,8	50,0	59,6	50,2
Ba	395	205	372	177	387	138	53	469	125	287	135	71
Co	69	63	79	61	81	74	36	87	58	53	65	151
Cr	38	1 à 11	29	11 à 13	33	10 à 14	0 à 10	34	0 à 10	20	4 à 12	11 à 18
Cu	5 à 13	0 à 10	2 à 11	11 à 14	3 à 11	0 à 10	0 à 10	7 à 15	0 à 10	4 à 11	4 à 12	30 à 37
Ni	18-20	2 à 10	15	2 à 11	19	6 à 11	0 à 10	19	0 à 10	18	4 à 12	21 à 25
Rb	245	347	258	357	273	474	254	242	471	291	429	86
Sr	59	38	57	37	58	33	66	72	22	49	30 à 31	56
V	68	16	53	22	58	33 à 34	0 à 10	62	0 à 10	46	12 à 17	20 à 23

Pour les granites données, de Le Fort *et al.* (1983). Les différents faciès sont numérotés de 1 à 14. Les notations utilisées pour définir le "type de roche" sont celles de Le Fort *et al.* (1983) (ex. 1a, 1b, 2a). Elles sont suivies de chiffres romains (I, II, III) se référant aux différents secteurs des roches hyperalumineuses dans le diagramme A-B (voir annexe 2). 1a= granites mésocrates (B%>10), 1b= granites et adamellites mésocrates, 2a= granites subleucocrates (10≥B%≥7) à leucocrates (B%<7), 2b= granites et adamellites subleucocrates à leucocrates, 3a= leucogranites, 3d= leucoadamellites, 3e= leucogranodiorites, 3f= trondhjemitites. Pour les gneiss ocellés, données de Le Fort *et al.* (1986b). n= nombre d'échantillons analysés. La valeur des écart-types (1 sigma) correspondant aux différents éléments majeurs est indiquée à la suite des valeurs moyennes. Analyses par spectrométrie d'émission (C.R.P.G., Nancy). Paramètres calculés à partir des compositions moyennes, y compris pour les rapports K/(Na+K) et Mg/(Mg+Fe). Autres explications comme dans tableau 5-1.

pour les gneiss, un décalage vers le haut du diagramme traduisant leur caractère globalement plus quartzeux. Quelques termes plus sodiques (granodiorite, tonalite ou trondhjemite) se rencontrent aussi bien dans les gneiss (Ulleri, Gosainkund) que dans les granites (Narayan Than, Palung).

Dans le diagramme A-B (Fig. 5-4), les gneiss se superposent, là encore, au domaine des granites du "Bas-Himalaya" avec à nouveau, un décalage vers le haut du diagramme traduisant leur caractère globalement plus alumineux. Ils se localisent dans les secteurs I et II (roches à deux micas) tandis que les granites débordent également sur le secteur III (roches à biotite).

Dans le diagramme Q-B-F (Fig. 5-5), les gneiss se superposent une fois de plus au domaine des granites du "Bas-Himalaya", avec un décalage vers le haut du diagramme traduisant leur caractère globalement plus quartzeux et moins feldspathique.

Les gneiss oeillés se distinguent plus ou moins les uns des autres par leur charge en minéraux colorés (Figs. 5-4, 5-5). Ceux d'Ulleri sont globalement les plus pauvres en colorés et, de ce point de vue, s'avèrent comparables au groupe des granites subleucocrates à leucocrates de type Palung. Les gneiss oeillés de la nappe du Gosainkund, généralement riches en colorés, sont similaires au groupe des granites mésocrates de Simchar, Ipa, Narayan Than. Comme ces derniers, ils comprennent également quelques termes leucocrates (caractère bimodal). Enfin, les cinq échantillons de gneiss oeillés de la nappe de Katmandou se répartissent dans les domaines des granites mésocrates et des granites subleucocrates. Ils sont comparables aux termes les plus colorés du granite de Palung.

5.6 Discussion et conclusions

Gneiss oeillés et gneiss granitiques soulèvent différentes questions portant notamment sur l'âge et la nature de leurs protolithes et sur les éventuelles relations de ces protolithes avec les granites du "Bas-Himalaya".

5.6.1 Age des gneiss et des granites

Concernant l'âge des protolithes des gneiss oeillés ou des gneiss granitiques, qu'il s'agisse de ceux d'Ulleri ou des nappes de Katmandou et du Gosainkund, le problème demeure ouvert. En effet, on ne dispose pas encore de données radiométriques susceptibles de définir cet âge sans ambiguïté. Les datations effectuées par Rb-Sr, K-Ar ou ^{40}Ar - ^{39}Ar sur minéraux reflètent très souvent les effets de l'orogénèse himalayenne (voir chapitre 6) et ne sont donc pas toujours, loin de là, utilisables pour situer l'âge des protolithes. C'est le cas, par exemple, des deux âges K-Ar (53 Ma, 30 ± 2 Ma) déterminés par Krummenacher (1971) et Bassett *et al.* (1976) sur des biotites des gneiss

oeillés d'Ulleri et d'Okhaldunga. Par ailleurs, attribuer à ces gneiss une origine intrusive (voir plus loin) interdit de pouvoir situer leur âge avec précision d'après les données de terrain.

Des âges très divers ont été attribués aux gneiss oeillés d'Ulleri. Kano (1984) considère ces gneiss comme équivalents des granites à tourmaline du Haut-Himalaya, mis en place et déformés dans la zone du MCT. Antérieurement, un âge paléozoïque inférieur ou plus ancien avait été proposé, ces gneiss étant considérés comme représentatifs d'un niveau lithostratigraphique volcano-sédimentaire intercalé dans les formations du Moyen Pays (Le Fort et Pêcher, 1974; Pêcher et Le Fort, 1977). Plus tard, Arita et Sharma (1992) leur ont attribué un âge précambrien. Un certain nombre de résultats isotopiques permettent effectivement d'envisager un âge protérozoïque ancien pour ces gneiss : (a) si, comme le proposent Le Fort et Pêcher (1974), ces gneiss correspondent à un ou plusieurs épisodes volcaniques ou volcano-plutoniques intercalés dans la formation de Kunchha, les âges K-Ar de 872 Ma et de 819 ± 80 Ma déterminés par Krummenacher (1966), respectivement sur une muscovite détritique et une amphibole de cette formation, impliquent probablement qu'ils soient protérozoïques; (b) le long de la vallée de la Burhi Gandaki, des pegmatites décamétriques intrusives dans Kunchha ont été datées par Rb-Sr sur muscovite à 1744 ± 84 Ma par Deniel (1985); (c) enfin, des équivalents de la formation d'Ulleri sont connus tant au Kumaon qu'en Arunachal. Les datations qui s'y rapportent se regroupent entre 1800 et 1900 Ma. Citons, notamment, les âges de 1765 à 1820 Ma obtenus par isochrone Rb-Sr pour trois gneiss oeillés et porphyre du Kumaon (Trivedi *et al.*, 1984); celui de 1852 ± 14 Ma déterminé par U-Pb sur monozircon pour les gneiss oeillés d'Iskere au Nanga Parbat (Zeitler *et al.*, 1989); ceux, enfin, de 1827 à 1914 Ma obtenus par isochrone Rb-Sr (Dikshitulu *et al.*, 1995) et U-Pb sur zircon (Punati, 1997) pour les gneiss de Bomdila d'Arunachal.

Le protolithe des gneiss oeillés de la nappe du Gosainkund a été daté à 486 ± 9 Ma, sur des zircons par la méthode U-Pb. Cet âge sera discuté dans le chapitre 6. En ce qui concerne les gneiss oeillés de la Formation III, largement développés à l'Ouest du secteur étudié, ils ont été datés du Cambro-Ordovicien [513 ± 30 Ma (2σ)] par Rb-Sr sur roches totales (Le Fort *et al.*, 1986b), âge parfaitement cohérent avec les datations faites par la même méthode sur des granites du "Bas-Himalaya" de la nappe de Katmandou : 486 ± 21 Ma pour Palung, avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de $0,7189 \pm 0,0006$ (Beckinsale in Mitchell, 1981); 511 ± 55 Ma (2σ) pour Simchar avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de $0,7085 \pm 0,0048$ ou encore, en excluant les deux enclaves de l'isochrone, 466 ± 40 Ma avec un rapport de $0,7205 \pm 0,0046$ (Le Fort *et al.*, 1983).

En résumé, deux groupes d'âges apparaissent au vu des données radiométriques disponibles. L'un, protérozoïque ancien, pourrait correspondre au protolithe des gneiss oeillés d'Ulleri. L'autre, cambro-ordovicien, caractérise les granites du "Bas-Himalaya" ainsi que les gneiss oeillés de la Formation III de la Dalle du Tibet.

5.6.2 Gisement, pétrographie et géochimie comparées des gneiss et des granites

Les gneiss oeillés et les gneiss granitiques se présentent sous forme de nombreuses lentilles généralement très aplaties, concordantes avec la foliation de l'encaissant, d'épaisseur très variable, d'ordre métrique à hectométrique, rarement davantage. Les plutons granitiques présentent également un aspect lenticulaire mais leur allongement est moins prononcé et leur puissance beaucoup plus importante (jusqu'à 8 km) que ceux des lentilles de gneiss oeillés.

Nous interprétons les gneiss oeillés des nappes de Katmandou et du Gosainkund comme d'anciens stocks ou/et filons granitiques. Leur déformation, liée à l'orogénèse himalayenne, apparaît beaucoup plus importante que celle des plutons granitiques. Elle pourrait être la conséquence de leurs dimensions initiales beaucoup plus réduites que celles des plutons et, peut-être aussi, de leur morphologie originelle. Une déformation encore plus importante pourrait expliquer le passage des gneiss oeillés aux gneiss granitiques. Tel serait le cas, notamment, au Nord de Katmandou, dans le flanc sud de l'anticlinorium de Pokhara-Gorkha.

A l'Ouest de la région étudiée, les gneiss oeillés d'Ulleri seraient représentatifs d'un niveau lithostratigraphique volcano-sédimentaire intercalé dans les formations du Moyen Pays Inférieur (Le Fort et Pêcher, 1974; Pêcher et Le Fort, 1977). Toutefois, dans le secteur étudié, ces gneiss sont localisés dans les formations du Moyen Pays Supérieur. Ceci suggère soit qu'il y aurait deux niveaux de gneiss oeillés d'Ulleri, soit que la localisation actuelle de ces gneiss serait, dans le secteur étudié, contrôlée par la tectonique, soit, enfin, que ces gneiss seraient d'origine intrusive.

Les gneiss oeillés sont des roches à grain généralement grossier, à yeux de feldspath potassique de taille centimétrique en moyenne. Toutefois, dans le secteur étudié, les gneiss d'Ulleri ont des yeux plus petits, d'ordre demi-centimétrique. Par contre, plus à l'Ouest, les gneiss d'Ulleri ont des yeux plus grands, d'ordre centimétrique. Ces caractères se retrouvent dans les gneiss oeillés de la Formation III, dont les feldspaths atteignent cependant, par endroits, jusqu'à 35 cm (Le Fort *et al.*, 1986b). Déformation mise à part, ils se retrouvent également dans les granites du "Bas-Himalaya", au niveau de leurs termes porphyroïdes. En outre, à leur périphérie, ces plutons sont déformés et peuvent alors présenter une tendance oeillée. Quant aux gneiss granitiques, ce sont également des roches à grain généralement grossier, mais dépourvues d'yeux feldspathiques. Un accroissement de la déformation pourrait rendre compte des différences observées entre les granites porphyroïdes, les gneiss oeillés et les gneiss granitiques.

La composition minéralogique des gneiss oeillés et des gneiss granitiques est très uniforme. Elle comprend principalement : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite. Tourmaline, apatite, zircon et opaques sont les minéraux accessoires. De la fibrolite \pm disthène se rencontrent localement dans les gneiss oeillés de la nappe du Gosainkund et du grenat dans ceux d'Ulleri. Fibrolite \pm disthène \pm grenat existent, par endroits, dans les gneiss granitiques. Les granites ont une composition minéralogique très similaire à celle des gneiss. Toutefois, sillimanite et disthène n'y ont pas été observés; par contre, la cordiérite est localement bien représentée.

Gneiss oeillés, gneiss granitiques et granites ont été regroupés dans les figures 23 à 25. Ces figures résument leurs principaux caractères chimiques et minéralogiques et permettent de les comparer facilement les uns aux autres. Cette comparaison peut être précisée à l'aide du tableau 5-7, dans lequel les compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents faciès ont été reportées. Les écart-types (1σ) correspondant à ces moyennes figurent également dans le tableau. Dans les diagrammes Q-P (Fig. 5-23), A-B (Fig. 5-24), Q-B-F (Fig. 5-25) et Al/3-K vs. Al/3-Na (Figs. 5-26, 5-27), les granites se situent généralement à l'intérieur des domaines occupés par les gneiss. Ces domaines correspondent à des roches essentiellement granitiques (et adamellitiques) (Fig. 5-23), hyperalumineuses (secteurs I et II principalement) (Fig. 5-24), riches en quartz mais pauvres en feldspaths (+ muscovite) et déprimées en Na (Figs. 5-26, 5-27; tabl. 5-1 à 5-3, 5-6). Ces caractéristiques situent, à la fois les gneiss et les granites, dans un domaine de composition original, bien différent de celui des roches ignées communes et généralement réservé aux roches sédimentaires (grauwackes, shales ou arkoses). Ce décalage en direction de compositions sédimentaires est cependant globalement plus marqué dans les gneiss oeillés que dans les granites, à l'exception des gneiss de la Formation III, et il s'accroît encore davantage dans les gneiss granitiques. Par ailleurs, les gneiss oeillés de la nappe du Gosainkund montrent un caractère bimodal, comme les granites de Simchar, Ipa et Narayan Than. D'après les analyses disponibles, la Formation III présente, elle aussi, une distribution bimodale. Mais il s'agit ici d'une bimodalité particulière, sans équivalent parmi les granites, liée à la présence de certains termes faiblement peralumineux à métalumineux (Fig. 5-24). Dans les différents diagrammes, les gneiss oeillés d'Ulleri se superposent largement aux autres gneiss oeillés. Cependant, leur relative richesse en Na ($\text{Na}_2\text{O} = 3,21\%$ en moyenne contre $2,3\%$ environ pour les autres gneiss oeillés) et leur pauvreté en Ca ($\text{CaO} = 0,48\%$ en moyenne contre $0,89$ à $1,45\%$) (Tabl. 5-1, 5-2 et 5-7) les conduit à déborder au-delà du domaine des autres gneiss oeillés (Figs. 5-24, 5-26). En outre, ils comprennent quelques termes franchement sodiques (Fig. 5-26; Tabl. 5-1), tout comme certains plutons granitiques (Palung, Narayan Than; Tabl. 5-6 et 5-7; Fig. 5-27).

n	Formation	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	Q
3	Granites du "Bas-Himalaya"															
1																
1																
27																
4																
1																
6																
2																
8																
6																
6																
6																
12																
12																
37																
15																
4																
17																
5																
16																
37																
12																
6																
6																
6																
6																
8																
1																
2																
6																
1																
4																
27																
1																
3																

(Suite) Tableau 7-5

Tableau 5-7 Comparaison des compositions chimiques et minéralogiques moyennes des gneiss et des granites du Népal central.

SiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Formation	n	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Gneiss oeilés d'Ulteri	16	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Gneiss oeilés de la nappe de Kammandou	5	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Gneiss oeilés de la nappe de Gosainkund	17	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Gneiss granitiques à composition de gneiss oeilés de la nappe de Gosainkund	4	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Autres gneiss granitiques de la nappe de Gosainkund	15	
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Granites du "Bas-Himalaya"	37	
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		Simehar	12
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		Ipa	6
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		Narayan Than	8
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		Sindhuli Garhi	1
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			2
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		Palung	6
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			1
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			4
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			27
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			1
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			1
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			3

n = nombre d'échantillons analysés. Chaque moyenne est accompagnée de son écart-type (1 σ) figuré par un trait horizontal. Les données utilisées sont celles des tableaux 1 à 6. Les différents faciès des granites du "Bas-Himalaya" sont numérotés comme dans le tableau 5-6.

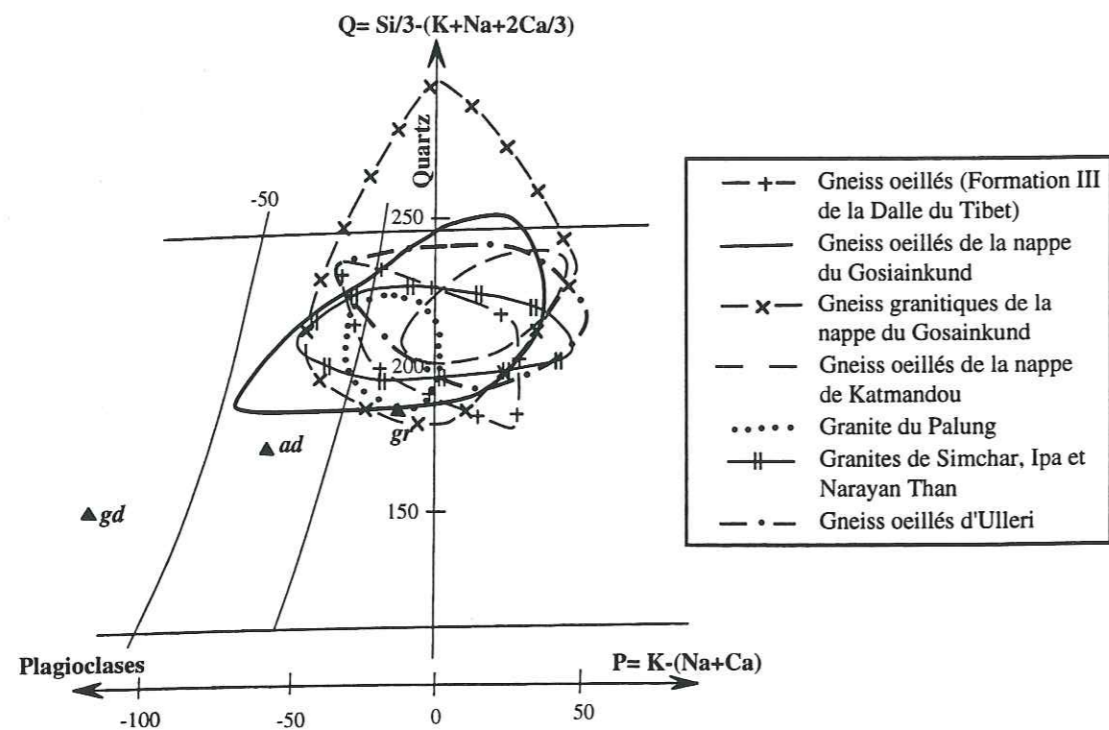


Fig. 5-23 Distribution des gneiss et des granites du Népal central dans le diagramme Q-P. Enveloppes des différents types de roche tracées d'après les données des figures 5-3 et 5-10. Quelques échantillons très éloignés des autres n'ont pas été inclus dans les enveloppes. Les paragneiss et gneiss en plaquettes ne sont pas représentés. Autres explications comme dans figure 5-3.

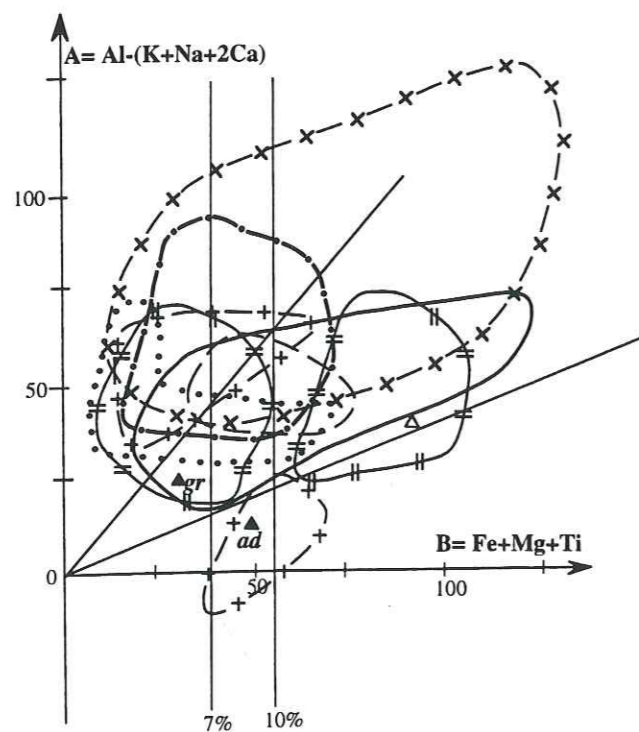


Fig. 5-24 Distribution des gneiss et des granites du Népal central dans le diagramme A-B. Enveloppes des différents types de roche tracées d'après les données des figures 5-4 et 5-11. Légende comme dans figure 5-23. Autres explications comme dans figures 5-4 et 5-23.

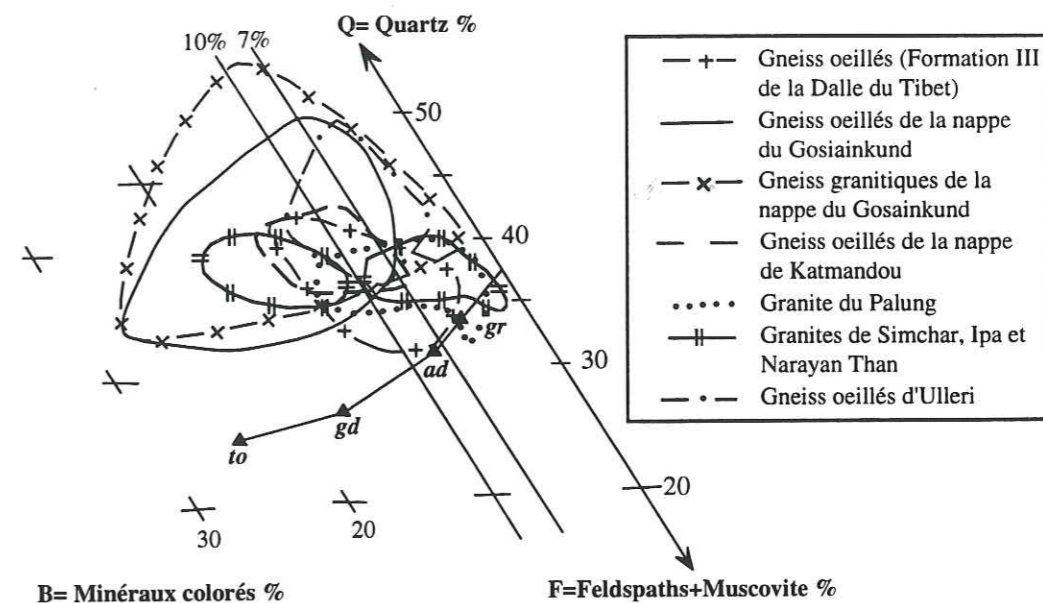


Fig. 5-25 Distribution des gneiss et des granites du Népal central dans le diagramme QBF. Enveloppes des différents types de roche tracées d'après les données des figures 5-5 et 5-12. Autres explications comme dans figures 5-5 et 5-23.

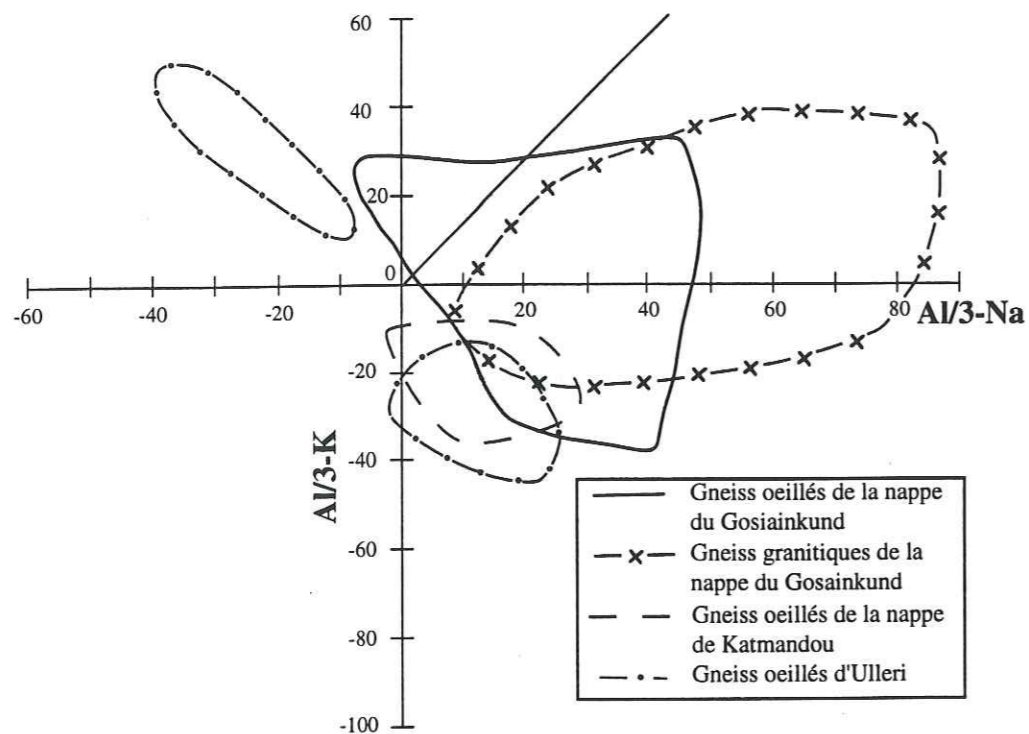


Fig. 5-26 Distribution des gneiss du Népal central dans le diagramme Al/3-K fonction de Al/3-Na. Enveloppes des différents types de roche tracées à partir des données des tableaux 5-1 à 5-3. Les gneiss oeillés de la Formation III et les granites du "Bas-Himalaya", pour lesquels nous disposons seulement de compositions chimiques moyennes, ont été reportés sur la figure 5-27. Autres explications comme dans figures 5-21 et 5-23.

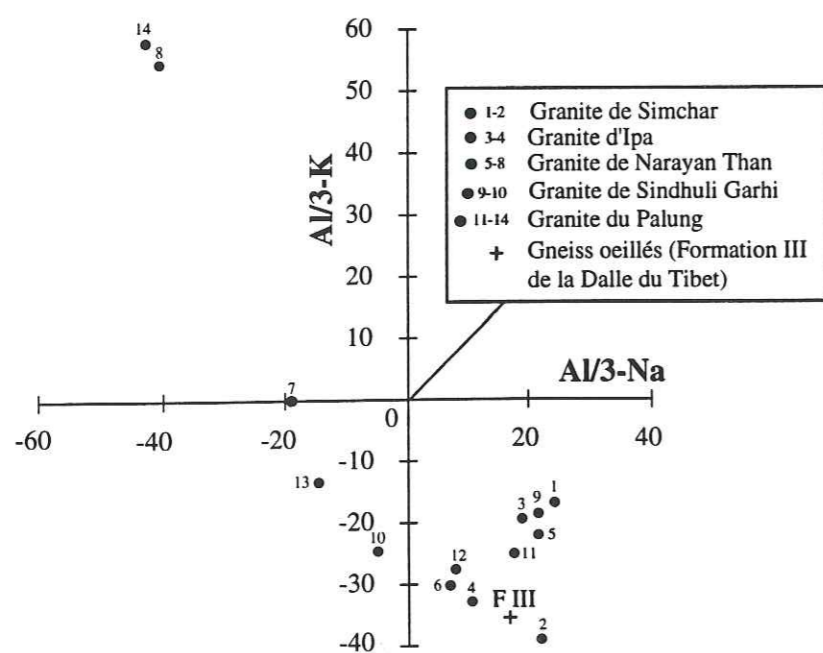


Fig. 5-27 Distribution des granites du "Bas-Himalaya" et des gneiss oeillés de la Formation III (F III) du Haut-Himalaya dans le diagramme Al/3-K fonction de Al/3-Na. Les différents types de roches sont représentés par un point (granites) ou une croix (F III) correspondant à leur composition chimique moyenne (voir tableau 5-6). Autres explications comme dans figure 5-21.

5.6.3 En conclusion

Les nombreuses similitudes pétrographiques et géochimiques offertes par les gneiss oeillés, les gneiss granitiques et les granites du "Bas-Himalaya" suggèrent une origine commune pour l'ensemble de ces roches. Le décalage des compositions chimiques en direction du domaine des roches sédimentaires constitue une caractéristique originelle des granites. L'accentuation de cette caractéristique au niveau des gneiss oeillés et, plus encore, au niveau des gneiss granitiques, pourrait trouver son origine dans un accroissement de la déformation. Cette déformation pourrait, en effet, avoir favorisé la circulation des fluides, entraînant un lessivage croissant d'éléments mobiles tels que Na et Ca. Plus la déformation serait intense, plus la circulation de fluides serait importante et plus la mobilisation chimique serait forte. Toutefois, l'imbrication souvent très forte sur le terrain des gneiss granitiques avec les roches métasédimentaires, laisse à penser que certains de leurs échantillons pourraient représenter un mélange mécanique entre roche ignée et encaissant. Enfin, compte tenu de leur gisement et de leur âge sans doute protérozoïque, les gneiss oeillés d'Ulleri ne sauraient être parallélisés avec les granites cambro-ordoviciens du "Bas-Himalaya", en dépit de particularités chimiques et minéralogiques communes.

CHAPITRE 6

ÉVOLUTION GÉOCHRONOLOGIQUE

ÉVOLUTION GÉOCHRONOLOGIQUE

6.1 Travaux antérieurs

La détermination de l'âge des mouvements du MCT et du STDS, de ceux des événements métamorphiques dans le Haut-Himalaya et le Moyen Pays, et de l'âge des leucogranites, est très importante pour construire l'évolution tectonique de l'Himalaya. Le mouvement initial du STDS et la mise en place des leucogranites sont considérés comme relativement synchrones sur la base des relations de terrain du granite avec le détachement (Burg *et al.*, 1984; Brun *et al.*, 1985; Burchfiel *et al.*, 1992). Le plutonisme apparaît associé aux phases finales du métamorphisme dans le Haut Himalaya sur la base des faciès de disthène à sillimanite + feldspath potassique, au sommet de la Dalle du Tibet, à proximité du granite (Le Fort, 1981). Le métamorphisme du Haut-Himalaya et du Moyen Pays seraient synchrones et associés à la déformation ductile du MCT au Népal central (Le Fort, 1975a, 1986; Pécher, 1977; 1978, 1989a; Colchen *et al.*, 1986) et à l'Est du Népal (Hubbard, 1989). Cependant, au Sud du Makalu, le mouvement du MCT est considéré comme post-métamorphique par certains auteurs (e.g. Brunel et Kienast, 1986).

Les datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont largement plus nombreuses que celles obtenues par d'autres méthodes. Mais des problèmes existeraient à cause du métamorphisme complexe, de l'excès d'argon et de l'absence d'échantillons sains en Himalaya (Takigami et Kaneko, 1997). Cette dernière affirmation nous paraît d'ailleurs quelque peu étonnante au vu de la fraîcheur des minéraux des échantillons que nous avons analysés. Une liste des âges obtenus par diverses méthodes au Népal central est reportée dans le tableau 6-1.

Evolution géochronologique dans le Haut-Himalaya

Le métamorphisme éo-himalayen M1 est mal conservé et son âge difficile à établir. Au Népal central, on attribue à l'événement métamorphique M1 des âges compris entre 40 et 30 Ma selon la méthode utilisée : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb/Sr et U/Pb (Inger et Harris, 1992; Hodges *et al.*, 1996; Vannay et Hodges, 1996). De plus, l'héritage en Th/Pb dans la monazite du pluton du Manaslu, au Népal central, donne un âge entre 40 et 30 Ma, interprété comme représentatif d'un événement métamorphique précoce (Harrison *et al.*, 1995). L'événement M1 serait donc d'âge éocène moyen à oligocène moyen.

L'âge du métamorphisme M2 associé au fonctionnement du MCT, voire du STDS, est estimé entre 22 et 15 Ma par les mêmes méthodes (Copeland *et al.*, 1990;

Tableau 6-1 Ages obtenus par différentes méthodes au Népal central

Unité	Méthode	Localisation	Roche	Matériel analysé	Age (Ma)	Source		
Granites du Haut-Himalaya	40Ar/39Ar	Manaslu	Leucogranite	Biotite	16,5; 18,3; 20,0	Copeland et al., 1990		
				Muscovite	13,3; 14,7; 16,0; 18,4			
			Leucogranite	Feldspath pot.	4,1; 10,7; 13,5	Guillot et al., 1994		
		Schist, cont(granite)	Hornblende	22,8				
		Leucogranite	Muscovite	18,5; 8,6				
			Mugu-Mustang	Leucogranite	Biotite	15,4; 15,9	Guillot et al., sous presse	
				Leucogranite	Muscovite	16,0; 16,7		
		Rb/Sr	Manaslu	Leucogranite	Roche totale	18,0	Deniel, 1985; Deniel et al., 1987	
		U/Pb		Leucogranite	Monazite	25,9		
	Th/Pb	Bhimtang-Manaslu	Leucogranite	Monazite	19,9	Harrison et al., 1998		
		Larkya La-Manaslu	Leucogranite	Monazite	22,9			
		Dolpo-MuguManaslu	Leucogranite	Monazite	17,6			
Haut-Himalaya (=la nappe du Gosainkund)	40Ar/39Ar	Manaslu	Gneiss	Feldspath pot.	3,7; 4,3	Copeland et al., 1991		
			Gneiss, schiste	Biotite	3,8; 4,3; 13,5			
			Gneiss, schiste	Muscovite	3,8; 6,1; 9,4			
				Langtang	Gneiss	Biotite	7,7; 8,0; 12,7	Macfarlane, 1993
					Gneiss	Muscovite	4,6; 6,7; 6,9; 9,7	
				Annapurna	Gneiss	Biotite	2,8; 9,4; 13,0	Edwards, 1995
					Gneiss	Muscovite	6,2	
			Rb/Sr	Langtang	Gneiss	Biotite	5,0	Inger, 1991
					Gneiss	Muscovite	34,0	
				Gneiss	Muscovite	23,0		
				Gneiss	Biotite	16,9		
	Gosainkund		Katmandou	Pegmatite post.	Muscovite	13,9	Johnson et Rogers, 1997	
Pegmatite				Biotite grossière	10,6			
Pegmatite				Biotite fine	7,5			
Pegmatite post.				Muscovite	16,0; 17,9			
Pegmatite post.				Muscovite	48,5			
Schiste à Ky-St				Biotite	7,2			
		Central Nepal	FIII-Gneiss oeilé	Roche totale	517 ± 62	Le Fort et al., 1982		
	U/Pb; Sm/Nd	Langtang	Gneiss (protolite)	Zircon	800 - 1000	Parrish et Hodges, 1996		
	K/Ar	Central Nepal	Gneiss	Hornblende	61,5	Arita et al., 1990		
				Biotite	56,7			
Granites de la nappe de Katmandou	Rb/Sr	Simchar	Granite "BH"	Roche totale	509 ± 56	Le Fort et al., 1983		
	K/Ar	Simchar	Granite "BH"	Roche totale	165	Talalov, 1972		
	Rb/Sr	Palung	Granite "BH"	Roche totale	486 ± 10	Beckinsale in Mitchell, 1981		
			Granite "BH"	Roche totale-bic	26	Andrieux et al., 1977		
			Granite "BH"	Biotite	48	Krummenacher, 1971		
U/Pb	Palung	Granite "BH"	Zircon, Monazite	470 ± 4	Schärer et Allègre, 1983			
K/Ar	Palung	Granite "BH"	Muscovite	51 ± 3	Khan et Tater, 1970			
Rb/Sr	Ipa	Granite "BH"	Biotite	14	Le Fort et al., 1983			
Moyen Pays népalais	40Ar/39Ar	Manaslu	Gneiss oeilé, schiste	Biotite	4,2 5,3	Copeland et al., 1991		
			Gneiss oeilé, schiste	Muscovite	3,1			
			Gneiss oeilé	Hornblende	15,2			
				Langtang	Gneiss oeilé, schiste	Biotite	2,3; 7,8; 11,0	Macfarlane, 1993
					Schiste, gneiss oeilé	Muscovite	6,9; 8,5	
					Amphibolite	Hornblende	27,2	
			Annapurna	Schiste	Biotite	4,6; 9,4	Edwards, 1995	
				Schiste	Muscovite	2,6; 8,6		
		U/Pb; Sm/Nd	Langtang	Schiste	Zircon	1870 - 2600	Parrish et Hodges, 1996	
		K/Ar	Népal central	Gneiss oeilé (Ulleri)	Biotite	53	Krummenacher, 1971	
	Rb/Sr	Népal central	MPI (Pegmatite)		1740 ± 80	Deniel, 1985		

Inger et Harris, 1992; Parrish *et al.*, 1992; Parrish et Hodges, 1996; Vannay et Hodges, 1996; Johnson et Rogers, 1997).

Au Népal central, après l'événement M2 et la déformation ductile, on observe, par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, des âges plus jeunes qui suggèrent la déformation post-métamorphique dans quelques régions du MCT. Copeland *et al.* (1991) dans les vallées de la Burhi Gandaki et de l'Ankhu khola, Macfarlane (1993) dans la vallée du Langtang et Edwards (1995) dans la vallée de la Marsyandi observent un ou plusieurs événements plus jeunes que l'événement M2, daté du Miocène supérieur-Pliocène inférieur, pour la zone du MCT. Copeland *et al.* (1991) suggèrent que des fluides hydrothermaux produits au niveau du MBT, remontent au niveau du MCT et le réchauffent au cours de mouvements tardifs vers 4 à 5 Ma. Macfarlane (1993) suggère que c'est la déformation tardive dans la zone du MCT (cisaillement fragile) qui rajeunit les âges. Edwards (1995) admet que les deux hypothèses sont plausibles et que des études plus complètes sont nécessaires pour trancher entre les deux explications. Harrison *et al.* (1996, 1997) obtiennent des âges de 5,7 à 4,5 Ma sur quatre monazites de métapélites du Moyen-Pays, provenant de la zone de métamorphisme inverse du MCT dans la vallée de la Burhi Gandaki. Ces âges obtenus notamment sur des minéraux inclus dans des grenats progrades, impliquent que les mouvements sur le MCT soit se sont prolongés jusque vers 6 Ma, soit ont repris de façon épisodique, sous une Dalle du Tibet toujours chaude.

L'âge de cristallisation des leucogranites

Le granite du Manaslu est bien étudié du point de vue de la géochronologie. Deniel (1985) et Deniel *et al.* (1987) ont obtenu un âge de 25 Ma par la méthode U/Pb sur monazite et une isochrone à 18,1 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale. Au même granite, Copeland *et al.* (1990) ont proposé à partir de l'âge de refroidissement (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) sur les micas et les feldspaths, un âge de cristallisation autour de 20 Ma. Guillot *et al.* (1994) par la même méthode, obtiennent un âge de 22-23 Ma sur des hornblendes de l'auréole du métamorphisme de contact au toit du pluton. Celui-ci est cohérent avec le groupe d'âges le plus ancien obtenu par la méthode Th/Pb sur monazite (Harrison *et al.*, 1995 et 1998). Le deuxième groupe d'âge autour de 19-18 Ma, obtenu dans le même pluton, suggère la présence d'au moins deux épisodes de fusion responsables de la production du granite (Deniel *et al.*, 1987). Harrison *et al.* (1998) mettent en avant, par la méthode Th/Pb, un âge de 19,3 Ma sur les monazites de la phase granitique la plus récente du Manaslu, dite phase de Bhimtang. Guillot *et al.* (sous presse) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtiennent un âge de refroidissement de 15,4-15,9 Ma pour les muscovites et un âge de 16-16,7 Ma pour les biotites.

Dans la région du Langtang, Parrish *et al.* (1992) ont trouvé un âge autour de 21 Ma pour les monazites par la méthode U/Pb, proche de la gamme d'âge obtenue sur le

Manaslu. Par contre, l'unique échantillon daté du granite du Dolpo-Mugu révèle un âge récent de 17,6 Ma (Harrison *et al.*, 1998).

L'âge de mise en granites du "Bas-Himalaya"

L'âge de mise en place des granites du "Bas-Himalaya" a longtemps été l'objet de conjectures variées. Les travaux de Le Fort *et al.* (1980, 1981, 1983) et les datations absolues effectuées sur certains plutons ont permis d'établir l'existence de cette ceinture de granites peralumineux et son âge cambro-ordovicien (Le Fort *et al.*, 1980, 1981, 1983 par Rb/Sr sur roche totale, Beckinsale in Mitchell, 1981 par Rb/Sr sur roche totale et Schärer et Allègre, 1983 par U/Pb sur zircon et monazite).

6.2 Buts de l'étude

La région est constituée par le Moyen Pays, la nappe de Katmandou et la nappe de Gosainkund. Les granites de la nappe de Katmandou ("Bas-Himalaya") sont bien datés (*cf.* tableau 6-2). L'étude géochronologique dans la région du Langtang, au Nord du secteur étudié a été engagée par Inger et Harris (1992), Parrish *et al.* (1992) et Macfarlane (1993). Dans le complexe de Katmandou, outre nos travaux avec Peter Copeland, seuls Johnson et Rogers (1997) ont entamé une étude géochronologique partielle, surtout à l'Ouest et au Nord-Ouest de la capitale.

L'absence d'âges dans la majeure partie des nappes et du Moyen Pays empêche de déchiffrer l'évolution tectonique de la région. Aussi, pour mieux comprendre la tectonique de ces régions et leur histoire thermique, nous avons réalisé une étude géochronologique en utilisant la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite. Les âges de refroidissement obtenus sur minéraux nous renseignent sur la chronologie du métamorphisme des roches contenant ces minéraux. On peut, ainsi, estimer la relation entre la déformation, le métamorphisme et l'exhumation tectonique dans la région étudiée.

6.3 Datations*

L'objet d'une étude thermochronométrique est le décryptage des âges de passage des roches au-dessous de certaines températures, en utilisant des chronomètres naturels. Les âges obtenus correspondent, en fait, à un âge à partir duquel le système pris en compte est considéré comme fermé : il y a ni apport, ni perte de l'élément que l'on considère. Cette "fermeture" du système est, la plupart du temps, liée à la température. Ceci conduit à la notion de "température de fermeture isotopique" qui diffère selon la

* Dans cette partie, nous nous sommes largement inspiré des présentations écrites par Guillot (1993), Morillon (1997) et Lemennicier (1996).

méthode et le système considéré. Ainsi, en utilisant plusieurs systèmes isotopiques de températures de fermeture différentes, et en sélectionnant ceux dont les températures de fermeture sont suffisamment basses, nous pouvons espérer obtenir une évolution temps-température de la fin de l'histoire des roches étudiées, et donc cerner leur exhumation.

La première méthode, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, pour laquelle les températures varient de 550°C jusqu'à 200°C, est bien adaptée à la compréhension du phénomène d'exhumation, car elle correspond au passage du niveau structural ductile au niveau structural cassant. Ainsi, on peut mettre en évidence les différents stades de l'exhumation et d'éventuelles déformations tardives (post-déformation).

La deuxième méthode est la méthode de datation par traces de fission sur apatite où la température de fermeture du système va de quelque 120°C jusqu'à 60°C. Cette méthode permet de reconstituer l'histoire thermique tardive ou cassante et d'appréhender la vitesse de refroidissement finale.

6.3.1 Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ présente un grand intérêt dans l'étude des roches magmatiques et des roches métamorphiques. Les différents minéraux utilisés (amphibole, mica, feldspath) présentent des températures de fermeture différentes. Cette méthode permet en effet d'obtenir des âges de refroidissement sur une large gamme de températures, allant de plus de 500 °C (amphibole) jusqu'à moins de 200°C (feldspath). On pourra ainsi, non seulement dater des événements géologiques différents, mais également calculer des vitesses de refroidissement qu'il est souvent possible de rapprocher des taux de dénudation.

Les principes de la méthode et ses applications ont été décrits dans différents ouvrages, tels ceux de Dalrymple et Lanphere (1971, 1974), de McDougall (1974), de Faure (1977), de Dallmeyer (1979), de Maluski (1985) et surtout de McDougall et Harrison (1988).

6.3.1.1 Principe :

La méthode a pour principe la désintégration naturelle de l'isotope radioactif ^{40}K en $^{40}\text{Ar}^*$ (argon radiogénique) par émission de radiation beta. Elle se fonde sur un certain nombre de postulats :

- la période de désintégration du ^{40}K est constante et indépendante des conditions physico-chimique de son environnement ;
- le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est constant dans la nature. Ce principe est important car le ^{40}K n'est pas directement connu ;

- le $^{40}\text{Ar}^*$ mesuré dans un échantillon correspond à la désintégration *in situ* de l' ^{40}Ar depuis sa formation. Ce principe n'est pas toujours respecté puisque de nombreuses études montrent des excès d'argon ;

- une correction est apportée à la contribution non radiogénique d'argon. On admet en général que l'échantillon est en équilibre isotopique avec l'atmosphère. D'où la nécessité d'utiliser le diagramme de corrélation isotopique lorsque le rapport isotopique initial de l'échantillon est supérieur à 295,5;

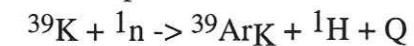
- l'échantillon est un système clos depuis sa cristallisation. Il ne doit pas avoir enregistré de perte ou de gain en Ar^* . Si c'est le cas, une étude fine des spectres permet de remonter à l'histoire thermique post-cristallisation de l'échantillon.

L'âge t d'un échantillon est lié au rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ par une équation du type :

$$t = (1/\lambda) \ln (\lambda + 1/(\lambda e + \lambda' e \cdot ^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}))$$

avec λ , λe , $\lambda' e$: constantes de désintégration.

Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$, n'est pas mesurable directement par spectrométrie de masse. C'est pourquoi l'échantillon à dater, en général une fraction minérale très pure, est tout d'abord irradié par un flux de neutrons rapides dans un réacteur nucléaire afin de transformer une partie des atomes de ^{39}K en ^{39}Ar selon la réaction :



Le ^{39}ArK est proportionnel à ^{40}K et on admet que le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est constant dans la nature. Or ^{40}K donne le $^{40}\text{Ar}^*$ par désintégration naturelle, donc $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$ est proportionnel à l'âge de l'échantillon.

Cependant ^{39}ArK dépendant des conditions d'irradiation (durée, intensité), on ne peut donc pas remplacer directement ^{40}K par ^{39}ArK dans l'équation précédente. En simplifiant, on introduit un paramètre d'irradiation J tel que l'âge t de l'échantillon est égal à :

$$t = (1/\lambda) \ln (1 + J \cdot ^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})$$

Ce paramètre J est déterminé à partir d'un échantillon standard dont on connaît l'âge et qui est irradié en même temps que l'échantillon à dater. J est égal à :

$J = (\exp \lambda \cdot t_s) - \lambda / ^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$, avec λ = constante de désintégration du ^{40}K et t_s , l'âge du standard.

Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$ n'est pas déterminable directement (McDougall et Harrison, 1988), il doit être corrigé car :

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_m - ^{40}\text{Ar}_A - ^{40}\text{Ar}_K - ^{40}\text{Ar}_{Ca} \text{ avec}$$

$^{40}\text{Ar}_m$ = argon mesuré

$^{40}\text{Ar}^*$ = argon radiogénique

$^{40}\text{Ar}_A$ = argon atmosphérique

$^{40}\text{Ar}_K$ = argon issu du potassium

$^{40}\text{Ar}_{Ca}$ = argon issu du calcium

L'avantage de cette méthode par rapport à la méthode K/Ar est la détermination simultanée de l'élément père et de l'élément fils.

6.3.1.2 Représentation des âges

La technique de dégazage par paliers successifs de température a été introduite par Turner *et al.* (1966). Deux types de diagrammes sont utilisés pour l'interprétation des résultats : les spectres d'âge et les isochrones.

Les spectres ont été utilisés pour la première fois par Turner *et al.* (1966). Leur utilisation implique que l'échantillon soit à l'équilibre avec l'argon atmosphérique, c'est-à-dire que l'argon piégé au cours de la cristallisation du minéral ait un rapport isotopique initial $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ égal à 295,5. Cette méthode permet de déterminer la distribution de l'argon radiogénique dans l'échantillon, les excès ou les pertes d'argon par diffusion ainsi que d'éventuelles anomalies thermiques (McDougall et Harrison, 1988) (Fig. 6-1). Cependant, l'âge calculé sur ce type de diagramme suppose, de façon implicite, que l'argon piégé dans le réseau cristallin, et qui n'est pas issu de la désintégration naturelle, ait une composition atmosphérique, avec un rapport de 295,5. Or, il arrive fréquemment que de l'argon non atmosphérique soit incorporé dans les minéraux au cours de leur histoire géologique. Dans ce cas, le spectre d'âge est parfois complexe et l'âge apparent mesuré est différent de l'âge réel.

La seconde méthode de représentation des données est le diagramme de corrélation isotopique entre $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Turner, 1971) ou diagramme isochrone (McDougall et Harrison, 1988; Fig. 6-2a, b).

6.3.1.3 Signification des âges

Les âges obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont des âges de refroidissement dépendant du type de minéral utilisé et de son histoire géologique. Les paramètres qui contrôlent principalement les processus de migration de l'argon sont la température, la pression, la composition chimique, la mobilité des phases fluides et la déformation.

Il convient donc de définir avec soin le type d'événement daté (magmatisme, métamorphisme, hydrothermalisme, etc.), mais aussi l'état des minéraux utilisés (déformation, altération, pureté) et leur composition chimique (zonation, contamination). Seule la prise en compte de ces différents facteurs permet de donner une signification à l'âge obtenu.

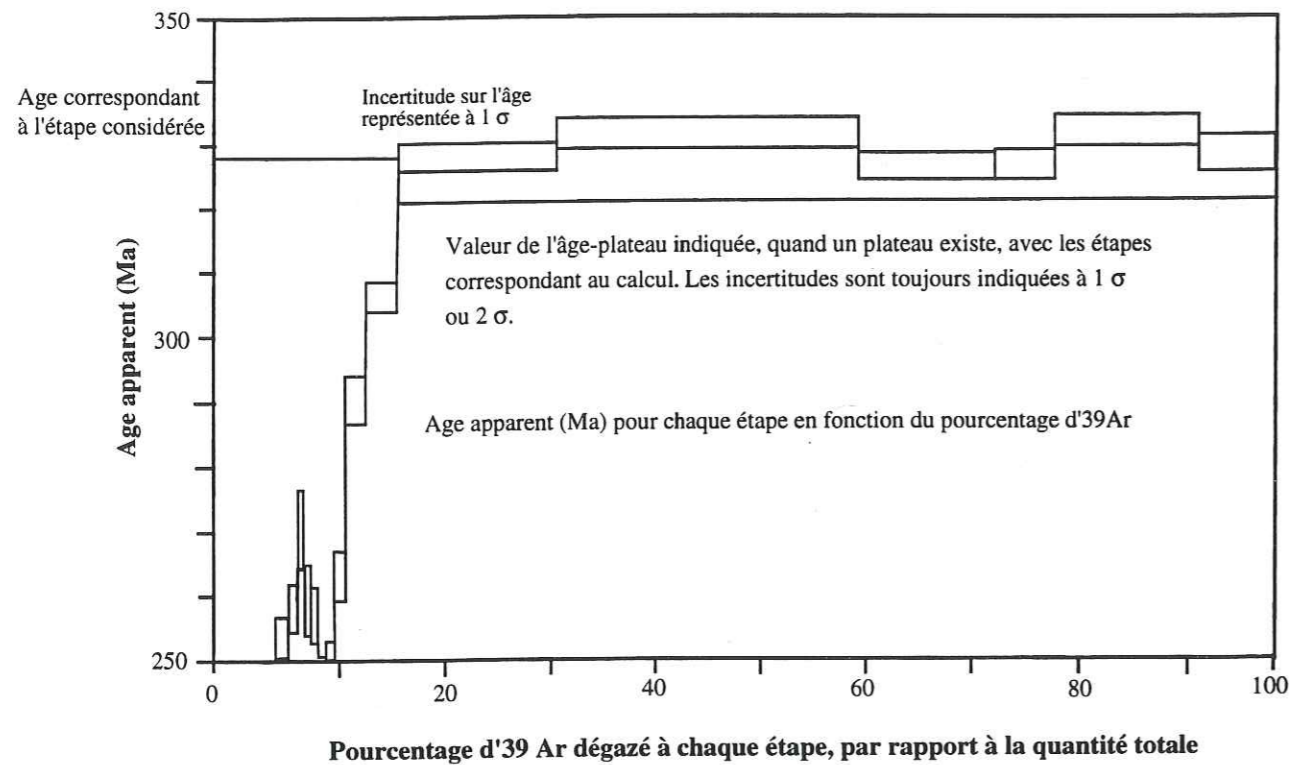


Fig. 6-1 Modèle général de représentation des données

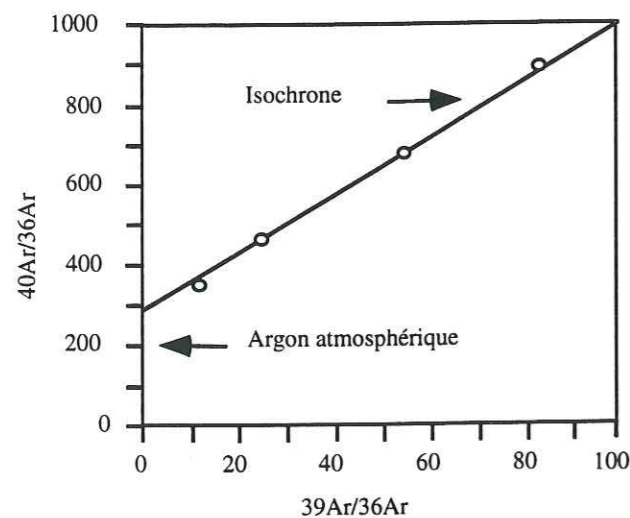


Fig. 6-2a Isochrone Ar-Ar. L'âge de l'échantillon est proportionnel à la pente de l'isochrone (d'après McDougall & Harrison, 1988).

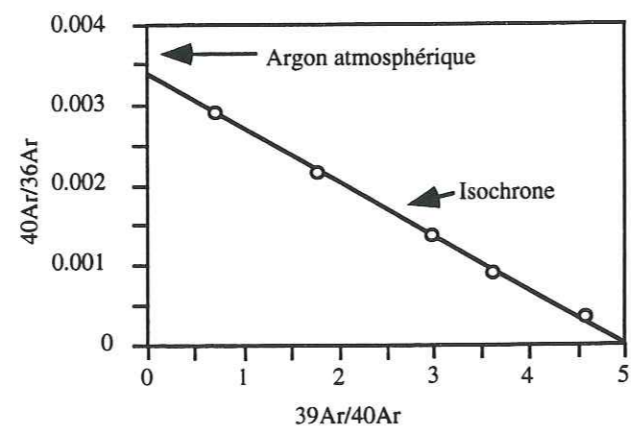


Fig. 6-2b Illustration de l'isochrone inverse. Les intercepts supérieur et inférieur correspondent respectivement à la composante piégée et à la composante radiogénique en argon (d'après McDougall & Harrison, 1988).

6.3.2 Ages de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des unités étudiées

6.3.2.1 Méthodologie

Nous avons broyé les échantillons à l'Institut Dolomieu de Grenoble utilisant essentiellement un broyeur à deux cylindres. Les différentes fractions granulométriques sont ensuite séparées par tamisage. Seule la fraction de 0,1 à 0,125 μm est utilisée après lavage et séchage.

Le séparateur isodynamique Frantz a permis d'extraire les muscovites. Cet appareil utilise la susceptibilité magnétique, les caractères morphologiques et la densité des grains. Son principe est basé sur la présence d'un champ magnétique traversé par une gouttière vibrante acheminant les minéraux à séparer. Cette gouttière peut s'incliner longitudinalement (pente) et transversalement (dévers). Pour pouvoir séparer chaque type de minéral, on utilise différentes associations champ magnétique-pente-dévers.

Après un premier passage dans le séparateur, nous avons récolté deux lots : les minéraux ferromagnétiques (biotite, tourmaline...) et les minéraux non-ferromagnétiques (quartz, feldspaths, muscovite).

En changeant les paramètres du séparateur, on peut extraire les muscovites du deuxième lot après un nouveau passage dans le séparateur. Cependant, le débit du séparateur de Frantz est faible (environ 20 g à l'heure) et l'alimentation n'est pas stable et nécessite de fréquents réglages. Aussi, pour accélérer les passages dans le séparateur, nous avons fréquemment traité les fractions granulométriques au moyen de différentes liqueurs permettant de séparer les minéraux par densité.

Finalement P. Copeland a analysé ces échantillons dans son laboratoire du Department of Geosciences de l'Université de Houston, Texas, États-Unis, après avoir effectué une dernière purification manuelle sur les concentrés de muscovite (ou de biotite) que nous lui avons faits parvenir.

6.3.2.2 Résultats isotopiques

Les âges de refroidissement des muscovites de la région étudiée, obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sont reportés dans le tableau 6-2. Les distributions des âges sont reportées sur diagramme (Figs. 6-3 et 6-4). Les spectres des âges et des isochrones sont présentés en annexe 3.

Les résultats obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ présentés dans des diagrammes spectraux des âges, impliquent que le rapport initial ou piégé $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ soit égal à la valeur atmosphérique actuelle (295,5). Dans quelques échantillons, le gradient des âges révèle la présence d'excès d'argon ou de perte par diffusion. Dans ce cas, nous présentons l'âge minimal des spectres trouvé dans la partie homogène des spectres. Les

Tableau 6-2 Ages obtenus dans la région étudiée par la méthode 40Ar/39Ar sur muscovite

N° échantillon	Nature	Unité	Altitude	Age (Ma)
KN29	gneiss oeilé	Nappe du	2550	9,6±0,1
KN41	gneiss oeilé		3240	8,5±0,1
KN67	gneiss granitique	Gosainkund	3660	7±0,1
KN71	migmatite		4585	7,7±0,1
KN80	migmatite		2130	5,1±0,4
KN100	gneiss en plaquette		760	11,9±0,2
KN109	gneiss oeilé		1790	12±0,1
KN244	gneiss granitique		1820	7,5±0,1
KN250	gneiss oeilé		2400	8,3±0,1
KN270	paragneiss		940	11,9±0,1
KN299	paragneiss		475	15,5±0,2
KN427	gneiss granitique		1740	12,3±0,2
KN436	paragneiss		1460	13,5±0,3
KN440	gneiss oeilé		1750	14,4±0,2
KN441	gneiss en plaquette		1160	18,5±0,5
KN459	leucogranite		990	17,4±0,4
KN461	gneiss oeilé		1830	12±0,3
KN462	gneiss oeilé		1830	13±0,2
KN463	gneiss granitique		1900	12,9±0,2
KN471	gneiss oeilé		1380	13,2±2
KN517	gneiss granitique		920	7,4±0,2
KN521	gneiss en plaquette		1720	5,6±0,4
KN526	gneiss en plaquette		2420	7,1±0,4
KN665	gneiss		950	8,8
KN666	schiste à muscovite		950	9±0,1
KN667	schiste à muscovite		1000	10,1±0,3
KN668	gneiss		1150	8,3±0,1
KN669	gneiss		1200	7,7±0,2
KN670	gneiss		1400	7,9±0,3
KN671	gneiss		1300	8,6±0,5
KN672	gneiss		1400	8,8±0,2
KN675	gneiss		1800	8±0,1
KN677	gneiss		2000	7,2±0,2
KN679	gneiss		2650	7,9±0,1
KN689	gneiss		3100	9,1±0,3
KN690	schiste à muscovite		2500	10,6
KN693	schiste à muscovite		2400	9,6±0,2
KN694	schiste à muscovite		2420	10,0±0,2
KN695	schiste à muscovite		2450	10,2±0,1
KN696	schiste à muscovite		2430	10,1±0,1
KN697	schiste à muscovite		2440	9,0±0,1
KN698	schiste à muscovite		2500	9,4±0,3
KN702	schiste à muscovite		1850	10,3±0,1
KN703	schiste à muscovite		1850	11,2±0,1
KN704	schiste à muscovite		2025	10,2±0,1
KN707	schiste à muscovite		1550	10,2±0,1
KN723	gneiss		4400	10,9±0,1
KN724	gneiss		4750	7,8±
KN731	gneiss		4000	6,8±0,3
KN732	gneiss		3500	10,9
KN733	gneiss		2550	6,8±0,1
KN734	gneiss		3500	8,9±0,1
KN738	schiste à grain fin		1400	13,4±2,0
KN739	schiste à muscovite		1490	9,3±0,1
KN740	gneiss		2200	12,5±0,1
KN741	gneiss		1900	12,5±0,0
KN742	gneiss		1750	14,1±0,1
KN743	gneiss		2250	13,6±0,1

Tableau 6-2 (suite)

N° échantillon	Nature	Unité	Altitude	Age (Ma)
NE4	gneiss	Nappe du	2500	5,5
NE8	gneiss		2250	6,1
NE9	gneiss	Gosainkund	2800	4,6
NE13	gneiss		3600	12,1
NE15	gneiss		3500	8,6
NE23	gneiss		2700	6,7
NE24	gneiss		2200	6,9
S7	gneiss		2000	6,7
BE320	granite	Nappe de	1900	≤20
HT-11	schiste	Katmandou	1000	21
KN272	granite		1800	22±0,2
KN295	gneiss oeilé		540	19,7±0,2
KN301	gneiss oeilé		580	15,1±0,2
KN443	gneiss en plaquette		1065	13,5±0,3
KN445	gneiss oeilé		1080	17,1±0,3
KN450	quartzite micacée		885	17,6±0,3
KN453	gneiss oeilé		900	15,6±0,2
KN455	gneiss oeilé		845	>29,1
KN865	micashiste		750	17,6
KN869	micashiste		800	17,6
KP2	gneiss oeilé		750	16,9
KP40	gneiss oeilé		2700	19,9
KP95	gneiss		1750	17,6
KP159	micashiste		1350	19,5
KP347	granite fin		2100	19,7
KP372	granite porphyroïde		2200	20
KP378	leucogranite		2100	≤18
SR34	leucogranite altéré		1500	≤19
SR91	gneiss granitique		1000	18,1
KN217	gneiss oeilé	MPS (Ulleri)	2095	12,2±0,2
KN237	gneiss oeilé	MPS (Ulleri)	1655	11,6±0,1
KN709	argilite	MPS	1200	17,1±0,2
KN710	schiste à muscovite		1400	64,7±0,5
KN714	schiste sombre		600	>225

MPS = Moyen Pays Supérieur. Ages ± 1 sigma

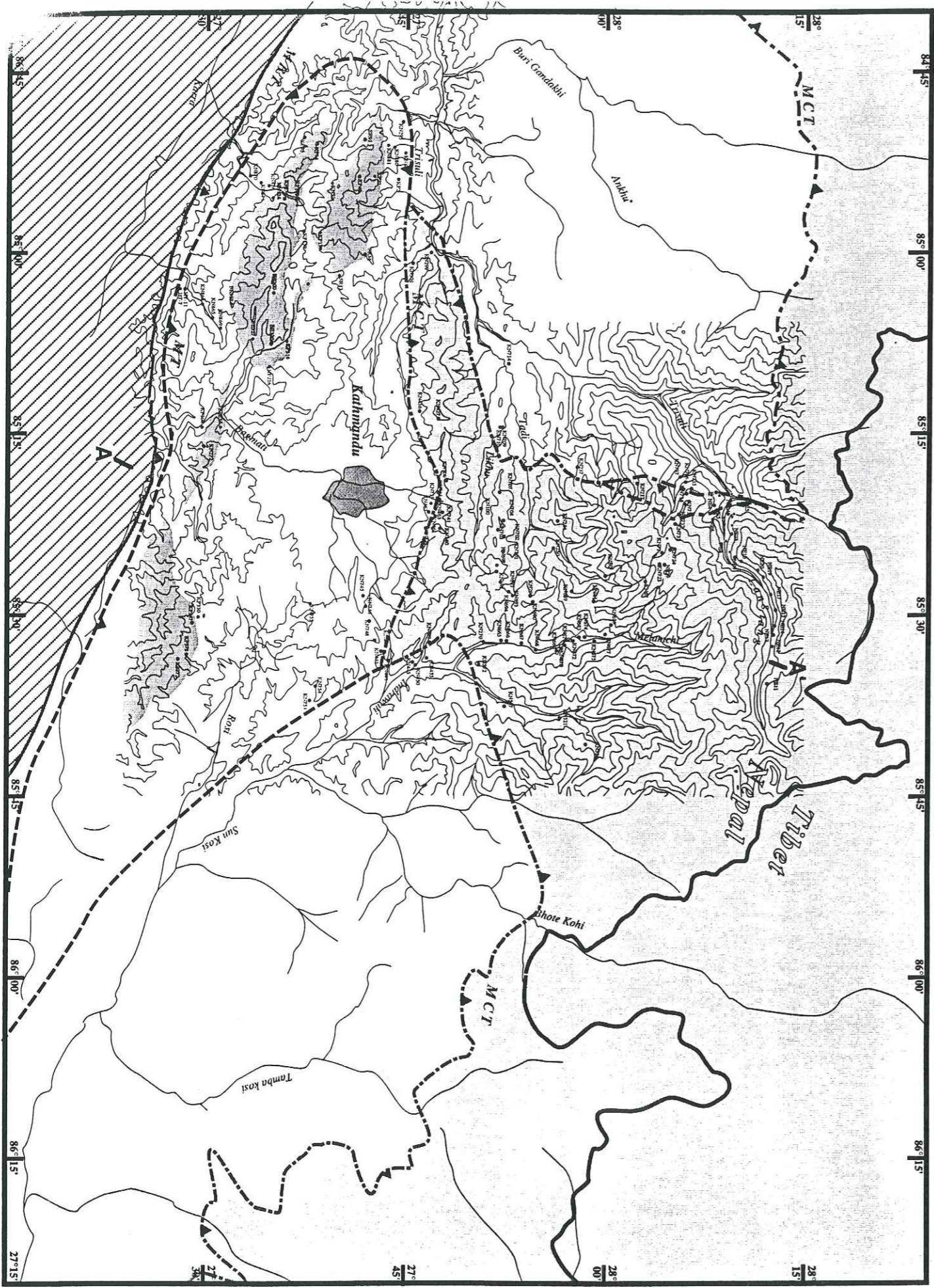


Fig. 6-3 Carte de localisations des échantillons datés par la méthode 40Ar/39Ar dans la région étudiée.

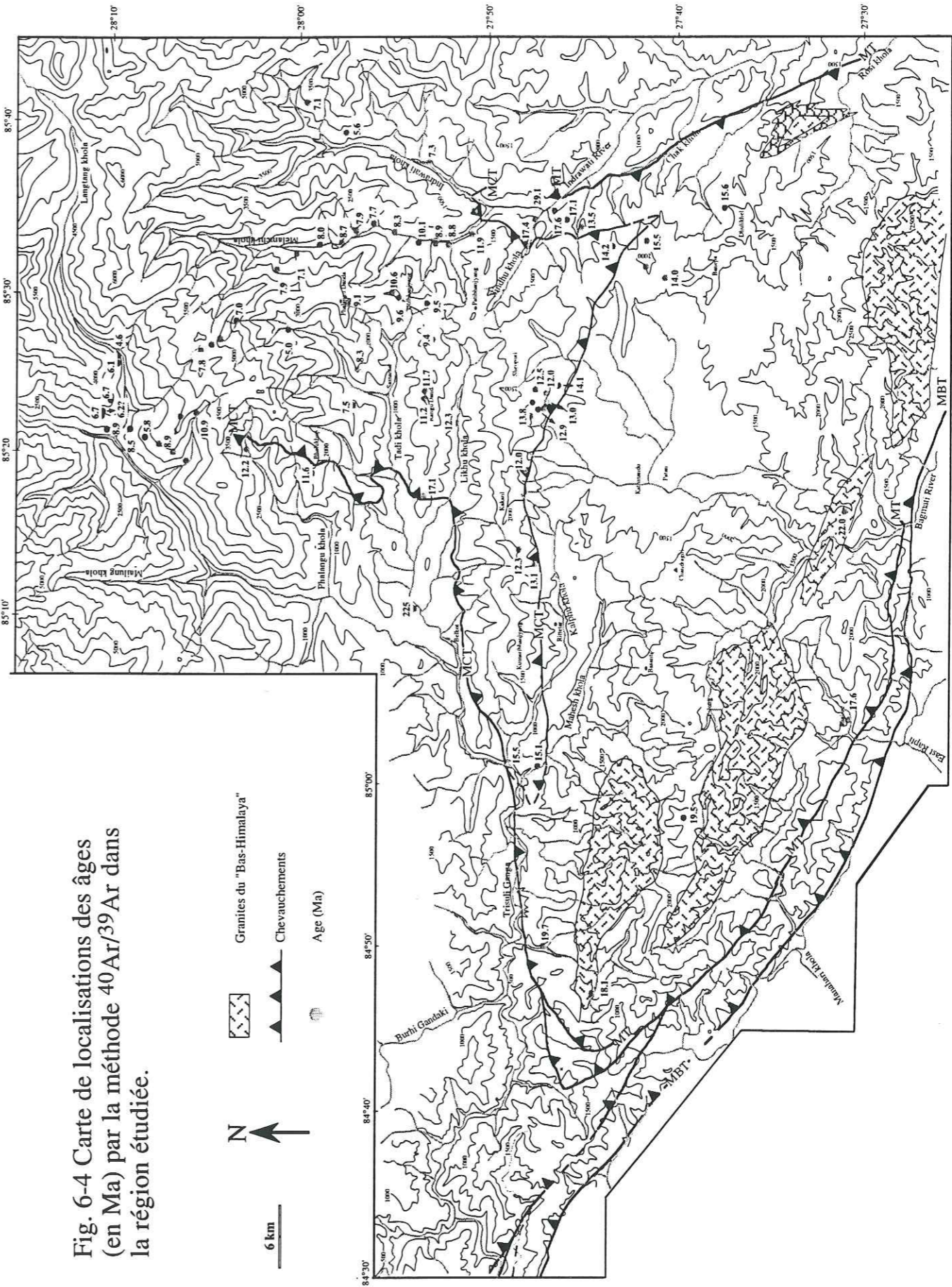


Fig. 6-4 Carte de localisations des âges (en Ma) par la méthode 40Ar/39Ar dans la région étudiée.

résultats de quelques échantillons des différentes unités seront décrits très brièvement dans le paragraphe suivant.

6.3.2.3 Unités étudiées

Moyen Pays népalais :

Deux échantillons (KN217, KN237) prélevés par nos soins, provenant de la vallée de la Phalangu khola et de Lachyang, trois échantillons (KN735, KN736, KN737) prélevés par P. Le Fort dans la vallée de Trisuli khola et trois échantillons (KN709, KN710, KN714) prélevés par P. Copeland dans la vallée de la Tadi khola, au Nord-Ouest de la région étudiée, ont été analysés.

Les deux premiers échantillons appartiennent à la formation de gneiss ocellés d'Ulleri, proches du MCT. Ils sont fortement déformés et montrent la cinématique du cisaillement du Nord au Sud. Les muscovites de gneiss ocellés (KN217, KN237) montrent respectivement des spectres d'âge de $12,2 \pm 0,2$ Ma et $11,6 \pm 0,1$ Ma.

L'échantillon (KN714) provient des schistes de Kunchha (Moyen Pays Inférieur), situé à basse altitude (600 m). La muscovite présente un spectre d'âge en escalier, de 225 Ma jusqu'à 1600 Ma, âge ancien qui n'est pas sans rappeler celui de 1744 ± 80 trouvé par isochrone interne Rb-Sr sur des pegmatites de Kunchha (Deniel, 1985)

En résumé, les âges des muscovites proches du MCT sont très jeunes. Seul un échantillon éloigné du MCT a donné un âge très ancien.

Nappe de Katmandou :

Dix-neuf échantillons ont été analysés provenant de différentes localités. Onze échantillons (BE320, KN272, KP2, KP40, KP95, KP159, KP347, KP372, KP378, SR34, SR91) prélevés par P. Le Fort et F. Debon, six (HT-11, KN745, KN746, KN748, KN753, KN754) par P. Copeland et le reste (KN295, KN301, KN443, KN445, KN450, KN453, KN455, KN865, KN869) par nous-même ont été analysés.

La muscovite de l'échantillon (KN272) du granite d'Ipa, situé très au Sud de la partie frontale de la nappe, montre un spectre plat, donnant un âge de refroidissement de $22,0 \pm 0,2$ Ma. Un échantillon (SR91) du granite de Simchar, orthogneissifié, présente un âge plus jeune (18,1 Ma) que celui de la muscovite du granite d'Ipa.

Les muscovites de gneiss ocellés (KN295 et KN301) situés à l'Ouest de Katmandou présentent les âges respectifs de $19,7 \pm 0,2$ Ma et $15,1 \pm 0,2$ Ma, d'après leurs spectres. La muscovite KN295 donne un spectre plat avec libération d'argon au début et au-delà de 90% de ^{39}Ar libéré. Les échantillons (KN445, KN455) proviennent de la rive droite de la vallée de l'Indrawati, à l'Est de Katmandou. La muscovite (KN445)

montre un spectre plat et une isochrone donnant un âge de 17,1 Ma avec un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 342 ± 24 et un MSWD de 1,1. L'autre échantillon (KN455) présente un âge beaucoup plus ancien. Il montre un âge minimum de 29 Ma avec un spectre en escalier jusqu'à 50 Ma.

L'échantillon (KN748, gneiss en plaquette), localisé autour de Nagarkot, présente un spectre légèrement complexe qui est cohérent avec l'âge de $15,5 \pm 0,2$ Ma donné par l'isochrone. Cette isochrone est associée à un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $332,1 \pm 19$ et un MSWD de 1. L'échantillon (KN745) situé près de l'échantillon précédent, montre un âge plus jeune (14 Ma).

En résumé, les muscovites des échantillons de la nappe de Katmandou montrent un âge de refroidissement compris entre 22 Ma et 13 Ma, si on exclut l'âge de l'échantillon KN455 qui possède un spectre en escalier.

Nappe du Gosainkund :

Soixante-six échantillons ont été analysés provenant de différentes localités (Figs. 6-3 et 6-4), dont 21 (KN29 à KN527) prélevés par nos soins et le reste par P. Le Fort et P. Copeland (Tableau 6-2). Seuls les âges de quelques échantillons seront décrits à partir de leur lithologie.

Tout d'abord, concernant les muscovites des gneiss ocellés, les échantillons (KN461 et KN462) situés à la tête du MCT, au Nord de Katmandou, montrent des spectres relativement plats et des isochrones donnant un âge de $12 \pm 0,3$ Ma et $13 \pm 0,2$ Ma. Le deuxième échantillon possède un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 369 ± 22 et un MSWD de 1. Un autre échantillon (KN109), situé juste à l'Ouest des précédents, au Nord de Balaju montre un âge de $12 \pm 0,1$ Ma avec un spectre relativement plat. La muscovite d'un quatrième échantillon (KN440) provenant des environs de Nagarkot, à l'Est de Katmandou, présente un spectre relativement plat, donnant un âge de $14,2 \pm 0,2$ Ma. La muscovite de l'échantillon (KN29) de Gulbhanjyang sur le chemin de Sindarijal à Gosainkund donne un spectre très plat donnant un âge de $9,5 \pm 0,1$ Ma. La muscovite d'un échantillon (KN250) situé au Nord-Ouest de l'échantillon KN29 montre un âge plus jeune, soit de $8,3 \pm 1$ Ma. Dans cet échantillon, la muscovite présente un spectre complexe. Heizler et Harrison (1988) proposent que les pièges multiples d'argon dans les minéraux soient produits par contamination ou par excès d'argon et par le comportement différent entre l'argon localisé dans les sites anioniques et celui localisé dans les sites cationiques.

Un échantillon (KN459) issu du leucogranite provenant du MCT dans la vallée de la Sindhu khola, rive droite de la vallée de l'Indrawati, a été daté à 17,4 Ma, donnant un spectre légèrement plat.

Des âges sur muscovites ont également été obtenus pour des gneiss granitiques. La muscovite d'un échantillon (KN67) récolté à Phedi, au Sud du sommet du Gosainkund, montre un spectre plat donnant un âge de $7,0 \pm 0,1$ Ma. La muscovite de KN244, provenant de la rive droite de la vallée de la Tadi khola présente elle aussi un spectre très plat ($7,5 \pm 0,1$ Ma). KN427, localisé à l'Ouest de Kakani, montre un spectre plat dont l'isochrone donne un âge de $12,0 \pm 0,2$ Ma. Cette isochrone a un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 336 ± 30 et un MSWD de 2,1. L'échantillon (KN463) au Nord de Katmandou présente un spectre relativement plat et une isochrone donnant un âge de $12,9 \pm 0,2$ Ma avec un rapport de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 302 ± 6 et MSWD de 0,6. La muscovite de l'échantillon (KN517) provenant de la vallée de l'Indrawati khola présente un spectre relativement plat et une isochrone donnant un âge de $7,4 \pm 0,2$ Ma avec un rapport de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 290 ± 2 et MSWD de 0,9.

Deux échantillons (KN71 et KN80) issus des migmatites de la partie supérieure de cette nappe autour de Gosainkund ont également été datés. La muscovite de KN71 montre un spectre plat donnant un âge de $7,8 \pm 0,1$ Ma. Le deuxième échantillon montre un spectre complexe. Son âge à considérer est celui donné par l'isochrone, soit $5,1 \pm 0,4$ Ma associé à un rapport de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 589 ± 6 et MSWD de 1,4.

Nous avons aussi daté des muscovites des paragneiss (KN270, KN299, KN436). La muscovite de KN270 présente un spectre relativement plat donnant un âge de $11,9 \pm 0,1$ Ma. La tendance reflète légèrement la superposition de gradients d'argon dans un minéral : l'un lié à un excès d' ^{40}Ar dans l'intérieur du minéral ou dans la bordure du minéral et l'autre lié à l'homogénéisation incomplète de l'argon pendant le réchauffement (Copeland *et al.*, 1991). Dans la muscovite de KN299, nous avons obtenu un âge par isochrone de $15,5 \pm 0,2$ Ma, associé à un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 366 ± 9 et un MSWD de 2,5. Cet échantillon montre le même tendance évolutive dans son spectre que KN270, en restant toute fois relativement plat. L'échantillon KN436 montre un spectre plat donnant un âge de $13,5 \pm 0,3$ Ma.

Des muscovites de gneiss en plaquettes ont été également datées. Les muscovites de KN100, KN521 et KN527 ont respectivement des âges de $11,9 \pm 0,2$ Ma, $5,6 \pm 0,4$ Ma et $7,1 \pm 0,4$ Ma. L'échantillon KN100 montre un spectre relativement plat. Par contre, KN521 et KN527 présentent des spectres moins plats dont les âges ont été calculés sur les isochrones, donnant respectivement $5,6 \pm 0,4$ Ma ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = 451 \pm 22$, MSWD= 0,9) et $7,1 \pm 0,4$ Ma ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = 342 \pm 41$, MSWD= 2,1)

En résumé, l'âge de refroidissement des muscovites dans cette nappe du Gosainkund varie entre 12 et 5 Ma, du Sud au Nord (Fig. 6-5).

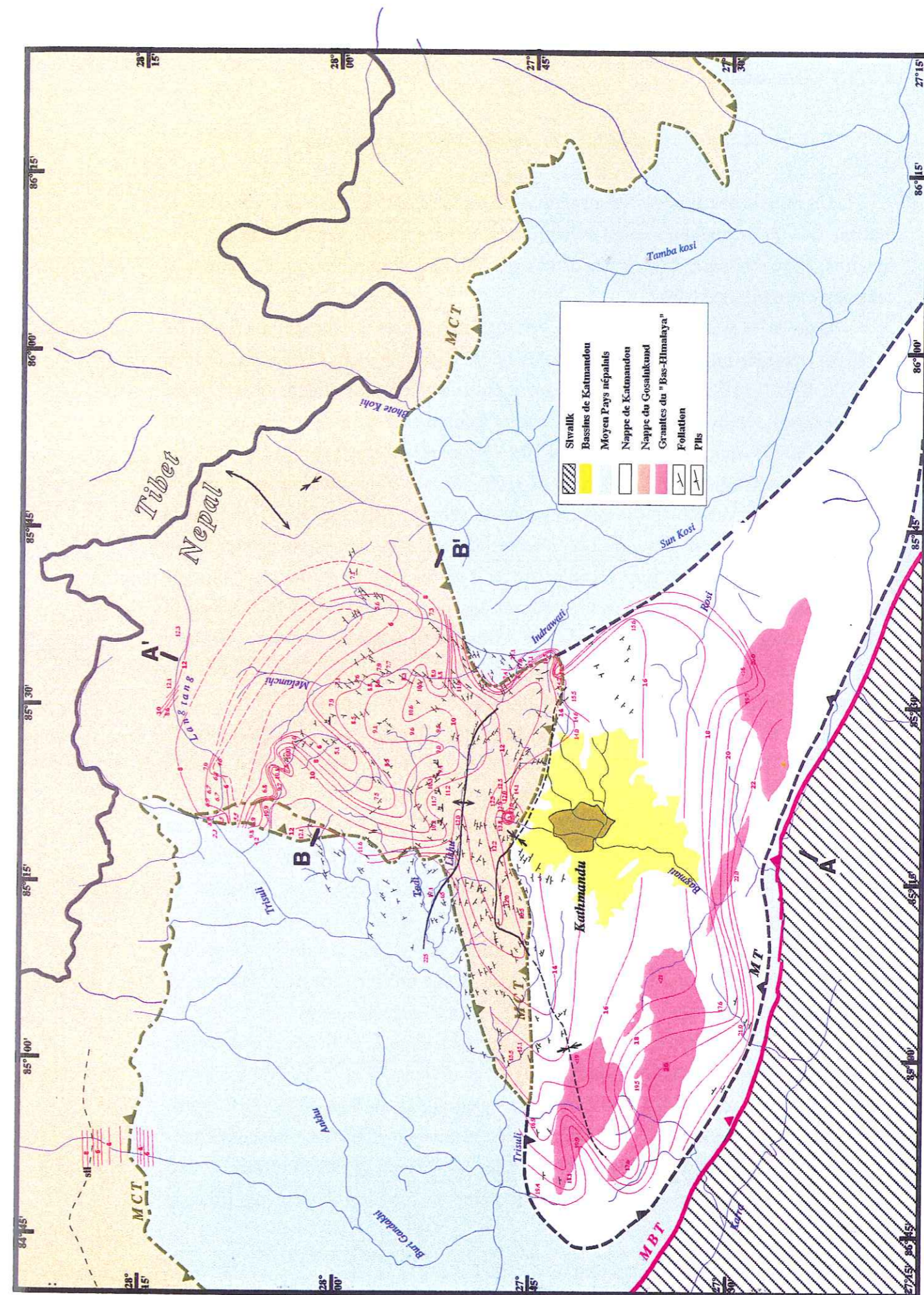


Fig. 6-5 Distribution des âges Ar/Ar sur muscovite dans la région étudiée (nappes de Katmandou et du Gosainkund, Moyen Pays népalais). Les courbes isochrones concernent les âges Ar/Ar. A-A' et B-B' représentent des coupes (Fig. 6-10) avec la distribution des âges Ar/Ar.

6.3.2.4 Discussion

Interprétation des résultats et implications tectoniques

Un résumé des âges Ar/Ar sur muscovite des différentes unités est donné dans le tableau 6-2. Pour quelques rares échantillons, on observe de fortes variations des spectres, probablement dues à des excès d'argon. En conséquence, ces âges sont considérés comme incertains.

Dans le Moyen Pays (Figs. 6-4 et 6-6), nous avons 3 échantillons dont l'un (KN714) présente un âge très ancien (plus de 225 Ma) par rapport aux deux autres (KN217; KN237, 11-12 Ma). L'échantillon le plus vieux est plus éloigné du MCT que les deux autres. Il présente un spectre en escalier similaire à d'autres spectres obtenus sur des micas blancs, qui peut traduire des pertes épisodiques d'argon pendant le Tertiaire (Baldwin et Harrison, 1989). Copeland *et al.* (1991) dans la coupe du Manaslu le long de la Burhi Gandaki, ont obtenu le même genre de spectre. Quant à l'âge donné par la fraction la plus ancienne, il pourrait représenter une mémoire d'épisodes précambriens anciens, éventuellement repris de façon détritique dans les schistes de Benighat, proches de la formation de Kunchha à cet endroit. Krummenacher (1966) et Deniel (1985) avaient déjà mis en évidence de telles reliques dans la formation de Kunchha.

Les deux autres échantillons du Moyen Pays sont des gneiss ocellés d'Ulleri, très déformés et proches du MCT. Ils ont produit des âges muscovite plus vieux (11-12 Ma) que l'âge de $8.9 \pm 0,2$ Ma obtenu dans la région du Langtang sur des gneiss ocellés similaires par Macfarlane (1993), au Nord du secteur étudié. Ces âges plus jeunes, proches du MCT, seraient enregistrés dans la zone du MCT lors de sa réactivation (Copeland *et al.*, 1991; Macfarlane, 1993). Hubbard et Harrison (1989) ont trouvé un âge de 12 Ma sur le même type de roche appartenant probablement à la même formation dans la région de l'Everest, à l'Est du Népal. Krummenacher (1971) et Bassett *et al.* (1976) ont obtenu sur des biotites des gneiss ocellés d'Ulleri au Népal central et d'Okhaldunga à l'Est de Katmandou, par la méthode K-Ar, des âges de 53 Ma et 30 ± 2 Ma. Ces âges, plus anciens que ceux que nous avons obtenus, reflètent des valeurs intermédiaires entre leur âge de formation et leur rajeunissement himalayen.

Les âges de la nappe de Katmandou sont compris entre 22 et 14 Ma et proviennent essentiellement des régions du Nord-Est et du Sud-Ouest (Fig. 6-5). Nous n'avons obtenu qu'un seul un âge (22 Ma) provenant des granites au Sud (KN272). Comme pour les autres nappes, les âges de la nappe de Katmandou montrent une distribution sans relation avec la topographie actuelle (Fig. 6-7) mais rajeunissant globalement vers le Nord (Fig. 6-5). On peut faire les remarques suivantes en fonction de leur distribution géographique :

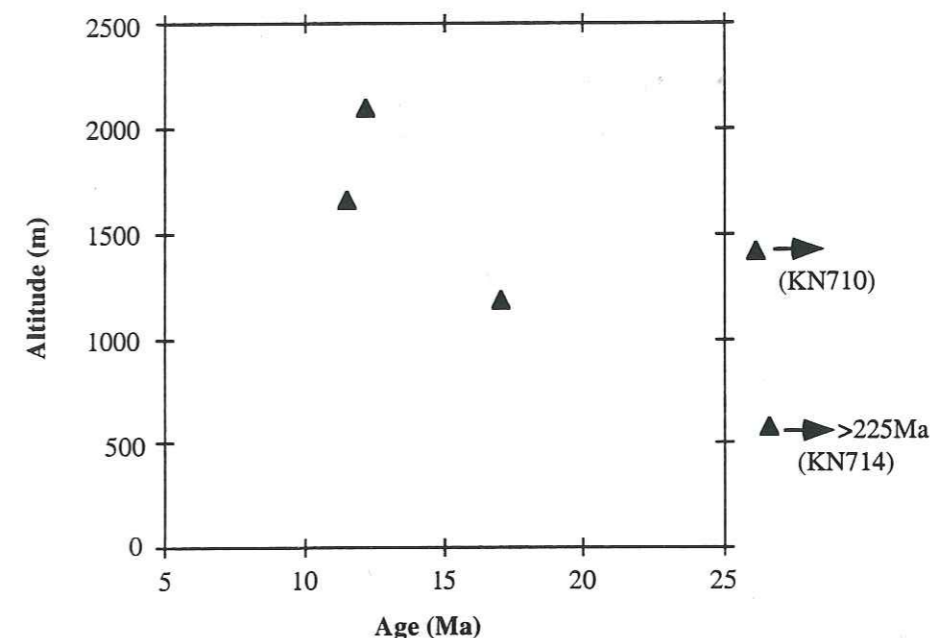


Fig. 6-6 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites du Moyen Pays en fonction de l'altitude des prélèvements. Données dans le tableau 6-2.

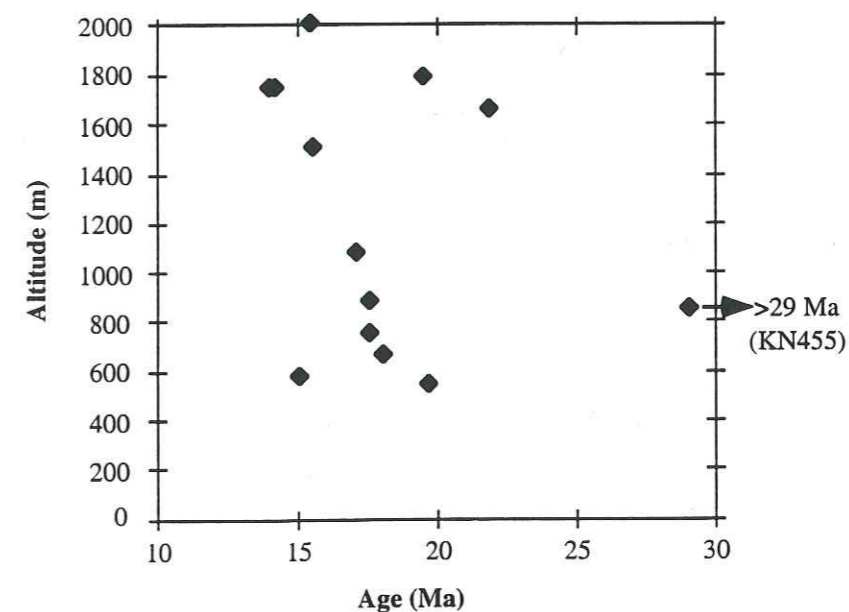


Fig. 6-7 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites de la nappe de Katmandou en fonction de l'altitude des prélèvements. Données dans le tableau 6-2.

- le plus vieil âge (22 Ma) provient du granite d'Ipa situé dans la partie frontale au Sud de la nappe. Si le front de la nappe est venu se bloquer sur une rampe, l'âge pourrait avoir été enregistré à la fin du charriage de la nappe. Une datation (Rb/Sr) sur les biotites du même pluton, a donné un âge de 14 Ma (Le Fort *et al.*, 1983);

- lorsqu'on considère les âges de la région Ouest, on observe que le refroidissement est de plus en plus tardif en allant vers l'Est (Fig. 6-5);

- dans la région du Nord-Est, les âges diminuent progressivement vers le Nord-Ouest. Un échantillon de gneiss ocellé a produit un âge supérieur à 29 Ma, le plus vieux de tous les échantillons prélevés dans la nappe. Il est remarquable que cet échantillon, le plus ancien, soit localisé quasi le plus au Nord et le plus bas sur le flanc Est de la nappe. Cet âge pourrait indiquer, soit que la nappe de Katmandou a commencé d'être charriée avant 29 Ma pendant la période éo-himalayenne, soit que l'échantillon de gneiss ocellé n'appartient pas à la nappe de Katmandou, mais se trouve encore dans le Moyen pays;

- nous n'avons pas observé de corrélation entre les âges et la lithologie ou la stratigraphie. Plus globalement, à l'échelle de toute la nappe, on observe une décroissance des âges en allant du MT vers le MCT.

La nappe du Gosainkund, partie constitutive du Haut-Himalaya, a été l'objet de nombreux travaux. Quelques interprétations concernant les âges du Haut-Himalaya dans les régions de l'Everest, du Langtang, de Katmandou et de l'Annapurna-Manaslu seront brièvement rappelées avant de les comparer à nos résultats.

Dans la région de l'Everest, à l'Est du Népal, Hubbard et Harrison (1989) ont obtenu par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, un âge de $12 \pm 0,2$ Ma dans la zone du MCT; un âge de $7,7 \pm 0,4$ Ma dans la partie inférieure de la Dalle du Tibet et de $16,6 \pm 0,4$ Ma dans la partie supérieure. Ils considèrent que la température du pic de métamorphisme est synchrone du fonctionnement du MCT. Selon ces auteurs, la fermeture de la hornblende se fait il y a $20,9 \pm 2$ Ma, à une température proche de celle du pic de métamorphisme.

Juste au Nord de la région étudiée, dans la région du Langtang, Inger (1991), Inger et Harris (1992) ont obtenu un âge de 23 ± 3 Ma pour des muscovites par la méthode Rb/Sr dans la zone à disthène du Haut-Himalaya. Cet âge est interprété comme celui d'une cristallisation liée au mouvement du MCT. Ils obtiennent également l'âge minimum de $16,9 \pm 0,8$ Ma pour le métamorphisme M2 sur des biotites par la méthode Rb/Sr dans la zone à sillimanite de la partie supérieure du Haut-Himalaya. Parrish *et al.* (1992) ont utilisé la méthode de datation U-Pb sur zircon et monazite dans les gneiss et les granites de la même région. Ils concluent que le pic de métamorphisme et la cristallisation du granite sont âgés de 16 à 20,5 Ma. La majeure partie du Haut-Himalaya est dominée par l'érosion contrôlée par la surrection entre 20,5 à 4,6 Ma (Macfarlane,

1993). Macfarlane (1993) a également obtenu des âges très jeunes (2,3 Ma) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dans les écaïlles associées aux structures en duplex du MCT. Cet auteur signale de plus des âges de 5,8 à 8,9 Ma dans la zone du MCT, non loin des écaïlles.

Au Nord-Ouest et à l'Ouest de Katmandou, Johnson et Rogers (1997) ont obtenu par la méthode Rb/Sr, un âge entre 18 et 14 Ma pour des pegmatites déformées qu'ils attribuent au groupe de Bhimphedi. Ils interprètent cet âge comme étant celui d'un fort métamorphisme tertiaire. Pour nous, ces échantillons appartiennent en fait à la nappe du Gosainkund et non à celle de Katmandou. Les âges qu'ils obtiennent sont logiquement plus anciens que ceux que nous présentons pour des localités voisines.

A l'Ouest de la région étudiée, Vannay et Hodges (1996) ont obtenu des âges entre 13 et 15 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, pour des muscovites du Haut-Himalaya de l'Annapurna sans qu'aucune différence d'âge de refroidissement en fonction de la distance au MCT n'apparaisse. Ils suggèrent une exhumation tectonique rapide associée à des mouvements extensifs tardifs dans les niveaux structuraux profonds. Copeland *et al.* (1991) observent des âges plus jeunes (5-4 Ma) dans la zone du MCT du Manaslu; ils attribuent cette phase de réchauffement à une circulation de fluides exotiques à haute température dans le MCT. Dans les régions sources, l'énergie thermique proviendrait de cisaillements ductiles. Dans la vallée de la Marsyandi, Edwards (1995) obtient des âges (2,6 - 6,2 Ma) liés à la déformation tardive dans le Moyen Pays et dans le Haut-Himalaya autour du MCT. Enregistrés dans les niveaux profonds du Haut-Himalaya et du MCT, ces âges auraient été produits par le cisaillement, la recristallisation et le réarrangement des minéraux par des fluides hydrothermaux (Maluski *et al.*, 1988; Copeland *et al.*, 1991).

Quant à nos âges entre 14 et 5 Ma dans la nappe du Gosainkund, ils montrent une distribution sans lien, ni avec l'élévation topographique, ni avec l'éloignement structural au MCT (Fig. 6-5). Par contre, ces âges sont nettement corrélés à la position géographique actuelle, avec une diminution assez progressive des âges du Sud vers le Nord (Figs. 6-8, 6-9).

Par ailleurs, la distribution des âges n'est pas corrélée à l'assemblage métamorphique, ni à la distance au MCT (Fig. 6-10), c'est-à-dire selon un métamorphisme inverse du Moyen Pays vers la nappe du Gosainkund. Les conditions métamorphiques tracées en fonction de la distance du MCT montrent que les pressions diminuent progressivement du MCT aux niveaux supérieurs de la nappe du Gosainkund (Fig. 7, sous chapitre thermobarométrie). La similitude des estimations P-T autour du MCT suggère que la déformation majeure est synmétamorphe et enregistre le chevauchement de la nappe du Gosainkund sur le Moyen Pays. Par contre, au contact entre la nappe du Gosainkund et la nappe de Katmandou, on observe une saute brusque

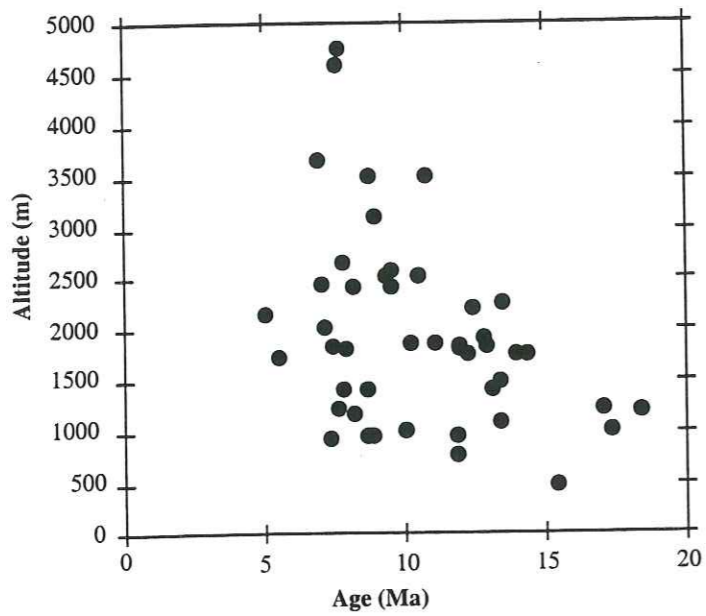


Fig. 6-8 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites de la nappe du Gosainkund en fonction de l'altitude des prélèvements. Données dans le tableau 6-2.

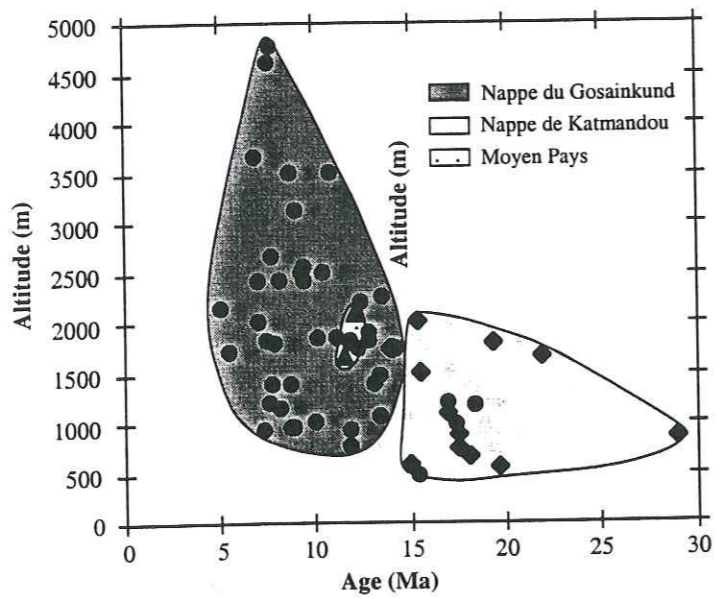


Fig. 6-9 Diagramme montrant la distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovites du Moyen Pays, de la nappe de Katmandou et de celle du Gosainkund en fonction de l'altitude des prélèvements. Données dans le tableau 6-2.

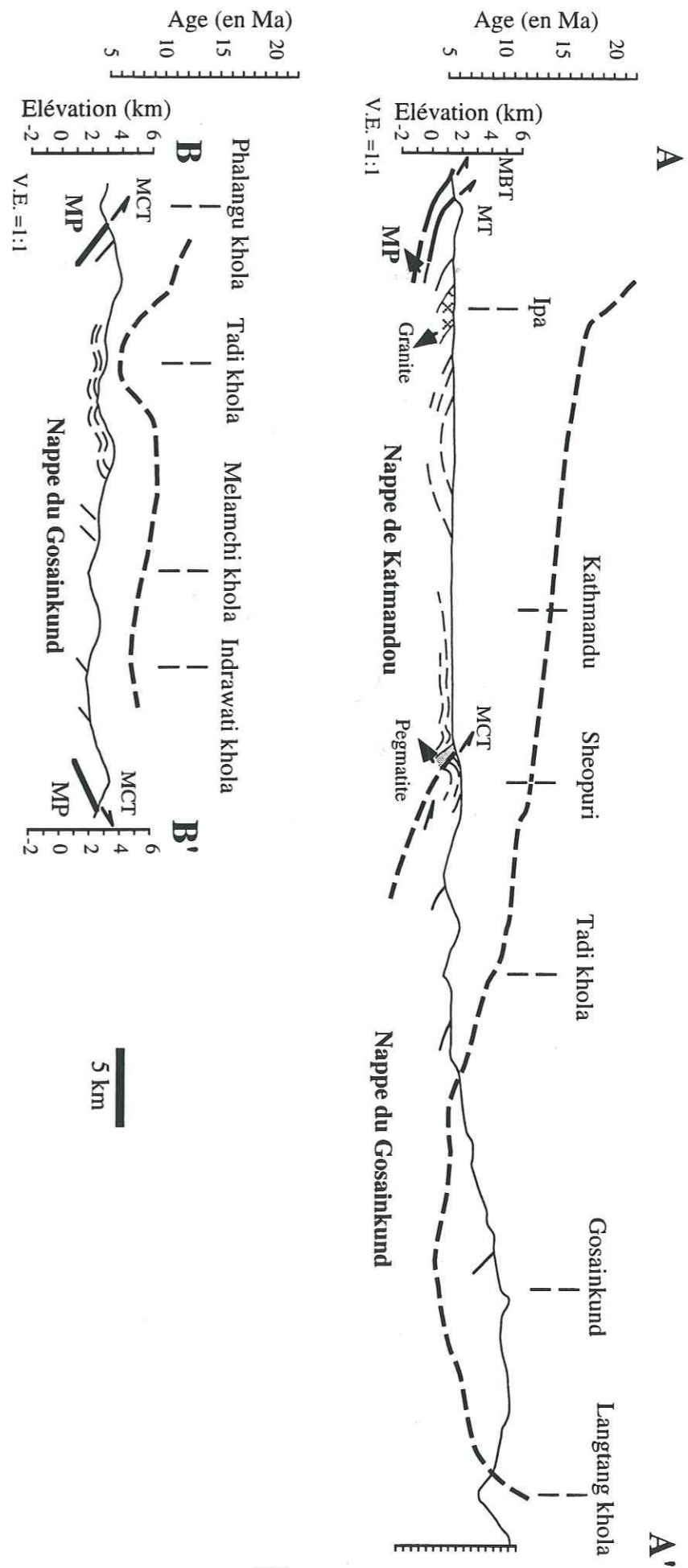


Fig. 6-10 Distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muscovite (voir figure 6-5) :
 - suivant la coupe A-A' du Sud au Nord,
 - suivant la coupe B-B' du Sud-Est au Nord-Ouest.

de métamorphisme avec passage de la zone à sillimanite de la nappe du Gosainkund à la zone à biotite de la nappe de Katmandou; une déformation post-métamorphique se superpose donc à la déformation ancienne syn-métamorphe (Chapitre 4). Nous pouvons en conclure que nos âges ne sont probablement pas liés à la déformation syn-métamorphique, mais à une structuration plus jeune liée à une déformation post-métamorphique.

Rappelons ici brièvement les caractères de la déformation post-métamorphique de la nappe du Gosainkund (Chapitre 3). Dans la partie Sud de cette nappe, à proximité du contact avec la nappe de Katmandou, la structuration prédominante correspond à un antiforme E-W (meilleur axe de plis 88W5), qui prolonge donc vers l'Est l'anticlinal Gorkha-Pokhra lié à la déformation post-métamorphique. Cette anticlinal E-W se situe à l'aplomb de la zone aujourd'hui la plus sismiquement active sur cette transversale; cette activité sismique est interprétée comme étant liée à un blocage de la convergence himalayenne. Ce blocage se situerait plutôt sur une rampe tectonique aveugle du MCT (branché plus au Nord) que sur le MCT lui-même. La direction de plissement E-W correspondrait donc aux directions de structuration actuelles. Dans cette nappe, dans le Nord de la zone que nous avons étudiée, on observe deux types de plis orientés au NNE-SSW et ESE-WNW. Cette dernière direction est la même observée au Sud de la nappe et dans le synforme de Katmandou et nous interprétons l'ensemble de ces déformations comme formant un tout.

Nos âges ne montrent pas de gradients importants entre la nappe du Gosainkund et le Moyen Pays ni entre la nappe de Katmandou et la nappe du Gosainkund. Les âges les plus jeunes sont distribués au Nord de l'antiforme, ce qui suppose que le relief en antiforme a été acquis avant la dénudation des zones situées au Nord. Nos âges plus jeunes enregistrés dans la zone du MCT entre la nappe du Gosainkund et le Moyen Pays sont similaires à ceux de Macfarlane (1993) et Copeland *et al.* (1997) et semblent conformes à l'hypothèse de Macfarlane *et al.* (1992) selon laquelle les roches de la zone du MCT et de la nappe du Gosainkund se sont refroidi rapidement à la faveur de la progression du MBT sur une rampe à l'aplomb de ces zones.

6.3.2.5 Conclusion

La chronologie du métamorphisme déterminée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des muscovites du Moyen Pays, de la nappe de Katmandou et de la nappe du Gosainkund peut être résumée de la façon suivante :

- 22-13 Ma dans la nappe de Katmandou, du Sud au Nord,
- de 12 à 6 Ma, dans le Moyen Pays, à la bordure occidentale du MCT, avec la même tendance à rajeunir du Sud au Nord,
- et de 16-5 Ma dans la nappe du Gosainkund du Sud au Nord.

Ces âges montrent une distribution sans lien, ni avec l'élévation topographique, ni avec l'éloignement structural au MCT ou MT (Fig. 6-10). Par contre, ces âges sont nettement corrélés à la position géographique actuelle, avec une diminution progressive des âges du Sud vers le Nord. La distribution des âges n'est pas corrélable à l'assemblage métamorphique ni à la déformation syn-métamorphique. En particulier, le saut important de température entre les nappes de Katmandou et du Gosainkund ne se transcrit par aucun hiatus dans les âges. Ceux-ci semblent plutôt liés à une structure secondaire due à une déformation post-métamorphique, notamment observée dans la nappe du Gosainkund. Dans la région étudiée, les âges de refroidissement (22-13 Ma) dans la nappe de Katmandou sont dans l'ensemble plus vieux que ceux (16-5 Ma) de la nappe du Gosainkund (Macfarlane, 1993; Copeland *et al.*, 1997; Johnson and Rogers, 1997). Ces âges régulièrement distribués du Sud au Nord correspondent à une structure jeune ou à une déformation tardive (flexure du MCT au niveau du MBT selon Macfarlane, 1993; Copeland *et al.*, 1997). Cette structuration suggère que l'exhumation de la nappe du Gosainkund se fait par la flexure du décollement himalayen sur le MBT (Pandey *et al.*, 1995). Les âges trouvés dans la nappe de Katmandou, plus anciens que ceux trouvés dans la nappe du Gosainkund, suggèrent que l'exhumation de la nappe de Katmandou est antérieure à celle de la nappe du Gosainkund. On peut suggérer que l'ensemble cristallin se soit progressivement déplacé sur une rampe fixe de la surface de décollement.

L'absence de hiatus au niveau du contact entre les nappes de Katmandou et du Gosainkund implique que ces dernières avaient sensiblement atteint leur équilibre thermique au moment de la fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des muscovites. La pegmatite de Nardanda qui souligne ce contact mais recoupe les structures ductiles, a donc dû se mettre en place peu avant la fermeture thermique de l'ensemble.

6.3.3 Datation U-Pb

6.3.3.1 Principe:

L'uranium a la particularité unique de posséder deux isotopes radioactifs : ^{238}U et ^{235}U . Ils se désintègrent respectivement en ^{206}Pb et ^{207}Pb . Chacun possède une chaîne de désintégration différente et par conséquent une équation d'âge indépendante :

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = e^{\lambda_1 t} - 1 \dots\dots (1)$$

$$^{207}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = e^{\lambda_2 t} - 1 \dots\dots (2)$$

λ_1 et λ_2 sont les constantes de désintégration, t le temps.

Pb^* est le plomb radiogénique.

Les équations (1) et (2) sont indépendantes donc un échantillon peut donner deux âges indépendants à partir de ses deux rapports isotopiques. Ces rapports - $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ - sont représentés dans des diagrammes en fonction du temps.

Le diagramme le plus courant est le diagramme Concordia. Si un même échantillon donne deux âges isotopiques équivalents, ce sont des âges concordants. Si ces deux âges ne sont pas les mêmes, ils ne tombent pas sur la courbe Concordia et sont dits discordants.

Des âges discordants peuvent être produits par perte de Pb à cause de perturbations thermiques postérieures à la cristallisation. Après la cristallisation, du $^{206}\text{Pb}^*$ et du $^{207}\text{Pb}^*$ sont produits, les rapports atomes-fils/atomes-parents augmentent. La courbe Concordia est la trajectoire que suit le point représentant ces rapports au cours du temps dans un système clos. L'âge de cristallisation d'un échantillon est donné par t_0 dans le diagramme Concordia (Fig. 6-11a). Supposons des perturbations thermiques à un temps (t_1), c'est à dire un événement métamorphique ou la cristallisation de magma, il y a donc une perte de Pb dans le cristal. Cette perte se visualise sur le diagramme par une évolution des rapports Pb/U selon une ligne entre le point t_0 (aucune perte) et le point origine (perte totale du Pb), appelé t_1 (Fig. 6-11b).

Après perturbation thermique, l'échantillon se refroidit et le Pb radiogénique s'accumule à nouveau. Ainsi, l'évolution des rapports Pb/U en fonction du temps est parallèle à la courbe Concordia, mais pas confondu à cause de la perte en Pb de l'échantillon (Fig. 6-11c). Après avoir mesuré les rapports isotopiques U/Pb et rapporté sur un graphe ces résultats, on peut placer l'échantillon sur une corde reliant le temps de la cristallisation (t_0) à celui de la perturbation thermique (t_1). Cette corde est appelée Discordia. Cette corde est construite et vérifiée par l'utilisation de plusieurs minéraux différents issus du même échantillon.

6.3.3.2 Méthode

Nous avons broyé les échantillons à l'Institut Dolomieu de Grenoble utilisant essentiellement un broyeur à deux cylindres. Les différentes fractions granulométriques sont ensuite séparées par tamisage. Seule la fraction de 0,1 à 0,125 mm est utilisée après lavage et séchage.

Pour accélérer les passages dans un séparateur isodynamique Frantz, nous traitons des fractions granulométriques aux liqueurs de bromoforme ou d'iodure de méthylène. On utilise le bromoforme pour obtenir des fractions de densité inférieure à 2,9 et l'iodure de méthylène pour des fractions de densité supérieure à 3,3. Nous avons utilisé l'iodure de méthylène pour extraire les zircons, les monazites et les xénotimes. Puis, nous avons utilisé le séparateur Frantz pour isoler les zircons, les monazites et les xénotimes, comme décrit dans le § 6.3.2.1.

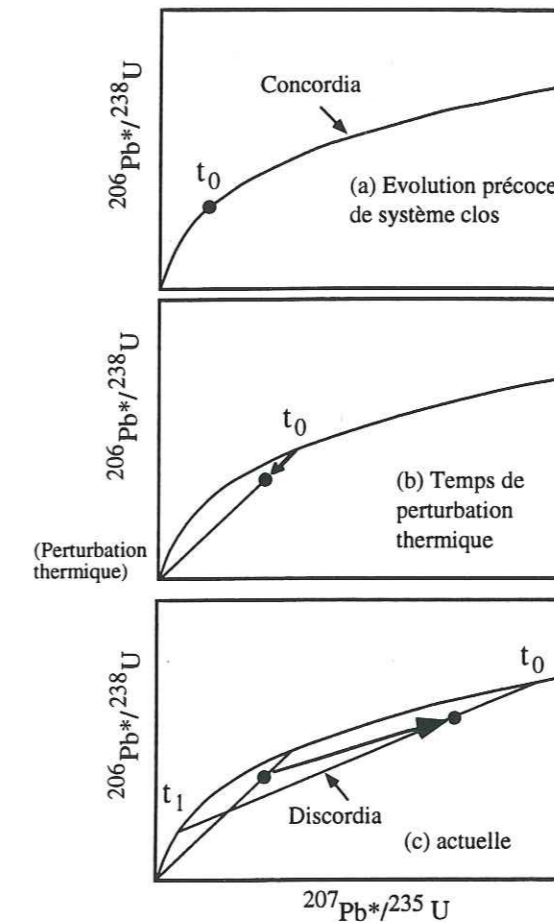


Fig. 6-11 Une séquence de diagrammes concordia montrant l'évolution d'un échantillon avec le temps. (a) échantillon cristallise et refroidit rapidement au temps (t_0) et évolue selon le concordia. (b) Au temps (t_1) la perte partielle de Pb à cause de perturbation thermique et l'échantillon allonge vers le corde (bas). (c) Après la perturbation thermique, Pb^* encore remobilise sans la perte. La position final d'un échantillon est dans le corde entre T_0 et T_1 . (d'après Faure, 1986).

Finalement R. Parrish a analysé ces échantillons dans son laboratoire du NERC Isotope Geoscience Centre, Notts, Royaume-Uni, après avoir effectué une dernière purification manuelle sur les concentrés de zircon, monazite et xénotime que nous lui avons fait parvenir.

La monazite est l'un des minéraux accessoires des roches plutoniques. Elle donne un âge très utile pour déterminer d'âge de cristallisation du granite, par exemple. Le zircon constitue l'un des minéraux accessoires les plus communs dans les roches plutoniques et les gneiss alumineux. Comme la monazite ce minéral a été utilisé pour dater la cristallisation des plutons. On utilise également le xénotime pour dater l'âge de la cristallisation.

6.3.3.3 Résultats des datations U-Pb sur la pegmatite de Nardanda et les gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund

Nous avons déjà décrit le gisement et la pétrographie de la pegmatite de Nardanda et des gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund dans les chapitres 2 et 5. Dans ce chapitre nous voulons présenter des âges obtenus par la méthode U-Pb sur la pegmatite de Nardanda et des gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund.

Trois âges ont été obtenus sur trois échantillons différents (Tab. 6-3) (Fig. 6-12) : Tabl. 3: Ages obtenus dans la pegmatite de Nardanda et les gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund.

Echantillon	Localisation	Nature	Minéral	Age (Ma)
KN29*	Gulbhanjyang	Gneiss oillé	Zircon	486 ± 9
KN109*	Sangle, Balaju	Gneiss oillé	Monazite	26 - 26,5
KN861	Nardanda	Pegmatite	Monazite, Xénotime	25 ± 1

- l'échantillon KN29* de gneiss oillé très grossier (FK jusqu'à 10 cm) du massif de Gulbhanjyang faisant partie de la nappe du Gosainkund, provient du col de Gulbhanjyang, sur le chemin de Sudarjal à Gosainkund. Sur le concentré de minéraux lourds séparés, on n'a trouvé que du zircon, sans monazite, ni xénotime. Après abrasion, les trois fractions analysées sont co-linéaires bien que légèrement discordantes (25-50%), avec un intercept supérieur à 486 ± 9 Ma (95% de confiance) et un intercept inférieur très proche de l'origine à 0 ± 11 Ma (Figs. 6-12, 6-13a). La discordance dans cette analyse est probablement due à la perte de Pb pendant l'événement récent de l'orogénèse himalayenne;

- l'échantillon KN109* de gneiss oillé moins grossier provient d'un affleurement du village de Sangle au Nord de Balaju. Il appartient au massif de Sudarjal

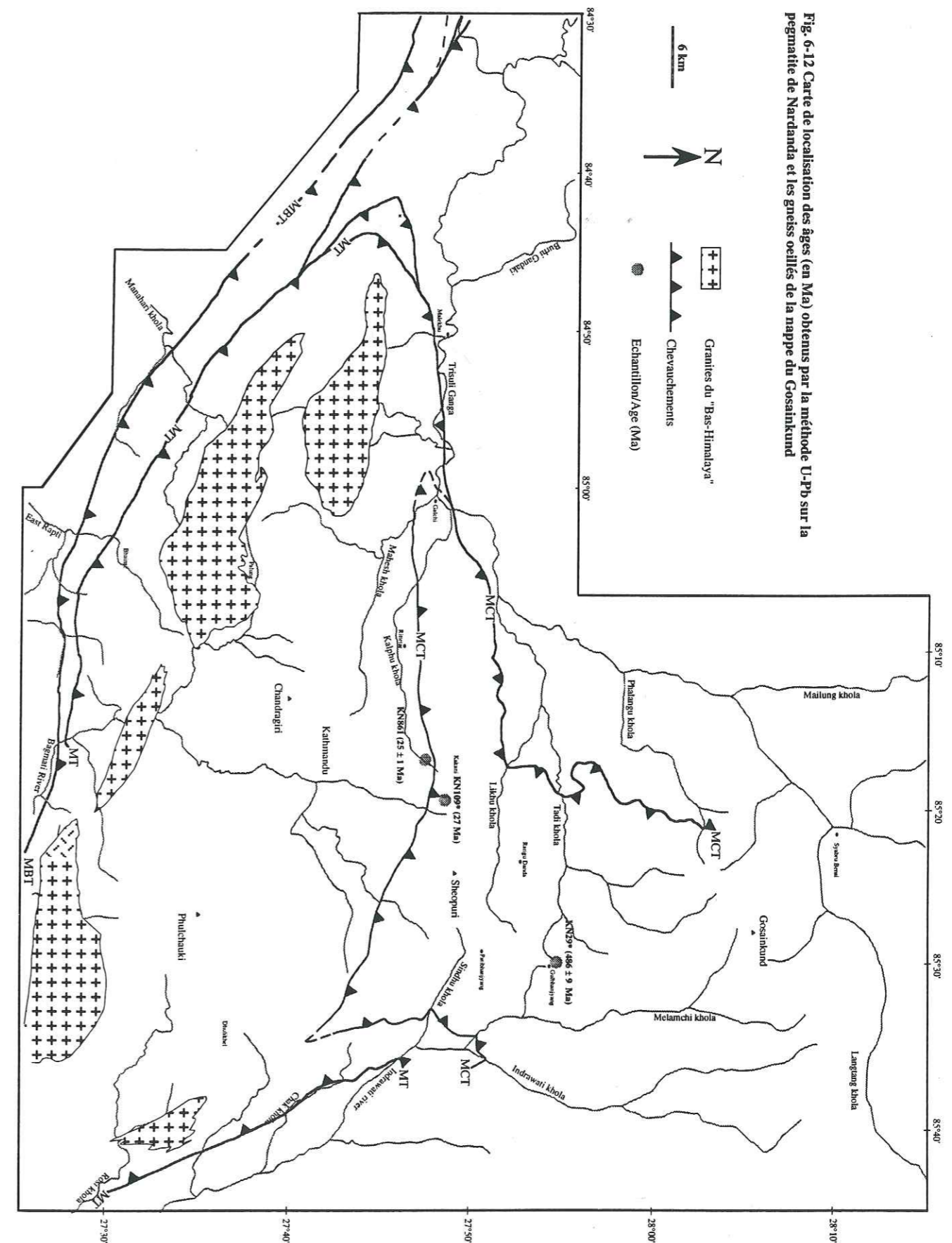


Fig. 6-12 Carte de localisation des âges (en Ma) obtenus par la méthode U-Pb sur la pegmatite de Nardanda et les gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund

faisant partie de la nappe du Gosainkund, dans une portion proche du contact méridional, non loin de la bande pegmatitique de Nardanda. Sur le concentré de minéraux lourds séparés, on n'a ici trouvé que de la monazite d'aspect magmatique, sans zircon, ni xénotime. Les deux valeurs obtenues tombent au-dessus de la courbe Concordia, comme le font habituellement la plupart des monazites, avec un âge par la méthode $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 27 Ma (Figs. 6-12, 6-13b). Après correction, l'âge serait plutôt de 26 à 26.5 Ma mais demande encore confirmation;

- l'échantillon KN861 de pegmatite leucocrate provient de la bande de Nardanda échantillonnée sur la route de Katmandou à Kakani, à une dizaine de kilomètres de Katmandou. Sur le concentré de minéraux lourds séparés, on a trouvé de la belle monazite, un peu de xénotime de qualité médiocre et quelques cristaux de zircon de mauvaise qualité qui n'ont pas été retenus pour l'analyse par peur des problèmes d'héritage. Deux analyses de monazite et une de xénotime sont en accord pour un âge de cristallisation de 25 ± 1 Ma (Figs. 6-12, 6-13c).

6.3.3.4 Discussion des âges U-Pb obtenus

Les résultats U-Pb nous étant parvenus peu de temps avant la soutenance de ce mémoire, la discussion ne peut être que préliminaire et succincte.

La pegmatite de Nardanda

Les âges similaires, autour de 25 ± 1 Ma, obtenus par la méthode U-Pb sur des monazites et des xénotimes bien cristallisés de la pegmatite de Nardanda correspondent selon toute vraisemblance à l'âge de cristallisation de la pegmatite. Ces âges sont très proches de nombreux autres âges obtenus par la même méthode ou par la méthode voisine Th-Pb, sur des leucogranites du Haut Himalaya du Népal:

- dans la région du Langtang, au Nord du secteur étudié Parrish *et al.* (1992) ont obtenu des âges de 20,4 à 20,7 Ma sur des monazites et xénotimes de paragneiss et de lentilles leucogranitiques,

- à l'Est du Népal, Schärer (1984) a obtenu un âge entre 22 et 24 Ma sur des monazites du leucogranite du Makalu. De même, Copeland *et al.* (1987) notent un âge de 20 ± 1 Ma sur le même minéral au Nord de l'Everest;

- Schärer *et al.* (1986), ont toutefois obtenu un âge plus jeune ($14.4 \pm 0,6$ Ma) sur des monazites du leucogranite non déformé de l'Everest,

- Deniel *et al.* (1987) avaient obtenu un âge de 25 Ma sur des monazites du granite du Manaslu, à l'Ouest du secteur étudiée. Cet âge a toutefois été remis en question par Harrison *et al.* (1995) et ramené à environ 23 Ma;

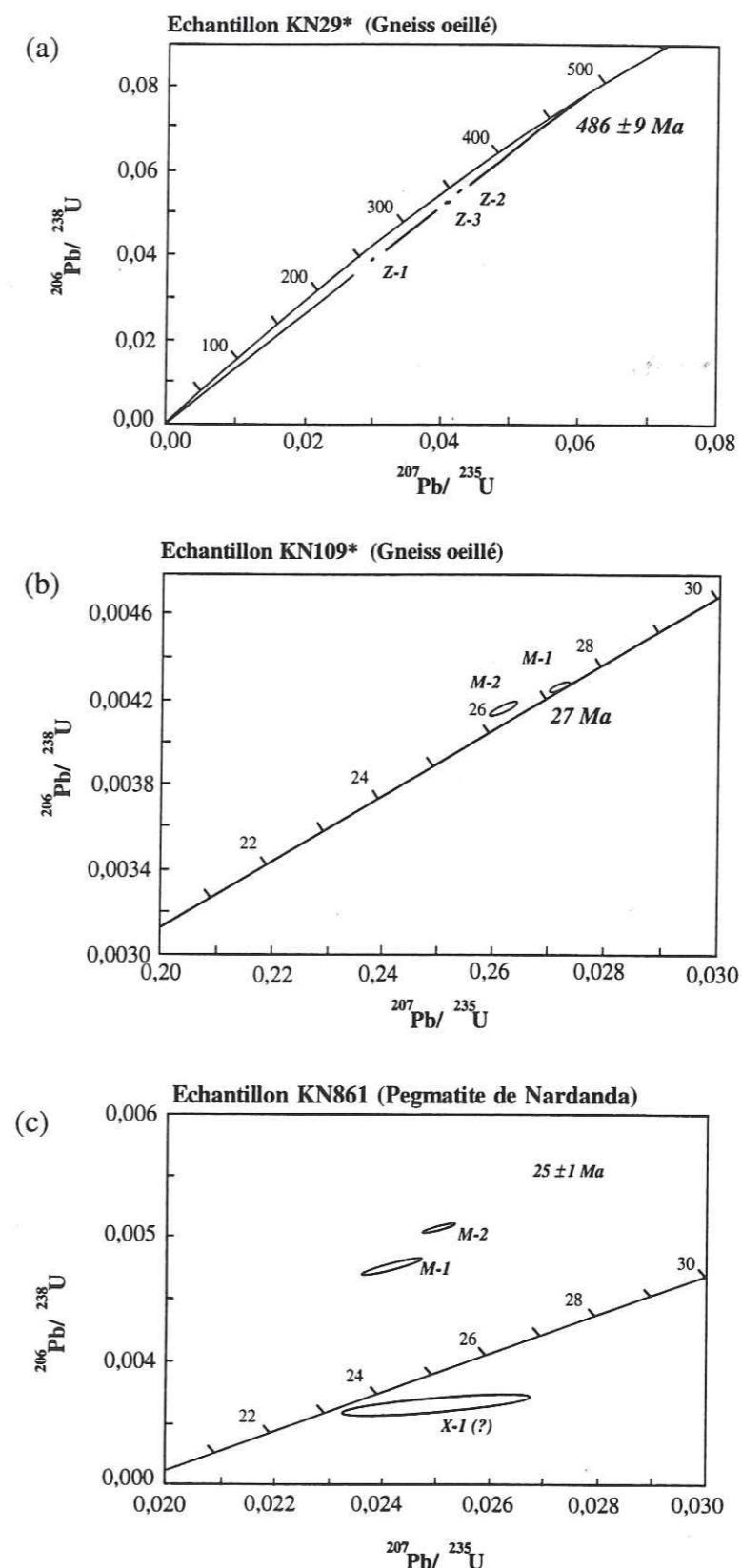


Fig. 6-13 Diagramme concordia pour le couple U-Pb. (a) les zircons des gneiss oillés de la nappe du Gosainkund. (b) les monazites des gneiss oillés de la nappe du Gosainkund. (c) les monazites et le xénotime de la pegmatite de Nardanda.

- enfin, les monazites du granite du Manaslu, ont fait l'objet de nombreuses mesures Th-Pb à la sonde ionique (Harrison *et al.*, 1995 & 1998), indiquant au moins deux phases majeures de mise en place autour de $22,9 \pm 0,6$ Ma (phase Larkya La) et de $19,3 \pm 0,3$ Ma (phase Bimtang).

L'âge de mise en place de la pegmatite de Nardanda apparaît ainsi comme le plus ancien des âges obtenus sur des matériaux leucogranitiques. La pegmatite est aussi le corps le plus méridional de la chaîne, situé à une soixantaine de kilomètres au Sud de l'axe leucogranitique, lui-même distant d'une cinquantaine de kilomètres de l'axe encore plus jeune des leucogranites du Nord-Himalaya. Le caractère de plus en plus jeune des masses leucogranitiques vers le Nord pourrait correspondre à une migration des zones de genèse au fur et à mesure de la propagation du chevauchement du MCT.

Les gneiss oeilés de la nappe du Gosainkund

L'âge cambro-ordovicien (473 ± 12 Ma) des gneiss oeilés de Gulbhanjyang est tout à fait similaire à l'âge obtenu dans des gneiss oeilés du Haut-Himalaya dans les travaux précédents (Le Fort *et al.*, 1982; Ferrara *et al.*, 1983; Hodges *et al.*, 1996). A l'Ouest du secteur étudié, dans les gneiss oeilés de la Formation III de la Dalle du Tibet, Le Fort *et al.* (1982) obtiennent un âge de 517 ± 62 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale. Dans la vallée de la Modi khola, à l'Ouest du secteur étudié, Hodges *et al.* (1996) ont daté, par la méthode U-Pb, des zircons d'orthogneiss (équivalent de gneiss oeilés de la Formation III) et ont obtenu $502 +21/-15$ Ma (intercept supérieur) et $141 +53/-57$ Ma (intercept inférieur). Enfin dans la vallée de Dudh Kosi, à l'Est du Népal, Ferrara *et al.* (1983) avaient obtenu par la méthode de Rb-Sr un âge de 550 ± 3 Ma sur des gneiss oeilés.

Cet âge cambro-ordovicien est similaire aux âges obtenus dans les granites du "Bas-Himalaya" du Népal central (Beckinsale in Mitchell, 1981 par la méthode de Rb-Sr; Schärer et Allègre, 1983 par la méthode U/Pb sur la granite du Palung, et Le Fort *et al.*, 1983 par la méthode de Rb-Sr sur le granite du Simchar). A l'Ouest du Népal, Einfalt *et al.* (1993) ont trouvé le même âge dans les granites de Dadeldhura. Mais tous ces granites plus ou moins orthogneissifiés sont localisés dans la nappe cristalline de Katmandou alors que notre gneiss oeilé appartient à la nappe du Gosainkund.

Par contre, les gneiss oeilés souvent grossiers de la Formation III de la Dalle du Tibet (Le Fort, 1975a & b), appartiennent au cristallin du Haut Himalaya et ont donné un âge Rb-Sr roche totale d'environ 513 ± 30 Ma (Le Fort *et al.*, 1986b) qui les relie à l'ensemble des manifestations magmatiques de la limite cambro-ordovicienne.

L'intérêt de cette datation est donc double. D'une part elle conforte l'idée que la nappe du Gosainkund est formée de matériel magmatique semblable à celui du cristallin du Haut-Himalaya. D'autre part, elle montre que la nappe du Gosainkund forme un pont

entre le Haut - Himalaya et les nappes cristallines du Bas - Himalaya comme celle de Katmandou.

L'âge obtenu sur le gneiss oeilé de Sundarijal (26 à 26,5 Ma) est tout à fait différent de celui donné par l'échantillon de Gulbhanjyang (473 ± 12 Ma), ce qui nous a à priori surpris compte tenu des similitudes pétrographiques et géochimiques de ces échantillons.

Dans cet échantillon, les zircons n'ont pas encore été analysés. On connaît la propension des monazites à se rééquilibrer dans le métamorphisme amphibolite profond à des températures supérieures à 600-650°C. Comme le gneiss oeilé KN109* est situé non loin du contact Katmandou-Gosainkund et du linéament pegmatitique de Nardanda, on peut envisager que les monazites y ont recristallisé lors de la mise en place de la pegmatite. L'âge plus jeune que ceux des gneiss oeilés de Gulbhanjyang pourrait être interprété comme l'enregistrement par les monazites de KN109* de la phase finale du métamorphisme et de la déformation himalayens scellée par la pegmatite de Nardanda.

Cet âge est voisin de celui obtenu sur la pegmatite de Nardanda, géographiquement proche (environ 5 km). Par ailleurs, des âges semblables ont été obtenus pour la datation du pic de métamorphisme:

- par Hodges *et al.* (1996), sur des monazites des orthogneiss dans la vallée Modi khola, Ouest du secteur étudié, avec un âge de 35,9 à 36,4 Ma, nettement plus ancien que le nôtre,

- par Parrish *et al.* (1992), sur des monazites de granites et paragneiss dans la vallée du Langtang, au Nord du secteur étudié, avec un âge de 20 à 22 Ma, nettement plus jeune que le nôtre,

- par Hubbard et Harrison (1989), sur des amphiboles de la zone du MCT de l'Est du Népal par la méthode Ar-Ar, avec un âge de $20,9 \pm 0,2$ Ma, également plus jeune.

On remarque que sur la transversale de Katmandou, les âges himalayens des gneiss oeilés semblent rajeunir vers le Nord, à l'instar de ceux des masses granitoïdes. Ceci pourrait correspondre à une migration des zones de genèse au fur et à mesure de la propagation du chevauchement du MCT.

D'autre part, si nous n'avons pas d'âge Ar-Ar sur la pegmatite de Nardanda, l'échantillon KN109* a donné 12,1 Ma sur ses muscovites (cf 6.3.2). L'âge 26-26,5 Ma obtenu dans les gneiss oeilés proche de la bande de la pegmatite de Nardanda peut être interprété comme l'enregistrement par des monazites du métamorphisme et de la déformation himalayenne. La pegmatite de Nardanda comme le gneiss oeilé KN109* auraient donc commencé à refroidir depuis un pic de métamorphisme à 25-26,5 Ma, en passant vers 12 Ma par la température de blocage Ar-Ar des muscovites.

On notera enfin que l'âge de KN109* est proche des âges Ar-Ar obtenus par P. Copeland au front de la nappe de Katmandou (cf Fig. 6-3 et 6-4). C'est dire que vers la

même époque ces échantillons, situés maintenant à une altitude semblable, étaient à des températures différant de près de 300°C, ce qui, avec un gradient thermique "normal", correspondrait à une différence d'enfouissement d'une dizaine de kilomètres.

CHAPITRE 7

CONCLUSION GÉNÉRALE

CHAPITRE 7

CONCLUSION GÉNÉRALE

La récente étude menée par Upreti et Le Fort (sous presse) ainsi que notre travail montrent nettement l'existence de trois unités différentes par leur stratigraphie, leur lithologie et leur métamorphisme dans la région de Katmandou : le Moyen Pays, la nappe de Katmandou et la nappe du Gosainkund. Depuis le début de l'étude de cette région, dans les années soixante, l'individualisation de la nappe de Katmandou, géographiquement située dans le Bas-Himalaya, a été un sujet de discussion, tout comme son origine (prolongation du Haut-Himalaya?). De même, l'existence de la nappe du Gosainkund comme entité autonome, distincte de celle de Katmandou, n'avait pas été envisagée jusqu'ici. Pour aborder ces différents problèmes, nous avons réalisé une étude détaillée de la région de Katmandou, lithologique et pétrographique, stratigraphique, structurale, métamorphique, géochimique et géochronologique.

Le Moyen Pays est constitué par des métasédiments peu métamorphiques (faciès schiste vert près du MT à faciès à amphibolite près du MCT). La nappe de Katmandou regroupe les formations cristallines du "Bas-Himalaya" (groupe de Bhimphedi) et les métasédiments fossilifères d'âge paléozoïque inférieur (groupe de Phulchauki) de faciès amphibolite à schiste vert de la base au sommet. La nappe du Gosainkund est formée par des roches très métamorphiques (faciès amphibolite à faciès granulite).

Plusieurs épisodes de déformations ont été reconnus dans la région étudiée, déformations d'abord syn-métamorphiques puis post-métamorphiques.

La déformation ductile syn-métamorphique est marquée (i) par un clivage et une linéation d'étirement, (ii) par des structures C-S et des plis d'entraînement et (iii) par des structures de rotation dans les minéraux du métamorphisme.

Cette région est également affectée par la déformation post-métamorphique. Dans le Moyen Pays, la nappe de Katmandou et la nappe du Gosainkund, la structure principale est un anticlinorium, orienté globalement W-E. Il est la continuation du grand anticlinorium de Gorkha-Pokhra (Pêcher, 1978) situé à l'Ouest du secteur étudié. Dans la partie centrale de la nappe du Gosainkund ainsi que dans la partie centrale et occidentale de la nappe de Katmandou, on observe aussi des plis orientés NNE-SSW. L'anticlinal W-E du Sud de la nappe du Gosainkund se situe à l'aplomb de la zone aujourd'hui la plus sismique de la transversale Katmandou-Gosainkund; cet essaim sismique est interprété comme lié à un blocage de la convergence himalayenne sur une rampe tectonique du MCT (Pandey *et al.*, 1995). L'antiforme observé pourrait donc être un pli de rampe, peut-être pas du MCT lui-même puisque sa sortie en surface est située plus au

Sud, mais plutôt d'un chevauchement aveugle branché plus au Nord sur le MCT, ou du moins sur le grand décollement himalayen. La direction de plissement E-W correspondrait donc aux directions de structuration actuelles, et les plis E-W seraient alors au moins en partie très récents.

A partir des données structurales, sismiques et thermochronologiques (voir plus loin), il apparaît que les deux directions de plissement post-métamorphiques et donc les directions de raccourcissement ont pu alterner dans le temps.

Les conditions P-T du métamorphisme de la région étudiée ont été déterminées. Les conditions P-T lors de la déformation syn-métamorphique majeure, enregistrées dans la nappe du Gosainkund sont de 890-580 MPa et de 750-590°C. Le métamorphisme rétrograde de la partie supérieure de la nappe comprend un assemblage de biotite et de sillimanite. Il indique une diminution de pression de 170 MPa et, de la température de 60°C. Cette évolution est probablement due à un cisaillement ductile à géométrie de type faille normale, analogue à la Faille Normale Nord Himalayenne. Dans le Moyen Pays, les conditions métamorphiques lors de la déformation cisailante majeure sont de 750 MPa et 560°C près du MCT. Elles varient de 900 MPa /700°C au Nord, près du MCT, à 720 MPa/480°C plus au Sud. Les pressions sont donc similaires dans la nappe de Katmandou et dans la nappe du Gosainkund (environ 800±100 MPa) ; par contre les températures sont plus basses d'environ 100 °C dans la nappe de Katmandou. Cette disparité de métamorphisme entre les deux nappes souligne leur différence. Au total, ces deux nappes, séparées par le MCT au Nord de Katmandou, se distinguent donc par leur lithologie, leur stratigraphie et leur métamorphisme. La température plus faible dans la nappe de Katmandou tient peut-être au fait que celle-ci est située en avant de celle du Gosainkund. Les résultats P-T montrent une préservation du métamorphisme inverse (syn-MCT), à l'exception de quelques traces de chemin rétrograde.

Au Népal central, les nombreuses similitudes pétrographiques et géochimiques offertes par les gneiss ocellés, les gneiss granitiques et les granites du "Bas-Himalaya" suggèrent une origine commune pour l'ensemble de ces roches. Le décalage des compositions chimiques en direction du domaine des roches sédimentaires constitue une caractéristique originale de ces granites. L'accentuation de cette caractéristique au niveau des gneiss ocellés et, plus encore, au niveau des gneiss granitiques, pourrait trouver son origine dans un accroissement de la déformation. Cette déformation pourrait, en effet, avoir favorisé la circulation des fluides, entraînant un lessivage d'éléments mobiles tels que Na et Ca. Par contre, compte tenu de leur gisement et de leur âge sans doute protérozoïque, les gneiss ocellés d'Ulleri ne sauraient être parallélisés avec les granites cambro-ordoviciens du "Bas-Himalaya", en dépit de caractères chimiques et minéralogiques communs.

Dans la région étudiée, les mesures d'âge apportent des contraintes fortes pour décrypter l'histoire tectonique :

- L'âge U/Pb effectué sur la pegmatite de Nardanda montre que depuis 25 Ma, le contact (le MCT) entre la nappe de Katmandou et la nappe du Gosainkund est figé. Les mouvements récents sur le MCT sont transférés au niveau de Katmandou plus au Sud sur le MT.

- Les nombreux âges de refroidissement Ar/Ar sur muscovite se répartissent en trois groupes, avec globalement une diminution des âges, de plus en plus jeunes, du Sud vers le Nord :

(i) âges de 22 à 13 Ma dans la nappe de Katmandou,

(ii) âges de 12 à 6 Ma, dans le Moyen Pays, à la bordure occidentale du MCT, avec la même tendance à un rajeunissement du Sud vers le Nord, et

(iii) âges de 16 à 5 Ma dans la nappe du Gosainkund, toujours du Sud vers le Nord.

Cette distribution des âges de refroidissement n'est pas corrélable avec la répartition spatiale des assemblages métamorphiques ni avec la déformation syn-métamorphique. En particulier, le saut important de température entre les nappes de Katmandou et du Gosainkund ne se transcrit par aucun hiatus dans les âges. Ceux-ci semblent donc plutôt liés à une structuration thermique secondaire, pendant la déformation post-métamorphique (flexure du MCT au niveau du MBT, Macfarlane, 1993; Copeland *et al.*, 1997; jeux de décollement basale, Pandey *et al.*, 1995). Les âges obtenus dans la nappe de Katmandou, globalement plus anciens que ceux déterminés dans celle du Gosainkund, suggèrent que l'exhumation de cette nappe de Katmandou est antérieure à celle de la nappe du Gosainkund. L'ensemble cristallin pourrait s'être progressivement déplacé sur une rampe fixe de la surface de décollement basale. Ce décollement pourrait être responsable de la surrection de la région de Katmandou, plus importante que celle des domaines avoisinants.

Pour conclure, les points principaux apportés par ce travail sont les suivants (Fig. 7-1) :

(1) Distinction nette entre deux nappes cristallines, marquée par une différence de lithostratigraphie et de métamorphisme,

La nappe du Gosainkund fait, sans doute, partie du Haut-Himalaya, tandis que pour Upreti et Le Fort considèrent les métasédiments de la nappe de Katmandou comme de probables dépôts de la bordure continentale de la marge océanique, originellement en position intermédiaire entre les sédiments du Moyen Pays au Sud et le cristallin du Haut-Himalaya (la nappe du Gosainkund) au Nord.

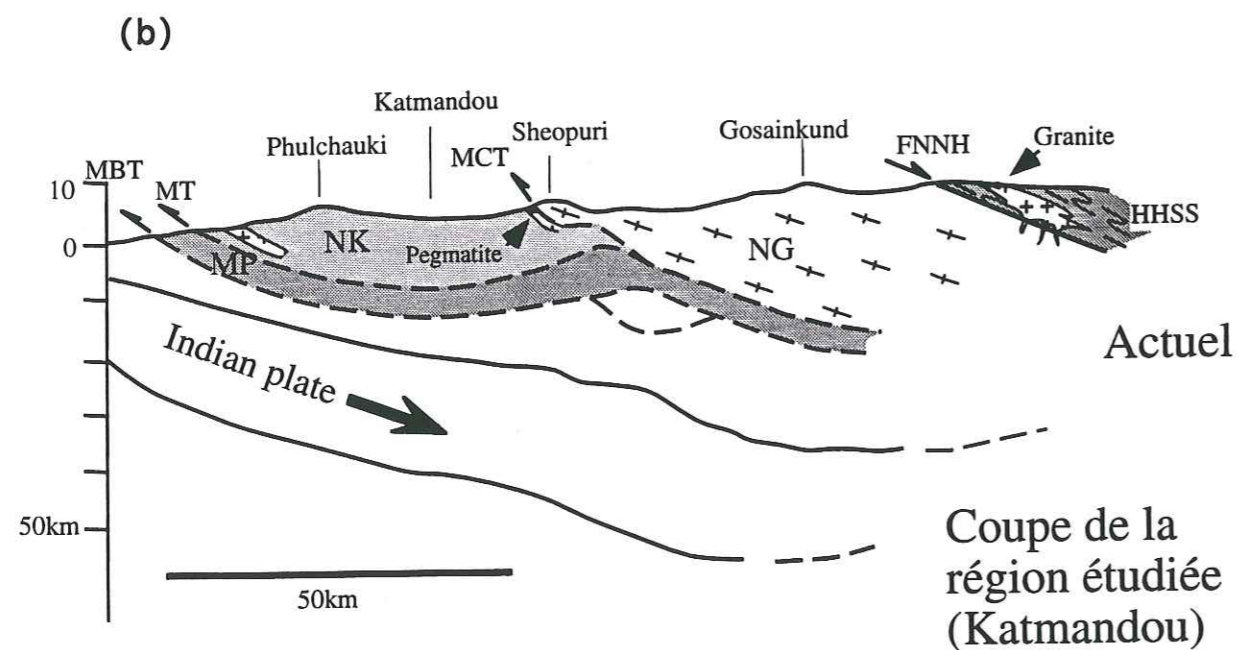
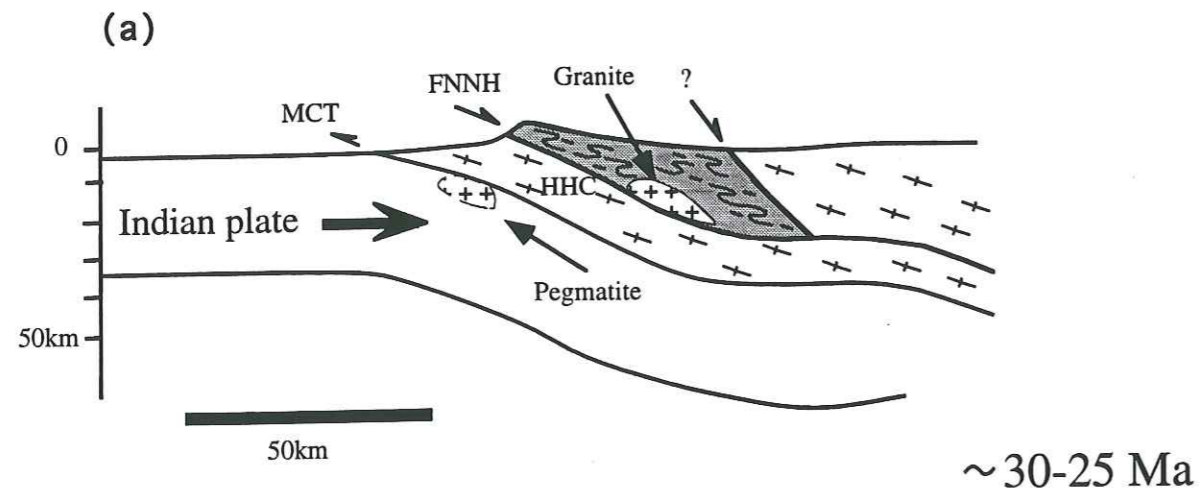


Fig. 7-1 Evolution schématique de la région de Katmandou depuis 25 Ma à actuel. (a) Crystallisation (25 Ma) de la pegmatite de Nardanda au Nord de Katmandou et blocage du mouvement ductile du MCT et (b) Mise en place finale et histoire tardi ou post-métamorphique commune pour les deux nappes et la surrection conjoint de ces nappes, par déplacement, sur une rampe de la surface de décollement.

(2) Blocage du mouvement ductile du MCT au Nord de Katmandou depuis environ 25 Ma,

(3) Mise en place finale et histoire tardi ou post-métamorphique commune pour les deux nappes, mais le refroidissement plus précoce de la nappe de Katmandou,

(4) La surrection actuelle de la région de Katmandou, soulignée encore aujourd'hui par une microséismocité intense, concerne indifféremment les deux nappes, qui forment maintenant un seul domaine tectonique,

(6) La surrection conjointe des deux nappes par déplacement sur une rampe de la surface de décollement.

REFERENCES

- Allègre C. J., Courtillot V., Tapponnier P., Hirn A., Mattauer M., Coulon C., Jaeger J. J., Achache J., Schärer U., Marcoux J., Burg J. P., Girardeau L., Armijo R., Gariépy C., Göpel C., Li T. D., Xiao X. C., Chang C. F., Li G. C., Lin B. Y., Teng J. W., Wang N. W., Chen G. M. & 12 others (1984). - Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, **307**, 17-22.
- Amatya K. & Jnawali B. (1996). - Geological map of Nepal. DMG/ICIMOD/CDG/UNDP. Echelle 1 :1.000.000, 1p.
- Andrieux J., Brunel M. & Hamet J. (1977). - Metamorphism, granitisation and relations with the Main Central Thrust in central Nepal : $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ age determinations and discussion. In : *Ecologie et géologie de l'Himalaya". Colloque Intl n° 268 Himalaya, Paris, 1976, Centr. Natl. Rech. Sci. vol. Sci. de la Terre*, 31-40.
- Appel E., Rosler W. & Corvinus G. (1991). - Magnetostratigraphy of the Miocene-Pleistocene Surai khola Siwaliks in West Nepal. *Geophy. J. Intl.*, **105**, 191-198.
- Argand E. (1924). - La tectonique de l'Asie. C. R., 13e Congr. Géol. Intl. 1922, Liège, 169-371.
- Arita K. (1983). - Origin of the inverse metamorphism of the Lower Himalayas, central Nepal. *Tectonophysics*, **95**, 43-60.
- Arita K. & Sharma M. P. (1992). - Chemical characteristics of some granitic rocks in central Nepal. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ., Kathmandu*, **2**, 1-9.
- Arita K., Ohta Y., Akiba C. & Maruo Y. (1973). - Kathmandu Region. In : *Geology of the Nepal Himalayas. Hashimoto S. Ohta, Y. and Akiba C. (eds.)* Tokyo, Saikon Publishing Co. Ltd., 286p.
- Arita K., Hayashi D. & Yoshida M. (1982). - Geology and structure of the Pokhara-Piuthan area, central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc. Spec. Pub.*, **2**, 5-29.
- Arita K., Sharma T. & Fujii Y. (1984). - Geology and structure of the Jajarkot-Piuthan area, central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.*, **4**, 5-27.
- Arita K., Gautam P. & Ganzawa Y. (1990). - Two metamorphic events of the Nepal Himalayas prior and posterior to India-Eurasia collision. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Japan*, **22**, 519-528.
- Armijo R., Tapponnier P. & Han T. L. (1989). - Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, **94**, 2787-2838.
- Auden J. B. (1935). - Traverses in the Himalaya. *Rec. Geol. Surv., India*, **69**, 123-167.
- Avouac J. P. & Tapponnier P. (1992). - Cinématique des déformations actives en Asie centrale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **315**, 1791-1798.

- Baldwin S. L. & Harrison T. M. (1989). - Geochronology of blueschists from west-central Baja California and the timing of uplift in subduction complexes. *J. Geol.*, **97**, 149-163.
- Bassett A. M., Kingery F. A., Krummenacher D. & Layne H. F. (1976). - Petrology, metamorphism and K/Ar age determination in eastern Nepal. Unpublished, voir Krummenacher *et al.*, 1978.
- Bassoulet J. P., Colchen M., Juteau T., Marcoux J. & Mascle G. (1981). - Field evidences for continental rifting in Triassic time in the Ladakh part of the Indus suture zone. In : "proc. Symp. on Qinghai-Xizang (Tibet) plateau", 1980, Science, Beijing, **1**, 579-585, 1, 579-585.
- Bassoulet J. P., Colchen M., Juteau T., Marcoux J., Mascle G. & Reibel G. (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 E., Gaetani M., Garzanti E., Fois E., Nicora A. & Tintori A. (1984). - Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent Lahul area (Northwestern Himalaya). *Eclogae Geol. Helv.*, **77**, 171-197.
- Berman R. G. (1990). - Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *Am. Min.*, **75**, 328-344.
- Berthé D., Choukroune P. & Jegouzo P. (1979). - Orthogneiss, mylonites and non-coxial deformation of granites. The example of the South Armorican shear Zone. *J. Structural Geol.*, **1**, 31-42.
- Besse J., Courtillot V., Pozzi J. P., Westphal M. & Zhou Y. X. (1984). - Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangpo suture. *Nature*, **311**, 621-626.
- Bhattarai K. D. (1981). - A short note on geology of Phulchauki. *J. Nepal Geol. Soc.*, **1**, 36-40.
- Boetcher A. L. (1970). - The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressure and temperatures. *J. Petrol.*, **11**, 337-379.
- Bohlen S. R., Wall V. J. & Boettcher A. L. (1983). - Experimental investigation and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. Min.*, **68**, 1049-1058.
- Bordet P. (1956). - La structure géologique du Népal oriental. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, **LXV**, 282-290.
- Bordet P. (1961). - Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Région du Makalu. CNRS (eds.), Paris, 275p.
- Bordet P., Cavet J. & Pillet J. (1959). - Sur l'existence d'une faune silurienne dans la région de Katmandou (Himalaya du Népal). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **248**, 1547-1549.

- Bordet P., Colchen M. & Le Fort P. (1972). - Some features of geology of the Annapurna range (Nepal Himalaya). *Him. Geol.*, **2**, 537-563.
- Bordet P., Colchen M. & Le Fort P. (1975). - Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Région du Nyi-Shang. Cent. Rech. Sci (ed.), Paris, 138p.
- Bouchez J. L. & Pêcher A. (1976). - Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, **78**, 23-50.
- Bouchez J. L. & Pêcher A. (1981). - Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du grand chevauchement central Himalayen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **18**, 1377-1385.
- Brouand M. (1989). - Pétrogenèse des migmatites de la Dalle du Tibet (Himalaya du Népal). Thèse de Doctorat, Ins. Natl. Polytech. Lorraine, Nancy, 224p.
- Brown E. H. (1971). - Phase relations of biotite and stilpnomelane in the green schist facies. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **31**, 275-299.
- Brun J. P., Burg J. P. & Chen G. M. (1985). - Strain trajectories above the Main Central Thrust (Himalaya) in the southern Tibet. *Nature*, **313**, 388-390.
- Brunel M. (1975). - La nappe du Mahabharat, Himalaya du Népal central. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **280**, (II), 551-554.
- Brunel M. (1983). - Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental et Himalaya du nord ouest). Thèse d'Etat, Paris VII, 381p.
- Brunel M. & Kienast J. R. (1986). - Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makalu (Népal oriental). *Can. J. Earth Sci.*, **23**, 1117-1137.
- Burchfiel B. C., Chen Z., Hodges K. V., Liu Y., Royden L. H., Deng C. & Xu J. (1992). - The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen : extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **269**, 1-41.
- Burchfiel J. P. & Royden L. H. (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 (suture du Massif Central). Thèse d'Etat, Montpellier, 420p.
- Burg J. P. & Chen G. M. (1984). - Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, **311**, 219-223.
- Burg J. P., Leyreloup A., Girardeau J. & Chen G. M. (1984). - Himalayan metamorphism and deformation in the North Himalayan Belt (Southern Tibet, China). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 391-400.
- Burg J. P., Leyreloup A., Girardeau J. & Che G. M. (1987). - Structure and metamorphism of a tectonically thickened continent crust : the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet). *Phil. Trans. R. Soc., London*, **321**, 67-86.

- Caby R., Pêcher A. & Le Fort P. (1983). - Le grand chevauchement central himalayaen : nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **24**, 89-100.
- Chakraborty K. R. & Sen S. K. (1967). - Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singbhum, Bihar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **16**, 210-232.
- Chalargon E. (1994). - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayaen. Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier, Grenoble. *Mém. Géologie Alpine*, **23**, 123p.
- Chang C. & Pan Y. (1981). - A brief discussion on the tectonic evolution of the Qinghai-Xizang plateau. *Geological and Ecological studies of the Qinghai-Xizang plateau*, **1**, 1-181.
- Chatterjee N. D. & Flux S. (1986). - Thermodynamic mixing properties of muscovite-paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures and their geological applications. *J. Petrol.*, **27**, 677-693.
- Colchen M., Le Fort P. & Pêcher A. (1980). - Carte géologique au 1 : 200.000 de la région Annapurnas-Manaslu-Ganesh, Himalaya du Népal. CNRS (eds.), Paris.
- Colchen M., Le Fort P. & Pêcher A. (1986). - Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Annapurna - Manaslu - Ganesh. CNRS (eds.), Paris, 136p.
- Copeland P., Harrison T. M., Parrish R. R., Burchfiel B. C. & Hodges K. V. (1987). - Constraints on the age of normal faulting, north face of Mt. Everest : Implications for Oligo-Miocene uplift. *Abs. EOS Trans. AUG*, **68 (44)**, 1444.
- Copeland P., Parrish R. R. & Harrison T. M. (1988). - Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its applications for U-Pb systematics. *Nature*, **333**, 760-763.
- Copeland P., Harrison T. M. & Le Fort P. (1990). - Age and cooling of the Manaslu granite : implications for Himalayan tectonics. *J. Vol. Geoth. Res. Spec. Pub.*, **44**, 33-50.
- Copeland P., Harrison T. M., Hodges K. V., Maruéjol P., Le Fort P. & Pêcher A. (1991). - An Early thermal disturbance of the Main Central Thrust, central Nepal. *J. Geophys. Res.*, **96**, 8475-8500.
- Copeland P., Le Fort P., Upreti B. N. & Rai S. M. (1997). - Flexure of the Main Central Thrust in the Kathmandu area due to ramping on the Main Boundary Thrust. *Abs., Goldschmidt conference*, 1.
- Corvinus G. (1988). - The mio-plio-pleistocene Litho- and Biostratigraphy of the Surai khola Siwaliks in West-Nepal : first results. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306 (II)**, 1471-1477.
- Coward M. P., Windley B. F., Broughton R., Luff I. W., Petterson M. G., Pudsey C., Rex D. & Khan M. A. (1986). - Collision tectonics in the NW Himalayas. *In : M. P.*

- Coward and A. C. Ries (Eds.) : "Collision Tectonics" J. Geol. Soc. Spec. Pub.*, **19**, 203-216.
- Dallmeyer R. D. (1979). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating : principles, techniques, and applications in orogenic terranes. *In: E. Jäger and J. C. Hunziker, (eds.), Lectures in isotope geology, 77-104. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, and New York*, 329p.
- Dalrymple G. B. & Lanphere M. A. (1971). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques of K/Ar dating : A comparison with the conventional technique. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 300-308.
- Dalrymple G. B. & Lanphere M. A. (1974). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 715-738.
- Debon F. & Le Fort P. (1983). - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **73**, 135-149.
- Debon F. & Le Fort P. (1988). - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bull. Minéral.* **111**, 493-510.
- Debon F., Le Fort P. & Sonet J. (1981). - Granitoid belts west and south of Tibet. About their geochemical trends and Rb/Sr isotopic studies. *Proc. Symp. on Qinghai-Xizang (Tibet) plateau; 1980, Science Press, Beijing, Vol. 1*, 395-405.
- Debon F., Sonnet J., Liu J. H., Jin C. W. & Xu R. H. (1982). - Caractères chimico-minéralogiques majeurs et datations Rb/Sr des trois ceintures plutoniques du Tibet méridional. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **295**, 213-218.
- Debon F., Zimmermann J. L., Liu G. H., Jin C. W. & Xu R. H. (1985). - Time relationships between magmatism, tectonics and metamorphism in three plutonic belts in southern Tibet : new K-Ar data. *Geol. Rundsch*, **74**, 229-236.
- Debon F., Le Fort P., Sheppard S. M. F. & Sonet J. (1986). - The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and geochronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *J. Petrol.*, **27**, 219-250.
- Debon F., Le Fort P., Dautel D., Sonet, J. & Zimmermann J. L. (1987). - Granites of Western Karakorum and Northern Kohistan (Pakistan) : a composite Mid-Cretaceous to upper Cenozoic magmatism. *Lithos*, **20**, 19-40.
- Debon F., Zimmermann J. L. & Le Fort P. (1996). - Upper Hunza granites (North Karakorum, Pakistan): a syn-collision bimodal plutonism of mid-Cretaceous age. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **323**, 381-388.
- Delcaillau B. (1986a). - Dynamique et évolution géomorphostructurale du piémont frontal de l'Himalaya : les Siwaliks du Népal oriental. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **27**, 319-337.
- Delcaillau B. (1986b). - Evolution géomorphostructurale d'un piémont frontal de chaîne de collision intracontinentale : les Siwaliks de l'Himalaya du Népal oriental. Thèse univ., Toulouse, 435p.

- Delcaillau B. (1992). - Les Siwalik de l'Himalaya du Népal oriental : fonctionnement et évolution d'un piémont. CNRS (Ed.), Paris. 205p.
- Delcaillau B., Herail G. & Mascle G. (1987). - Evolution géomorphostructurale de fronts de chevauchements intra-Siwaliks du Népal central. *Z. Geomorph. N. F.*, **31**, 339-360.
- Deniel C. (1985). - Apport des isotopes du Sr, du Nd et du Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du Manaslu (Himalaya, Népal). Thèse de Doctorat, Clermont-Ferrand, 151p.
- Deniel C., Vidal P. & Le Fort P. (1986). - Les leucogranites himalayens et leur région source probable : les gneiss de la "Dalle du Tibet". *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, 57-60.
- Deniel C., Vidal P., Fernandez A. & Le Fort P. (1987). - Isotope study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal) : Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 78-82.
- Dewey J. F. & Bird J. M. (1970). - Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2626-2647.
- Dewey J. F., Shackleton R. M., Chang C. & Su Y. (1988). - The tectonic evolution of the Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **A327**, 379-413.
- Dhital M. R. & Kizaki K. (1987a). - Structural aspect of the Northern Dang Lesser Himalaya. *Bull. Ryukyu Univ.*, Japan, **45**, 159-182.
- Dhital M. R. & Kizaki K. (1987b). - Lithology and stratigraphy of the Northern Dang, Lesser Himalaya. *Bull. Ryukyu Univ.* Japan, **45**, 183-244.
- Dhital M. R., Gajurel A. P., Pathak D., Paudel L. P. & Kizaki K. (1995). - Geology and structure of the Siwaliks and Lesser Himalaya in Surai khola-Bardanda area, Mid Western Nepal. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ.*, Kathmandu, **4**, 1-70.
- Dietrich V. & Gansser A. (1981). - The leucogranites of the Bhutan Himalaya (crustal anatexis versus mantle melting). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **61**, 177-202.
- Dikshitulu G. R., Pandey B. K., Krishna V. & Dhana Raju R. (1995). - Rb-Sr systematics of granitoids of the central gneissic complex, Arunachal Himalaya : implications on tectonism, stratigraphy and source. *J. Geol. Soc.*, India, **45**, 51-56.
- Edwards R. M. (1995). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Main Central Thrust (MCT) region : Evidence for late Miocene to Pliocene disturbances along the MCT, Marsyangdi River valley, west-central Nepal Himalaya. *J. Nepal Geol. Soc.*, **10**, 41-46.
- Einfalt H. C., Hoehndorf A. & Kafle K. P. (1993). - Radiometric age determination of the Dadeldhura granite, Lesser Himalaya, Far Western Nepal. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **73**, 97-106.
- Elkins L. T. & Grove T. L. (1990). - Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Min.*, **75**, 544-559.

- England P. & Molnar P. (1993). - The interpretation of inverted metamorphic isograds using simple physical calculations. *Tectonics*, **12**, 145-157.
- England P., Le Fort P., Molnar P. & Pêcher A. (1992). - Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region, central Nepal. *J. Geophys. Res.*, **91**, 3664-3676.
- Faure G. (1977). - Principle of Isotope Geology. John Wiley and Sons. 589p.
- Ferrara G., Lombardo B. & Tonarini S. (1983). - Rb/Sr geochronology of granites and gneisses from the Mount Everest region, Nepal Himalaya. *Geol. Rundsch.*, **72**, 119-136.
- Ferry J. M. & Spear F. S. (1978). - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Fisher N. I., Lewis T. & Embleton B. J. J. (1987). - Statistical analysis of spherical data. Cambridge University press, 329p.
- France-Lanord C. (1987). - Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal. Etude isotopique H, C, O. Thèse de Doctorat, Nancy, 202p.
- France-Lanord C. & Le Fort P. (1988). - Crustal melting and granite genesis during Himalayan collision orogenesis. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **79**, 183-195.
- France-Lanord C., Sheppard S. M. F. & Le Fort P. (1988). - Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite : evidence for heterogenous sedimentary source. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 513-526.
- Frank F. C. & Fuchs G. R. (1970). - Geological investigations in west Nepal and their significance for the geology of the Himalayas: *Geol. Rundsch.*, **59**, 552-580.
- Froese E. & Gasparrini E. (1975). - Candian Mineral. **13**, 162-167.
- Fuchs G. R. (1981). - Geological-Tectonical map of the Himalaya. Geol. Surv. of Austria, Scale 1 :2.000.000.
- Fuchs G. R. & Frank F. C. (1970). - The geology of west Nepal between the rivers Kaligandaki and Thula Bheri. *Jahrb. Geol.*, **1**, 68-97.
- Gajurel A. P. (1998). - Géochimie isotopique et déformations synsédimentaires des dépôts du bassin de Kathmandou. DEA, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 30p.
- Ganguly J. & Saxena S. K. (1984). - Mixing properties of the aluminosilicate garnets. Constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *Am. Min.*, **69**, 88-97.
- Gansser A. (1964). - Geology of the Himalaya. Wiley-Interscience, London. 289p.
- Gansser A. (1966). - The Indian ocean and the Himalayas. A geological interpretation. *Eclogae Geol. Helv.*, **59**, 831-848.
- Gautam P. (1989). - Magnetic properties of some late Paleozoic and Tertiary sedimentary rocks of Tansen area, Lesser Himalaya. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Japan, IV, **22**, 467-478.

- Gautam P. (1990). - Palaeomagnetic study of the Lesser Himalaya in Nepal. Thèse de Doctorat, Fac. Sc. Hokkaido Univ. Sapporo, Japan, 165p.
- Ghent E. D. & Stout M. Z. (1981). - Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92-97.
- Girardeau J., Marcoux J. & Montenat C. (1989). - The Neo-Cimmerian ophiolite belt in Afganistan and Tibet : comparison and evolution. In : *Tectonic evolution of the Tethyan region*. (A. M. C. Sengör editor), Kluwers Academic Publishers, 477-504.
- Guillot S. (1993). - Le granite du Manaslu (Nepal central) : Marquer de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique. Thèse de Doctorat. Univ. Joseph Fourier, Mém. *Géologie Alpine*, **19**, 95p.
- Guillot S. & Allemand P. (1997). - 2D thermal modelling of the P-T evolution of the Higher Himalayan Crystallines slab. Abs., 12th Himalaya-Karakorum-Tibet Intl. workshop, Roma, Italy, 41-42.
- Guillot S. & Le Fort P. (1993). - The role of fluids in the generation of the High Himalayan Leucogranites. *GSA, Abs. with programs*, **25**, 321.
- Guillot S., Pêcher A., Rochette P. & Le Fort P. (1993). - The emplacement of the Manaslu granite (central Nepal) : field and magnetic susceptibility constraints. In: *Himalayan Tectonics*, P. J. Treloar and M. Searle (eds.), *J. Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, **74**, 413-428.
- Guillot S., Hodges K. V., Le Fort P. & Pêcher A. (1994). - New constraints on the age of the Manaslu leucogranite : evidence for episodic Oligocene-Miocene tectonic denudation in the central Himalayas. *Geology*, **22**, 559-562.
- Guillot S., Cosca M., Allemand P. & Le Fort P. (sous presse). - Contrasting metamorphic and geochronologic evolution along the Himalayan belt. In: *Himalaya and Tibet : Mountain Roots to Mountain Tops*. A. Macfarlane, R. B. Sorkhabi & J. Quade (eds.), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **328**.
- Hagen T. (1951). - Preliminary note on the geological structure of Central Nepal. *Verhandl. Schweiz. Naturf. Gessell.*, **86**, 1. Zürich, 185p.
- Hagen T. (1969). - Report on the Geological Survey of Nepal. V. 1, Preliminary reconnaissance. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, mémoires de la Société Helvétique des Sciences naturelles*, Zurich, 86, 185p.
- Harris N., Inger S. & Massey J. (1993). - The role of fluids in the formation of High Himalayan Leucogranites. In: *Himalayan Tectonics*, P. J. Treolar and M. Searle (eds.), *J. Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **74**, 391-400.
- Harrison T. M., McKeegan K. D. & Le Fort P. (1995). - Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating : Crystallisation age and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 271-282.

- Harrison T. M., Ryerson F. J., McKeegan K. D., Le Fort P. & Yin A. (1996). - Th-Pb monazite ages of Himalayan metamorphic and leucogranitic rocks : constraints on the timing of inverted metamorphism and slip on the MCT and STD. Abs., 11th Himalaya-Karamorum-Tibet workshop, Flagstaff, Arizona, 58-59.
- Harrison T. M., Ryerson F. J., Le Fort P., Yin A., Lovera O. M. et Catlos E. J. (1997). - A Late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, E1-E7.
- Harrison T. M., McKeegan K. D., Coath C. D., Grove M. & Le Fort P. (1998). - Episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya. *J. Petrol.*, (Sous presse).
- Hashimoto S. (1957). - A note on the geology and rocks of Mt. Manaslu in Nepal Himalaya. *J. Geol. Soc. Japan*, **63**, 329-339.
- Hashimoto S. (1959). - Some notes on the geology and the petrology of the southern approach to Mt. Manaslu in the Nepal Himalaya. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, Japan, **8**, 93-101.
- Hashimoto S., Ohta Y. & Akiba C. (1973). - Geology of the Nepal Himalaya. Saikon Publ. Co., Sapporo, Japan, 286p.
- Heim A. & Gansser A. (1939). - Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1936. *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat.*, **73**, 1-247.
- Heizler M. & Harrison T. M. (1988). - Multiple trappes argon isotope components revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochrone analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1295-1303.
- Herren E. (1987). - Zaskar shear zone : northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, **15**, 409-413.
- Hirn A. (1984). - Lhasa block and bordering sutures, a continuation of 500 km Moho traverse through Tibet. *Nature*, **307**, 25-27.
- Hisatomi K. & Tanaka S. (1991). - Climatic and environmental changes at 9 and 7.5 Ma in the Churia (Siwalik) group, west central Nepal. R. Kumar, S. Ghosh, N. R. Phadtare (eds.), *Wadia Ins. Him. Geol.*, Dehra Dun, India, **15**, 161-180.
- Hodges K. V. & Crowley P. D. (1985). - Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic system. *Am. Min.*, **73**, 20-47.
- Hodges K. V. & Spear F. S. (1982). - Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Min.*, **67**, 1118-1134.
- Hodges K. V., Le Fort P. & Pêcher A. (1988). - Possible thermal buffering in collisional orogens : thermobarometric evidence from the Nepalese Himalaya. *Geology*, **16**, 707-710.
- Hodges K. V., Burchfiel B. C., Che Z. & Lui Y. (1993). - The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the central Himalayan orogen : Data from the Nyalama transect, southern Tibet. *J. Metam. Geol.*, **11**, 712-737.

- Hodges K. V., Parrish R. R. & Searle M. P. (1996). - Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics*, **15**, 1264-1291.
- Holland T. J. B. & Powell R. (1990). - An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$. *J. Metam. Geol.*, **8**, 89-124.
- Honegger K. (1983). - Strukturen und Metamorphose im Zaskar Kristallin (Ladakh-Kashmir, NW Himalaya). Thèse de Doctorat, Zürich, 117p.
- Hoschek G. (1969). - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- Hubbard M. S. (1989). - Thermobarometric constraints on the thermal history of the Main Central Thrust Zone and Tibetan Slab, eastern Nepal Himalaya. *J. Metam. Geol.*, **7**, 19-30.
- Hubbard M. S. & Harrison T. M. (1989). - $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints on deformation and metamorphism in the Main Central Thrust zone and Tibetan Slab, Eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, **8**, 865-880.
- Indares A. & Martignole J. (1985). - Biotite - garnet geothermobarometry in granulite facies rocks : evaluation of equilibrium criteria. *Can. Mineral.*, **23**, 187-193.
- Inger S. (1991). - Metamorphism and granite genesis in the Langtang region, North-Central Nepal. Thèse de Doctorat, Open University, UK, 272p.
- Inger S. & Harris N. B. W. (1992). - Tectonothermal evolution of the High Himalayan Crystalline Sequence, Langtang valley, northern Nepal. *J. Metam. Geol.*, **10**, 439-452.
- Itihara M., Shibasaki T. & Miyamoto N. (1972). - Photogeological survey of the Siwalik Range and the Terai plain, Southeastern Nepal. *J. Geosci., Osaka, Japan*, **15**, 77-98.
- Johnson M. R. W. & Rogers G. (1997). - Rb-Sr ages of micas from the Kathmandu complex, Central Nepalese Himalaya : implications for the evolution of the Main Central Thrust. *J. Geol. Soc., London*, **154**, 863-869.
- Joshi P. R. (1973). - Report and map on the Bhimphedi Area. Unpublished. DMG/Kathmandu.
- Kaneko Y. (1992). - Metamorphic P-T evolution of the Central Nepal Himalaya. Abs., Symp. Him. Geol. Shimane, Japan, 19.
- Kaneko Y. (1997). - Two-step exhumation model of the Himalayan Metamorphic Belt, central Nepal. *J. Geol. Soc. Japan*, **103**, 203-226.
- Kano T. (1984). - Occurrence of augen gneisses in the Nepal Himalayas. *J. Nepal. Geol. Soc. Spec. Pub.*, **4**, 121-140.
- Kansakar D. R. (1992). - Geology of Khungru region of Rolpo district, Western Nepal. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ., Kathmandu*, **2**, 25-43.
- Khan R. H. & Tatar J. M. (1970). - Radiometric dates of some Nepalese rocks. *Nepal Geol. Surv.*, Kathmandu, 6p.

- Koide Y., Arita K., Toyoshima T. & Sharma M. P. (1992). - Geochemistry of Ampipal Pluton : preliminary report. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ., Kathmandu*, **2**, 11-33.
- Klootwijk C. T., Gee J. S., Peirce J. W., Smith G. M. & McFadden P. L. (1992). - An early India-Asia contact : palaeomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge. ODP log 121. *Geology*, **20**, 395-398.
- Krummenacher D. (1966). - Népal Central : géochronométrie des séries de l'Himalaya. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **46**, 43-54.
- Krummenacher D. (1971). - Géochronométrie des roches de l'Himalaya. In : "Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola", Paris(ed.), Centre Natl. Tech. Sci., 187-202.
- Krummenacher D., Bassett A. M., Kingery F. A. & Layne H. F. (1978). - Petrology, magmatism and K/Ar age determination in eastern Nepal. In : *Tectonic geology of the Himalaya*. P. S. Saklani (ed.), Today and Tomorrow's print and Publication, New Delhi, 151-166.
- La Roche H. de (1964). - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques et grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, **9**, 293-337.
- La Roche H. de (1966). - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **162, D**, 1665-1668.
- La Roche H. de (1968). - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **267, (D)**, 39-42.
- La Roche H. de (1972). - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, **17**, 31-46.
- Lasserre J. L. (1977). - Amphibolites and alkaline gneisses in the Midland formations of Nepal. Petrography, Geochemistry, Geodynamic involvements. In : *Ecologie et géologie de l'Himalaya". Colloque Intl n° 268 Himalaya, Paris, 1976, Centr Natl. Rech. Sci. vol. Sci. de la Terre*, 213-236.
- Lasserre J. L., Pêcher A. & Le Fort P. (1976). - An occurrence of nepheline syenite and alkaline gneisses at Ampipal, Lesser Himalaya of Central Nepal. Preliminary note. *Chyanica Geologica*, **21**, 71-78.
- Le Fort P. (1971). - La chaîne himalayenne et la dérive des continents. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2) **13**, 5-12.

- Le Fort P. (1973). - Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal central). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7(15)**, 555-561.
- Le Fort P. (1975a). - Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sci.*, **275A**, 1-44.
- Le Fort P. (1975b). - Les formations cristallophyliennes de la "Dalle du Tibet" en Marsyandi. In : "*Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang*", ch. 2, Ed. Cent. Natl. Rech. Sci., Paris, 49-65.
- Le Fort P. (1981). - Manaslu leucogranite : a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10545-10569.
- Le Fort P. (1986). - Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In : *Cowards, M. P. Ries, A. C. (eds.), Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub.*, **19**, 159-172.
- Le Fort P. (1988). - Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakorum and southern Tibet. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **326**, 281-299.
- Le Fort P. (1989). - The Himalayan orogenic segment. In "*Tectonic evolution of the Tethyan region*", A. M. C. Sengör (eds.), Kluwer Academic Press, **259**, 289-386.
- Le Fort P. & France-Lanord C. (1994). - Granites from Mustang and surrounding regions, Central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc. Spec. Pub.*, **10**, 79-80.
- Le Fort P. & Pêcher A. (1974). - Les gneiss oeillés du Moyen Pays népalais : un ensemble volcano-sédimentaire acide d'âge paléozoïque ou plus ancien en Himalaya. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **278, (D)**, 3283-3286.
- Le Fort P., Debon F. & Sonet J. (1980). - The "Lesser Himalayan" Cordierite Granite Belt: Typology and Age of the Pluton of Manserah (Pakistan). *Geol. Bull. Univ. Spec. Pub.*, Peshawar, Pakistan, 51-61.
- Le Fort P., Debon F. & Sonet J. (1981). - Lower paleozoic emplacement for granites and granitic gneisses of the Kathmandu nappe (Central Nepal). *Terra Cognita*, special issue, **i30**, 72.
- Le Fort P., Pêcher A. & Vidal P. (1982). - Les gneiss oeillés de la Dalle du Tibet : un épisode magmatique acide au Paléozoïque inférieur en Himalaya du Népal. *9ème Réun. Sci. de la Terre*, Paris, Soc. Géol. France, édit., 69.
- Le Fort P., Debon F. et Sonet J. (1983). - The lower Paleozoic "Lesser Himalayan" granitic belt : emphasis on the Simchar pluton of central Nepal. In : "*Granites of Himalayas, Karakorum and Hindu-Kush*", F. A. Shams (ed.), Inst. Geol. Punjab univ., Lahore, Pakistan, 235-255.
- Le Fort P., Pêcher A. & Upreti B. N. (1986a). - A section through the Tibetan Slab in central Nepal (Kali Gandaki valley) : mineral chemistry and thermobarometry. In : *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*, P. Le Fort, M. Colchen and C. Montenat (eds.), *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy, **47**, 211-228.

- Le Fort P., Debon F., Pêcher A., Sonet J. & Vidal P. (1986b). - The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale. In : *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*, P. Le Fort, M. Colchen and C. Montenat (eds.), *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy, **47**, 191-209.
- Le Fort P., Cuney C., Deniel C., France-Lanord C., Sheppard S. M. F., Upreti B. N. & Vidal P. (1987). - Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, **134**, 39-57.
- Leloup P. H. (1991). - Cinématique des déformations "himalayennes" dans la zone de cisaillement crustale de l'Ailao Shan - Fleuve Rouge. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Lemennicier Y. (1996). - Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogolungma (Baltistan-Nord Pakistan) : Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier. Grenoble, *Mém. Géologie Alpine*, **26**, 171p.
- Lemennicier Y., Le Fort P., Lombardo B., Pêcher A. & Rolfo F. (1996). - Tectonometamorphic evolution of the central Karakorum (Baltistan-northern Pakistan). *Tectonophysics*, **260**, 119-143.
- Leturmy P. (1997). - Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchements : modélisations et exemples du front Andin et des Siwalik (Himalaya) à l'Holocène. Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 235p.
- Lin J. & Watts D. R. (1988). - Palaeomagnetic results from the Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **A327**, 239-262.
- Lombard A. (1958). - Un itinéraire géologique dans l'Est du Népal (Massif du Mont Everest). *Mém. Soc. Helv. Nat.*, **82**, 107p.
- Loomis T. P. (1986). - Metamorphism of metapelites : calculations of equilibrium assemblages and numerical simulations of the crystallization of garnet. *J. Metam. Geol.*, **4**, 209-229.
- 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.
- Macfarlane A. M. (1993). - The chronology of tectonic events in the crystalline core of the Himalaya, Langtang National Park, central Nepal. *Tectonics*, **12**, 1004-1025.
- Macfarlane A. M. (1995). - An evaluation of the inverted metamorphic gradient at Langtang National Park, central Nepal Himalaya. *J. Metam. Geol.*, **13**, 595-612.
- Macfarlane A. M., Hodges K. V. & Lux D. (1992). - A structural analysis of the Main Central Thrust Zone, Langtang National Park, central Nepal Himalaya. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 1389-1402.

- Maluski H. (1985). - Méthode argon 39 - argon 40. Principe et application aux minéraux des roches terrestres. In : E. Roth et B. Poty : *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels - Applications*. Masson, Paris, 341-372.
- Maluski H., Proust F. & Xiao X. C. (1982). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Transhimalaya calc-alkaline magmatism of southern Tibet. *Nature*, **298**, 152-154.
- Maluski H., Proust F. & Xiao X. C. (1984). - Age du magmatisme calco-alkalin transhimalayen du Tibet méridional, premiers résultats obtenus par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. In : "Mission franco-chinoise au Tibet 1980", J. L. Mercier and Guancen. CNRS (ed.), Paris, 336-339.
- Maluski H., Matte P., Brunel M. & Xusheng X. (1988). - Argon 39 - Argon 40 dating of metamorphic and plutonic events in the North and High Himalaya belts (southern Tibet - China). *Tectonics*, **7**, 299-326.
- Maruo Y. & Kizaki K. (1981). - Structure and metamorphism in eastern Nepal. In : *Metamorphic Tectonites of the Himalaya*. Saklani, P. S. (edit.), 175-230.
- Maruo Y. & Kizaki K. (1983). - Thermal structure in the nappe of eastern Nepal Himalayas. In : *Granites of Himalaya, Karakorum and Hindukush*, F. A. Shams (ed.), Institute of Geology, Punjab Univ. Lahore, Pakistan, 271-286.
- Masclé G. & Herail G. (1982). - Les Siwalik : le prisme d'accrétion tectonique associé à la subduction intracontinentale himalayenne. *Géol. Alpine*, **58**, 95-103.
- Masclé G., Delcaillau B. & Herail G. (1990). - La formation de l'Himalaya. *La Recherche*, **217**, 30-39.
- Mattauer M. (1975). - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 144-154.
- Mattauer M. (1986). - Intracontinental subduction, crust mantle décollement and crustal stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In : *Himalayan Tectonics*, Coward and Riess (eds.), *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, **19**, 37-50.
- McDougall I. (1974). - The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method of K-Ar age determination of rocks using HIFAR reactor. *Atom. Energy Australia, Aust. Energy Comm.*, **17**, 3-12.
- McDougall I. & Harrison T. M. (1988). - Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Geol. and Geophys.*, **9**, 212p.
- Medlicott H. B. (1864). - On the geological structure and relations of the southern portion of the Himalayan range between the rivers Ganges and the Ravee. *Ind. Geol. Survey mem.*, **3**, 1-212.
- Medlicott H. B. (1875). - Note on the geology of Nepal : *Rec. Geol. Surv.*, India, **8**, 99-103.
- Mitchell A. H. G. (1981). - Himalayan and Transhimalayan granitic rocks in and adjacent to Nepal and their mineral potential. *J. Nepal. Geol. Soc.*, **1**, 41-52.
- Miyashiro A. (1973). - Metamorphism and metamorphic belt. Allen and Unwin, London, 492p.

- Moine B. & La Roche H. de (1968). - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **267**, (D), 2084-2087.
- 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. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **A326**, 33-38.
- Molnar P. & Tapponnier P. (1975). - Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- Morrillon A. C. (1997). - Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique; le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). Thèse de Doctorat. Géosciences Azur, Sophia Antipolis, Nice, 347p.
- Morrison C. K. W. & Olivier G. J. H. (1992). - Metamorphism in the Kathmandu Klippe and the Main Central Thrust zone, Nepal. Abs., 7th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, Oxford, UK, 59.
- Morrison C. K. W. & Olivier G. J. H. (1993). - A study of illite crystallinity and fluid inclusions in the Kathmandu Klippe and the Main Central Thrust, Nepal. In : "Himalayan Tectonics" P. J. Treloar and M. P. Searle (eds.), *J. Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, **74**, 525-540-389.
- Mugnier J. L., Masclé G. & Faucher T. (1991). - The structures of the Frontal Thrust belt of Himalaya (Siwalik of western Nepal). *R. Kumar, S. Ghosh, N. R. Phadtare (eds.), Wadia Ins. Him. Geol.*, Dehra Dun, India, **15**, 245-262.
- Mugnier J. L., Masclé G. & Faucher, T. (1992). - La structure des Siwaliks de l'Ouest Népal : un prisme d'accrétion intracontinental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 585-595.
- Mugnier J. L., Huyghe P., Chalaron E. & Masclé G. (1994). - Recent movements along the Main Boundary Thrust of the Himalayas : normal faulting in an over-critical thrust wedge? *Tectonophysics*, **238**, 199-215.
- Munthe J., Dongol B., Hutchison J. H., Kean W. F., Munthe K. & West R. M. (1983). - New fossil discoveries from the Miocene of Nepal include a hominoid. *Nature*, **303**, 331-333.
- Oldham R. (1883). - Notes on a traverse between Almora and Mussoorie. Oct. 1882.
- Pandey M. R., Tandukar R. P., Avouac J. P., Lavé J. & Massot J. P. (1995). - Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 751-754.
- Pant S. R., Gautam P., Dhital M. R. & Sharma M. P. (1992). - On the remanent magnetization of some rocks from Dang Lesser Himalaya Nepal. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ.*, Kathmandu, Nepal, **2**, 57-63.
- Parrish R. R. & Hodges K. V. (1996). - Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequence, Nepalese Himalaya. *GSA Bull.*, **108**, 904-911.

- Parrish R. R., Hodges K. V. & Macfarlane A. (1992). - U-Pb geochronology of igneous and metamorphic rocks near the Main Central Thrust in the Langtang area, central Nepal Himalaya. Abs., 7th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, Oxford, UK, 67-68.
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J. (1996). - Microtectonics. Springer. Verlag, Berlin, 289p.
- Patino-Douce A. E., Johnston A. D. & Rice J. M. (1993). - Octahedral excess mixing properties in biotite : a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *Am. Min.*, **78**, 113-131.
- Patriat P. & Achache J. (1984). - India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, **311**, 615-621.
- Paudel L. P. & Dhital M. R. (1996). - Geology and structure of the area between Pokhara and Kusma, Western Nepal Lesser Himalaya. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ.*, Kathmandu, **5**, 47-60.
- Pêcher A. (1975). - The Main Central Thrust of the Nepal Himalaya and the related metamorphism in the Modi-Khola cross section (Annapurna range). *Him. Geol.*, **5**, 115-132.
- Pêcher A. (1977). - Geology of the Nepal Himalaya : deformation and petrography in the Main Central Thrust Zone. In : "*Ecologie et géologie de l'Himalaya*", CNRS, Paris, Coll. Intl. 268, vol. *Sci. de la Terre, Cent. Natl. Rech. Sci.*, Paris, 301-318.
- Pêcher A. (1978). - Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement : Exemple du grand chevauchement central Himalayen (MCT) Thèse d'Etat, Univ. Grenoble, France, 354p.
- Pêcher A. (1979). - Les inclusions fluides des quartz d'exsudation de la zone du MCT himalayen au Népal Central : données sur la phase fluide dans une grande zone de cisaillement crustal. *Bull. Minéral.*, **102**, 537-554.
- Pêcher A. (1989a). - The metamorphism in Central Himalaya. *J. Metam. Geol.*, **7**, 31-41.
- Pêcher A. (1989b). - SchmidtMac, a program to display and analyse directional data. *Computers & Geoscience*, **15**, 1326-1345.
- Pêcher A. (1991). - The contact between the Higher Himalayan Crystallines and the Tibetan Sedimentary Series : Miocene large scale dextral shearing. *Tectonics*, **10**, 587-598.
- Pêcher A. (1995). - Logiciel STEM-C.1.
- Pêcher A. & Le Fort P. (1977). - Origin and significance of the Lesser Himalaya augen gneisses. In : "*Ecologie et géologie de l'Himalaya*". *Colloque Intl n° 268 Himalaya, Paris, 1976, Centr Natl. Rech. Sci. vol. Sci. de la Terre*, 319-329.
- Pêcher A. & Le Fort P. (1986). - The metamorphism in central Himalaya : its relations with the thrust tectonics. In : "*Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale*

- (de la Turquie à l'Indonésie), P. Le Fort, M. Colchen and C. Montenat (eds.), *Sci. de la Terre, Nancy, France*, **47**, 285-309.
- Pêcher, A., Bouchez, J. L. et Le Fort, P. (1991) - Miocene dextral shearing between Himalaya and Tibet. *Geology*, **19**, 683-685.
- Perchuck L. L. & Lavrent'eva I. V. (1983). - Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In : *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, S. K. Saxena (ed.), *Advances in Physical Geochemistry*, **3**, 199-239.
- Pognante U. (1992). - Migmatites and leucogranites of Tertiary age from the High Himalayan Crystallines of Zaskar (NW India) : a case history of anatexis of paleozoic orthogneiss. *Min. Petrol.*, **46**, 291-313.
- Pognante U. & Benna P. (1993). - Metamorphic zonation, migmatization and leucogranites along the Everest transect of eastern Nepal and Tibet : record of an exhumation history. In : *Himalayan tectonics*, P. J. Treloar and M.P. Searle (eds.), *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, **74**, 323-340.
- Pognante U. & Spencer D. A. (1991). - First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). *Eur. J. Minéral.*, **3**, 613-618.
- Pognante U., Castelli D., Benna P., Genovese G., Oberli F., Mier 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, north-eastern Nanga-Parbat-Haramosh syntaxis, Pakistan Himalaya. In : *Himalayan Tectonics*, J. Treloar, P. J. et Searle, M. P. (eds.), *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, **74**, 161-172.
- Powell R. & Holland T. J. B. (1988). - An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. Applications to geobarometry, worked examples and computer program. *J. Metam. Geol.*, **6**, 173-204.
- Pozzi J. P., Westphal M., Zhou Y. X., Xing L. S. & Chen X. Y. (1972). - Position of the Lhasa block, South Tibet, during late Cretaceous. *Nature*, **297**, 319-321.
- Punati R. S. (1997). - Isotopic evidence of a Middle Proterozoic orogeny from the Arunachal Himalaya (NEFA), India. Abs., 12th Himalaya-Karakorum-Tibet Intl. workshop, Roma, Italy, 191-192.
- Rai S. M. (1993). - Pétrologie de la tourmaline et du bore dans l'Himalaya du Népal central. Application aux transferts fluides et magmatiques. DEA, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 34p.
- Rai S. M. & Le Fort P. (1993). - A boron and tourmaline point of view of the central Nepal Himalaya. Abs., 8th Himalaya-Karakorum-Tibet Intl. workshop, Vienna, Austria, 48-49.

- Rai S. M., Guillot S. & Le Fort P. (1997a). - Pressure-temperature evolution in the Kathmandu and Gosainkund crystalline nappes (central Nepal). Abs., 12th Himalaya-Karakorum-Tibet Intl. workshop, Roma, Italy, 195-196.
- Rai S. M., Le Fort P. & Upreti B. N. (1997b). - Geology, structure and metamorphism in Kathmandu and Gosainkund regions, central Nepal. Abs., *J. Nepal Geol. Soc. Spec. Pub.*, **16**, 20-22.
- Rai S. M., Guillot S., Le Fort P. & Upreti B. N. (1998a). - Mineral chemistry and tectonothermal evolution of the crystalline sheets in the Kathmandu region, central Nepal : Relation to geodynamic context. Abs., 13th Himalaya-Karakorum-Tibet Intl. workshop, Peshawar, Pakistan, 157-159.
- Rai S. M., Guillot S., Le Fort P. & Upreti B. N. (1998b). - Evolution P-T des régions de Katmandou et du Gosainkund, Népal central. Résumé, Réunion des Sci. de la Terre, Brest, France, 181.
- Rai S. M., Guillot S., Le Fort P. & Upreti B. N. (1998c). - Pressure-temperature evolution in the Kathmandu and Gosainkund regions, Central Nepal. *Asian Earth Sci.*, **16**, Nos. 2-3, 283-298.
- Reddy S. M., Searle M. P. & Massey J. A. (1993). - Structural evolution of the High Himalayan Gneiss sequence, Langtang Valley, Nepal. *J. Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, **74**, 375-389.
- Rémy J. M. (1972). - Résultats de l'étude géologique de l'Ouest du Népal. Les séries népalaises. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **275**, 2299-2302.
- Rex A. J., Searle M. P., Tirrul R., Crawford M. B., Prior D. J., Rex D. C. & Barnicoat A. (1988). - The geochemical and tectonics evolution of the central Karakorum, north Pakistan. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **A326**, 229-255.
- Richardson S. W., Gilbert M. C. & Bell P. M. (1969). - Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria : the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, **267**, 259-272.
- Sah R. B., Ulak P., Gajurel A. P. & Rimal L. N. (1991). - Lithostratigraphy of Siwalik sediments of Amlekhganj-Hetauda area, Sub-Himalaya of Nepal. *R. Kumar, S. Ghosh, N. R. Phadtare (eds.), Wadia Ins. Him. Geol.*, Dehra Dun, India, **15**, 37-48.
- Sakai H. (1983). - Geology of Tansen Group of the Lesser Himalaya in Nepal. *Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Japan, **XXV**, 27-74.
- Sakai H. (1985). - Geology of the Kali Gandaki Supergroup of the Lesser Himalayas in Nepal. *Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Japan, **XXV**, 337-397.
- Scaillet B. (1990). - Structure et géochimie d'un leucogranite en régime de collision continentale: l'exemple du massif de Gangotri Badrinath (Himalaya du Garhwal). Thèse de Doctorat, Ins. Natl. Polytech. Lorraine, Nancy, 373p.

- Scaillet B., France-Lanord C. & Le Fort P. (1990). - Badrinath-Gangotri plutons. Petrology and geochemistry evidences for fractionation process in a High Himalayan leucogranite. In : "*Collision Tectonics*", P. Le Fort, J. A. Pearce and A. Pêcher (eds). *J. Volc. Geoth. Res. Spec. Pub.*, **44**, 163-188.
- Schärer U. (1984). - The effect of initial ²³⁰Th disequilibrium on young U-Pb ages : the Makalu case, Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **77**, 35-48.
- Schärer U. & Allègre C. J. (1983). - The Palung granite (Himalaya); high-resolution U-Pb systematics in zircon and monazite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **63**, 423-432.
- Schärer U., Xu. R. H. & Allègre C. J. (1986). - U-Th-Pb systematics and age of Himalayan leucogranites, South Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **77**, 35-48.
- Schelling D. (1987). - The geology of the Rolwaling-Lapchi Kang Himalayas, East-Central Nepal : Preliminary findings. *J. Nepal Geol. Soc.*, **4**, 1-19.
- Schelling D. (1989). - The geology of the Rolwaling and the eastern Nepal Himalaya. Thèse de Doctorat, Univ. de Col., Boulder. 512p.
- Schelling D. & Arita K. (1991). - Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, **10**, 851-862.
- Searle M. P., Rex A. J., Tirrul R., Rex D. C., Barnicoat A. & Windley B. F. (1989). - Metamorphic, magmatic and tectonic evolution of the central Karakorum in the Biafo-Baltoro-Hushe regions of the northern Pakistan. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **232**, 47-74.
- Sengör A. M. C. (1984). - The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **195**, 82p.
- Shand S. J. (1972). - Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits. Murby, London.
- Sharma T. & Kizaki K. (1989). - Metamorphism and thermal history of the Jaljala synclinorium, central west Nepal Himalaya. *J. Nepal Geol. Soc.*, **6**, 21-34.
- Sharma T., Kansakar D. R. & Kizaki K. (1984). - Geology and tectonics of the region between Kali Gandaki and Bheri Rivers in Central West Nepal. *Bull. Coll. Sci. Univ. Ryukyu*, Japan, **38**, 57-102.
- Shrestha S. B. (1981). - Geology of Pokhara-Syangja-Kusma-Baglung area. Unpublished, DMG/Kathmandu, 20p.
- Shrivastava P. & Mitra G. (1994). - Thrust geometries and deep structure of the outer and lesser Himalaya sequence, Kumaun and Garhwal (India) : implications for evolution of the Himalayan fold and thrust belt. *Tectonics*, **13**, 89-109.
- Shvolman V. A. (1978). - Relics of the Mesotethys in the Pamirs. *Him. Geol.*, **8**, 369-378.
- Sibson R. H. (1977). - Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.

- Spear F. S. (1988). - Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 507-517.
- Spear F. S. (1989). - Relative thermobarometry and metamorphic P-T paths. In : J. S. Daly, R. A. Cliff and B. W. D. Wardly (eds.), "Evolution of metamorphic belts".
- Steck A., Spring L., Vannay J. C., Masson H., Bücher H., Marchant R., Stutz E. & Tieche J. C. (1993). - Geological transect across the Northwestern Himalayas in eastern Ladakh and Lahul (A model for the continental collision of India and Asia). *Eclogae Geol. Helv.*, **86**, 1, 219.
- Stern C. R., Kligfield R., Viridi N. S., Futa K., Peterman Z. E. & Amini H. (1989). - The Bhagirathi leucogranite of the High Himalayas (Garhwal, India) : age, petrogenesis and tectonic implications. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **232**, 33-46.
- Stöcklin J. (1980). - Geology of the Nepal and its regional frame. *J. Geol. Soc., London*, **137**, 1-34.
- Stöcklin J. & Bhattarai K. D. (1977). - Geology of Kathmandu area and central Mahabharat Range, Nepal Himalaya. HMG Nepal/UNDP report, 64p.
- Strachey R. (1851). - On the geology of part of the Himalaya mountains and Tibet. *J. Geol. Sci.*, **7**, 292-310.
- Takigami Y. & Kaneko Y. (1997). - Some problems on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological studies for Himalayan metamorphic and granitic rocks. *J. Geol. Soc., Japan*, **103**, 232-239.
- Talalov V. A. (1972). - Geology and ores of Nepal. Unpublished, Nepal/ UNDP, Kathmandu, 4 vol.
- Tanaka S. (1991). - Palaeosols in the Churia (Siwaliks) group, west central Nepal. R. Kumar, S. Ghosh, N. R. Phadtare (eds.), *Wadia Ins. Him. Geol., Dehra Dun, India*, **15**, 181-20.
- Tapponnier P., Mercier J. L., Proust F., Andrieux J., Armijo R., Bassoullet J. P., Brunel M., Burg J. P., Colchen M., Dupré B., Girardeau J., Marcoux J., Mascle G., Matte P., Nicolas A., Li T. D., etc. (1981). - The Tibetan side of the India-Eurasia collision. *Nature*, **294**, 405-410.
- Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain Y., Armijo R. & Cobbold P. (1982). - Propagating extrusion tectonics in Asia; new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**, 611-616.
- Tapponnier P., Peltzer G. & Armijo R. (1986). - On the mechanics of the collision between India and Asia. In : "Collision Tectonics", M. P. Coward and A. C. Ries (eds.), *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, **19**, 115-117.
- Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P. H., Schärer U., Dalai Z., Haiwei W., Xiaohan L., Shaoheng J., Lianshang Z. & Jiayou, Z. (1990). - The Ailao Shan/Red River

- metamorphic belt : Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, **343**, 431-437.
- Tewari V. C. (sous presse). - Regional correlations of the Lesser Himalayan and Tethyan Basin sediments of Kali Valley. *J. Nepal. Geol. Soc.*, **18**.
- Thompson A. B. (1976). - Mineral reactions in pelitic rocks : II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, **276**, 425-454.
- Thompson J. B. & Norton A. S. (1968). - Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent area. *Studies of Appalachian geology, Intersci., Zen, New York*, 319-327.
- Tokuoka T., Takyasu K., Yoshida M. & Hisatomi K. (1986). - The Churia (Siwalik) Group of the Arung khola area, West central Nepal. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ., Japan*, **20**, 135-210.
- Tokuoka T., Takyasu K., Hisatomi K., Yamasaki H., Tanaka S., Konomatsu M., Sah R. B. & Rai S. M. (1990). - Stratigraphy and geologic structures of the Churia (Siwalik) Group in the Tinau khola-Binai khola, West Central Nepal. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ., Japan*, **24**, 71-88.
- Tokuoka T., Takyasu K., Hisatomi K., Tanaka S., Yamasaki H. & Konomatsu M. (1991). - The Churia (Siwalik) group in West Central Nepal. R. Kumar, S. Ghosh, N. R. Phadtare (eds.), *Wadia Ins. Him. Geol., Dehra Dun, India*, **15**, 23-36.
- Tonarini S., Villa I., Oberli M., Meier F., Spence D. A., Pognante U. & Ramsey J. G. (1993). - Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya. *Terra Nova*, **5**, 13-20.
- Treloar P. J., Rex D. C., Guise P. G., Coward M. P., Searle M. P., Windley B. F., Petterson M. G., Jan M. Q. & Luff I. W. (1989). - K-Ar and Ar-Ar geochronology of the Himalayan collision in NW Pakistan : constraints on the timing of suturings, deformation and uplift. *Tectonics*, **8**, 881-909.
- Trivedi J. R., Gopalan K. & Valdiya K. S. (1984). - Rb-Sr ages of granitic rocks within the Lesser Himalayan nappes, Kumaun, India. *J. Geol. Soc., India*, **25**, 641-654.
- Turner F. J. (1981). - Metamorphic petrology : Mineralogical, Field and Tectonic Aspects. Hemisphere Publishing Corporation, Washington, 524p.
- Turner G. (1971). - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the lunar maria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 169-175.
- Turner G., Miller J. A. & Grasty R. L. (1966). - The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 155-157.
- Upreti B. N. (1979). - Geological investigations on the Phalebas-Bihadi section of Kali Gandaki valley in Central West Nepal with special reference to stratigraphy, carbonate rocks and geomorphic evolution. Thèse de Doctorat, Univ. de Karnatak, India, 408p.
- Upreti B. N. (1990). - An outline geology of far western Nepal. *Him. Geol.*, **1**, 93-102.

- Upreti B. N. & Le Fort P. (sous presse). - Lesser Himalayan Crystalline Nappes of Nepal : problem of their origin. *Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Pap.*, **328**.
- Upreti, B. N. & Merh S. S. (1978). - Geology of the area around Bhoksing-Sirkang section of the Kali Gandaki valley in Central West Nepal. *Him. Geol.*, **8**, 797-812.
- Upreti B. N., Sharma T. & Merh S. S. (1980). - Structural geology of the Kusma-Sirkang section of the Kali Gandaki valley and its bearing on the tectonic framework of Nepal Himalaya. *Tectonophysics*, **62**, 155-164.
- Valdiya K. S. (1980a). - Geology of Kumaun Lesser Himalaya, Wadia Ins.Him. Geol., Dehra Dun, India, 191p.
- Valdiya K. S. (1980b). - The two intracrustal boundary thrusts of the Himalaya. *Tectonophysics*, **66**, 323-348.
- Valdiya K. S. (1998). - Dynamic Himalaya. Universities Press, Educational Monograph, Haiderabad, India. 178p.
- Vannay J. C. & Hodges K. V. (1996). - Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal. *J. Metam. Geol.*, **14**, 635-656.
- Vidal P., Cocherie A. & Le Fort P. (1982). - Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 2279-2292.
- Vidal P., Bernard-Griffiths J., Cocherie A., Le Fort P., Peucat J. J. & Sheppard S. M. F. (1984). - Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Intrl.*, special. issue, **35**, 179-190.
- Vidal P., Le Fort P. & Pêcher A. (1987). - Les gneiss oeillés d'Ulleri : un épisode magmatique précambrien dans le Moyen Pays du Népal Central. Abs., Séminaire Himalaya-Karakorum, Nancy-CRPG, 13-15.
- Villa I. M. (1990). - Geochronology and excess Ar geochemistry of the Lhotse Nup leucogranite, Nepal Himalaya. *J. Volc. Geother. Res.*, **44**, 89-103.
- Villa I. M., Le Fort P. & Lemennicier Y. (1996). - Late Miocene to Early Pliocene tectonometamorphism and cooling in south-central Karakorum and Indus-Tsangpo suture, Chogo Lungma area (NE Pakistan). *Tectonophysics*, **260**, 201-214.
- Wadia D. N. (1928) - Geology of Poonch State and the adjacent portion of Punjab. *Mem. Geol. Sur.*, India, **51**, 185-370.
- Wang F. B., Li B. Y. & Zhang Q. S. (1981). - The Pliocene and Quaternary environment of the Qinghai-Xixang plateau. In : *Geol. and Ecologic studies of Qinghai-Xixang plateau*, Science Press, Beijing, 1, 231-238.
- West R. M. & Munthe J. (1981). - Neogene vertebrate paleontology and stratigraphy of Nepal. *J. Nepal. Geol. Soc.*, **1**, 1-14.
- White S. (1976). - The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanism in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc., London*, **283**, 53-69.

- Winkler, H.G.F. (1976). - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, New York, 334p.
- Yoneshiro T. & Kizaki K. (1996). - Metamorphism and thermal structure of the Karnali klippe, western Nepal Himalaya. *Bull. Dept. Geology, Tribhuvan Univ.*, Kathmandu, **5**, 1-20.
- Yoshida M. & Arita K. (1982). - On the Siwalik observed along some routes in central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.*, **2**, 59-66.
- Zeitler P. K. (1985). - Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, **4**, 127-151.
- Zeitler P. K. & Chamberlain C. P. (1991). - Petrogenic and tectonic significance of young leucogranites from the North-western Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, **10**, 729-741.
- Zeitler P. K., Sutter J. F., Williams I. S., Zartman R. & Tahirkheli R. A. K. (1989). - Geochronology and temperature history of the Nanga Parbat-Haramosh massif, Pakistan. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **232**, 1-22.

ANNEXE : 1

Chimie des minéraux

GRENAT

Analyses à la microsonde (Camebax SX50; N. Valignat, CMTC-INPG, Grenoble).
Feo= fer total. Formules structurales calculées sur la base de 12 oxygènes.

Compositions chimiques de grenats de la nappe du Gosainkund.

Unité	Nappe du Gosainkund										Unité										
	KN74*		KN87		KN87		KN87		KN91												
N° échantillon	14	25	26	27	88	94	96	97	98	99	100	2	8	9	12	16	19	23	40	41	
Point analysé																					
SiO2	36,68	36,69	36,86	37,00	37,25	36,29	36,58	36,43	36,73	36,20	36,25	36,66	35,63	36,73	36,65	36,42	36,94	37,02	36,64	36,80	
Al2O3	20,50	20,10	20,15	20,26	21,06	20,97	20,57	20,73	20,88	20,56	20,59	21,27	20,94	20,72	20,47	20,14	21,39	21,00	20,58	20,31	
MgO	1,60	2,38	2,45	1,61	3,02	2,61	2,40	2,45	2,57	2,47	2,55	2,84	2,91	2,47	2,94	2,26	2,78	2,76	2,41	2,19	
FeO	32,48	34,29	33,66	31,88	36,01	36,25	34,40	34,04	34,16	34,41	34,00	34,83	35,53	34,19	34,75	35,60	32,96	34,90	35,30	34,23	
MnO	6,56	4,82	4,13	7,00	1,34	1,49	2,87	2,67	2,52	2,48	2,09	2,92	2,07	2,85	2,18	2,70	1,65	2,68	3,10	3,82	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
TiO2	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,21	0,03	0,02	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,11	0,02	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,02	0,00	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	1,66	1,66	1,71	1,91	1,37	1,42	2,97	3,02	3,23	3,21	3,37	2,43	2,08	2,33	1,97	2,03	4,63	1,93	1,89	1,88	
K2O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	
Total	99,52	100,00	98,97	99,71	100,26	99,20	99,86	99,55	100,09	99,34	99,07	101,00	99,29	99,37	99,02	99,37	100,37	100,32	99,97	99,34	
Si	6,00	5,95	6,03	6,04	5,99	5,91	5,92	5,91	5,91	5,88	5,90	5,85	5,79	5,97	5,97	5,95	5,90	5,96	5,94	6,01	
Al IV	0,00	0,05	-0,03	-0,04	0,01	0,09	0,08	0,09	0,09	0,12	0,10	0,15	0,21	0,03	0,03	0,05	0,10	0,04	0,06	-0,01	
Al VI	3,96	3,80	3,92	3,94	3,99	3,94	3,84	3,87	3,88	3,82	3,85	3,86	3,80	3,94	3,90	3,83	3,92	3,94	3,87	3,91	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	
Mg	0,39	0,58	0,60	0,39	0,72	0,63	0,58	0,59	0,62	0,60	0,62	0,68	0,71	0,60	0,71	0,55	0,66	0,66	0,58	0,53	
Fe	4,45	4,65	4,61	4,36	4,84	4,94	4,65	4,62	4,60	4,68	4,63	4,65	4,83	4,65	4,73	4,86	4,40	4,70	4,79	4,67	
Mn	0,91	0,66	0,57	0,97	0,18	0,21	0,39	0,37	0,34	0,34	0,29	0,40	0,29	0,39	0,30	0,37	0,22	0,37	0,42	0,53	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,29	0,29	0,30	0,34	0,24	0,25	0,51	0,52	0,56	0,56	0,59	0,42	0,36	0,41	0,34	0,35	0,79	0,33	0,33	0,33	
Na	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
% Alm	73,65	75,28	75,80	71,97	80,90	81,95	75,80	75,69	75,22	75,72	75,58	75,78	78,11	76,90	77,73	79,19	72,40	77,55	78,18	77,08	
% Grs	4,82	4,68	4,95	5,54	3,94	4,11	8,39	8,60	9,10	9,05	9,59	6,77	5,86	6,70	5,64	5,77	13,02	5,50	5,38	5,41	
% Prp	6,46	9,33	9,84	6,48	12,11	10,51	9,41	9,70	10,07	9,70	10,12	11,01	11,42	9,91	11,70	8,95	10,90	10,92	9,50	8,79	
% Sps	15,07	10,71	9,42	16,01	3,05	3,42	6,40	6,01	5,61	5,54	4,72	6,44	4,61	6,48	4,93	6,09	3,68	6,03	6,94	8,72	
Fe/Fe+Mg	0,92	0,89	0,89	0,92	0,87	0,89	0,89	0,89	0,88	0,89	0,88	0,87	0,87	0,89	0,87	0,90	0,87	0,88	0,89	0,90	

Compositions chimiques de grenats de la nappe de Katmandou (suite).

Unité	Nappe de Katmandou										Unité										
	KN881		KN879		KN879		KN879		KN863												
N° échantillon	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	
Point analysé																					
SiO2	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	36,85	
Al2O3	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	20,38	
MgO	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	
FeO	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	21,09	
MnO	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	13,26	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	5,18	
Na2O	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	99,56	102,13	99,28	99,56	99,56	101,18	101,18	99,56	99,56	101,18	101,18	99,56	99,56	101,18	101,18	99,56	99,56	101,18	101,18	99,56	
Si	6,00	5,95	6,03	6,04	5,99	5,91	5,92	5,91	5,91	5,88	5,90	5,85	5,79	5,97	5,97	5,95	5,90	5,96	5,94	6,01	
Al IV	0,00	0,05	-0,03	-0,04	0,01	0,09	0,08	0,09	0,09	0,12	0,10	0,15	0,21	0,03	0,03	0,05	0,10	0,04	0,06	-0,01	
Al VI	3,96	3,80	3,92	3,94	3,99	3,94	3,84	3,87	3,88	3,82	3,85	3,86	3,80	3,94	3,90	3,83	3,92	3,94	3,87	3,91	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	
Mg	0,39	0,58	0,60	0,39	0,72	0,63	0,58	0,59	0,62	0,60	0,62	0,68	0,71	0,60	0,71	0,55	0,66	0,66	0,58	0,53	
Fe	4,45	4,65	4,61	4,36	4,84	4,94	4,65	4,62	4,60	4,68	4,63	4,65	4,83	4,65	4,73	4,86	4,40	4,70	4,79	4,67	
Mn	0,91	0,66	0,57	0,97	0,18	0,21	0,39	0,37	0,34	0,34	0,29	0,40	0,29	0,39	0,30	0,37	0,22	0,37	0,42	0,53	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,29	0,29	0,30	0,34	0,24	0,25	0,51	0,52	0,56	0,56	0,59	0,42	0,36	0,41	0,34	0,35	0,79	0,33	0,33	0,33	
Na	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00													

Compositions chimiques de grenats de la nappe du Gosainkund (suite).

Unité		Nappe du Gosainkund												
N° échantillon		KN522*				KN524*				KN648				
Poiny analysé		189	213	217	218	50	65	66	70	60	65	74	76	80
SiO2		37,13	36,71	36,30	36,71	36,45	36,44	36,99	36,23	35,96	36,72	36,99	37,27	36,41
Al2O3		20,32	20,39	20,54	20,67	20,39	20,45	20,61	20,41	20,26	20,50	20,55	20,85	20,45
MgO		1,75	2,14	2,16	2,19	1,98	2,13	2,14	1,45	2,12	2,63	2,59	2,34	2,35
FeO		33,62	34,30	33,78	33,23	33,50	33,88	34,48	32,15	38,34	37,35	37,51	37,15	37,92
MnO		5,26	3,69	4,23	4,20	5,88	4,04	4,15	7,39	1,17	1,28	1,34	1,30	1,12
Cr2O3		0,00	0,02	0,11	0,09	0,00	0,14	0,00	0,14	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00
TiO2		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,04	0,04
NiO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,13	0,15	0,08	0,02	0,00
CaO		2,01	1,96	2,13	2,07	1,58	1,92	1,78	1,72	1,20	1,21	1,32	1,09	1,12
Na2O		0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00
Total		100,09	99,25	99,27	99,16	99,86	99,00	100,18	99,55	99,24	99,90	100,40	100,16	99,42
Si		6,04	6,00	5,93	5,99	5,94	5,97	5,99	5,94	5,90	5,96	5,97	6,03	5,95
AlIV		-0,04	0,00	0,07	0,01	0,06	0,03	0,01	0,06	0,10	0,04	0,03	-0,03	0,05
AlVI		3,93	3,92	3,88	3,97	3,85	3,92	3,93	3,88	3,82	3,88	3,88	4,01	3,89
Cr		0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Mg		0,42	0,52	0,53	0,53	0,48	0,52	0,52	0,35	0,52	0,64	0,62	0,57	0,57
Fe		4,57	4,69	4,61	4,54	4,56	4,64	4,67	4,41	5,26	5,07	5,07	5,03	5,18
Mn		0,72	0,51	0,59	0,58	0,81	0,56	0,57	1,03	0,16	0,18	0,18	0,18	0,16
Ni		0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00
Ca		0,35	0,34	0,37	0,36	0,28	0,34	0,31	0,30	0,21	0,21	0,23	0,19	0,20
Na		0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
% Alm		75,31	77,32	75,67	75,46	74,41	76,63	77,00	72,38	85,52	83,21	83,02	84,36	84,87
% Grs		5,77	5,66	6,11	6,02	4,51	5,55	5,10	4,95	3,43	3,45	3,75	3,17	3,21
% Prp		6,99	8,60	8,62	8,86	7,86	8,57	8,50	5,81	8,41	10,45	10,22	9,48	9,37
% Sps		11,93	8,42	9,60	9,66	13,22	9,25	9,39	16,86	2,64	2,89	3,01	2,99	2,54
Fe/Fe+Mg		0,92	0,90	0,90	0,89	0,90	0,90	0,90	0,93	0,91	0,89	0,89	0,90	0,90

BIOTITE

Analyses à la microsonde (Camebax SX50; N. Valignat, CMTC-INPG, Grenoble).
Feo= fer total. Formules structurales calculées sur la base de 11 oxygènes.

Compositions chimiques de biotites du Moyen Pays Supérieur et de la nappe de Katmandou (suite).

Unité	Nappe de Katmandou																			
	KN623 (suite)		KN863				KN876				KN879				KN881					
N° échantillon	230	234	94	96	98	102	104	35	37	42	44	51	55	58	61	63	68	70	73	75
Point analysé	230	234	94	96	98	102	104	35	37	42	44	51	55	58	61	63	68	70	73	75
SiO2	34,52	34,75	35,40	33,04	33,89	34,57	35,66	34,87	36,71	37,86	37,01	36,36	37,45	35,73	37,84	37,03	35,24	35,62	34,30	35,81
Al2O3	16,09	16,06	17,76	17,39	16,75	17,16	17,74	17,05	17,86	18,30	17,13	18,09	19,60	19,55	19,01	18,30	15,67	17,14	15,16	16,76
FeO	23,30	21,33	22,52	22,43	22,36	23,58	21,39	20,15	20,24	21,95	21,51	18,58	15,57	16,62	16,80	16,51	22,16	21,59	22,17	20,45
MnO	0,31	0,28	0,20	0,33	0,29	0,28	0,19	0,44	0,70	0,37	0,43	0,18	0,00	0,00	0,03	0,15	0,72	0,49	0,52	0,66
MgO	5,89	9,03	8,62	7,73	8,19	9,09	9,30	9,57	9,87	10,71	9,95	11,48	11,36	11,95	12,04	11,47	8,35	7,67	7,66	8,16
CaO	0,00	0,10	0,09	0,37	0,14	0,05	0,25	0,15	0,01	0,05	0,03	0,05	0,05	0,14	0,02	0,07	0,04	0,07	0,45	0,06
Na2O	0,00	0,11	0,21	0,15	0,18	0,10	0,18	0,11	0,08	0,08	0,10	0,04	0,13	0,12	0,10	0,16	0,01	0,15	0,10	0,02
K2O	9,04	8,51	8,97	8,27	8,78	8,91	8,59	8,85	9,22	8,83	9,20	8,90	8,76	8,25	8,66	8,88	9,31	9,27	8,56	9,32
TiO2	2,18	1,93	1,23	1,53	1,75	1,60	1,32	2,13	1,88	0,23	2,31	1,18	1,48	1,03	1,15	1,27	3,24	3,18	3,37	3,16
Cr	0,02	0,05	0,00	0,10	0,00	0,02	0,13	0,00	0,02	0,00	0,02	0,10	0,10	0,40	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,01	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,50	92,15	94,99	91,34	92,32	95,34	94,75	93,34	96,59	98,39	97,68	94,95	94,63	93,80	95,76	93,85	94,74	95,20	92,28	94,41
Si	5,75	5,66	5,60	5,50	5,56	5,50	5,62	5,57	5,63	5,70	5,65	5,61	5,66	5,51	5,68	5,69	5,63	5,61	5,65	5,66
Al tet	2,25	2,34	2,40	2,50	2,44	2,50	2,38	2,43	2,37	2,30	2,35	2,39	2,34	2,49	2,32	2,31	2,37	2,39	2,35	2,34
Al octa	0,91	0,74	0,91	0,91	0,80	0,72	0,92	0,78	0,86	0,95	0,73	0,90	1,15	1,06	1,04	1,01	0,58	0,79	0,59	0,78
Fe 2+	3,24	2,90	2,98	3,12	3,07	3,14	2,82	2,69	2,60	2,77	2,74	2,40	1,97	2,14	2,11	2,12	2,96	2,85	3,05	2,70
Fe 3+	-0,32	-0,29	-0,30	-0,31	-0,31	-0,31	-0,28	-0,27	-0,26	-0,28	-0,27	-0,24	-0,20	-0,21	-0,21	-0,21	-0,30	-0,28	-0,31	-0,27
Mg	1,46	2,19	2,03	1,92	2,00	2,16	2,19	2,28	2,26	2,41	2,26	2,64	2,56	2,75	2,69	2,63	1,99	1,80	1,88	1,92
Ti	0,27	0,24	0,15	0,19	0,22	0,19	0,16	0,26	0,22	0,03	0,26	0,14	0,17	0,12	0,13	0,15	0,39	0,38	0,42	0,38
Mn	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,09	0,05	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,07	0,07	0,09
K	1,92	1,77	1,81	1,76	1,84	1,81	1,73	1,80	1,80	1,70	1,79	1,75	1,69	1,62	1,66	1,74	1,90	1,86	1,80	1,88
Na	0,00	0,03	0,06	0,05	0,06	0,03	0,06	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,05	0,00	0,05	0,03	0,01
XFe	0,67	0,54	0,57	0,59	0,58	0,57	0,54	0,51	0,51	0,51	0,52	0,45	0,41	0,41	0,41	0,42	0,57	0,59	0,59	0,56
XMg	0,33	0,46	0,43	0,41	0,42	0,43	0,46	0,49	0,49	0,49	0,48	0,55	0,59	0,59	0,59	0,58	0,43	0,41	0,41	0,44

Compositions chimiques de biotites du Moyen Pays Supérieur et de la nappe de Katmandou.

Unité	Nappe de Katmandou										Moyen Pays Supérieur											
	KN623		KN443*				KN274				LO214		LO209									
N° échantillon	217	221	224	226	236	238	240	243	246	248	202	203	208	209	202	203	208	209	202	203	208	209
Point analysé	217 <td>221 <td>224 <td>226 <td>236 <td>238 <td>240 <td>243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	221 <td>224 <td>226 <td>236 <td>238 <td>240 <td>243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	224 <td>226 <td>236 <td>238 <td>240 <td>243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	226 <td>236 <td>238 <td>240 <td>243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	236 <td>238 <td>240 <td>243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	238 <td>240 <td>243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	240 <td>243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	243 <td>246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	246 <td>248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	248 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td></td>	208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td></td>	209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td></td>	202 <td>203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td></td>	203 <td>208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td></td>	208 <td>209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td></td>	209 <td>202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td></td>	202 <td>203 <td>208 <td>209 </td></td></td>	203 <td>208 <td>209 </td></td>	208 <td>209 </td>	209
SiO2	32,74	33,79	36,19	33,34	35,25	34,92	35,47	35,15	35,03	35,62	32,88	36,32	35,39	35,68	35,85	35,02	35,78	35,75	36,60	34,25	33,84	34,63
Al2O3	16,73	17,53	17,64	17,11	17,03	16,42	16,66	15,99	16,41	16,64	15,31	16,45	15,45	15,38	19,41	19,61	19,15	19,36	17,41	17,11	18,29	17,23
FeO	20,44	20,25	19,67	19,02	19,76	20,34	19,53	19,85	20,85	20,49	24,38	22,39	22,05	22,69	19,39	20,17	20,21	20,44	15,22	16,47	16,80	10,01
MnO	0,14	0,17	0,07	0,24	0,09	0,24	0,31	0,17	0,28	0,30	0,46	0,58	0,62	0,66	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,11	0,06
MgO	9,86	8,82	9,48	8,90	8,53	8,73	9,42	9,59	9,01	8,58	8,68	7,78	7,50	7,74	9,38	9,01	9,70	9,75	13,80	13,02	12,30	10,71
CaO	0,02	0,07	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,03	0,02	0,00	0,00	0,52	0,18	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,14	0,10	0,08	0,11	0,08	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,01	0,13	0,03	0,02	0,23	0,14	0,18	0,19	0,19	0,11	0,07	0,03
K2O	9,07	8,85	9,08	8,95	9,34	9,13	9,09	8,88	9,08	9,21	7,16	9,26	9,29	9,51	8,58	8,51	8,41	8,51	7,78	8,44	8,56	8,13
TiO2	1,73	1,28	1,96	2,02	2,46	2,55	2,10	2,86	1,80	2,52	2,71	3,86	3,61	3,27	2,72	0,12	0,85	0,29	1,50	1,55	1,08	1,38
Cr	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,10	0,06	0,00	0,00	0,04	0,12	0,00	0,10	0,04	0,06	0,05	0,00	0,00	0,12	0,02	0,00	0,00
Ni	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,00	90,86	94,29	89,75	94,41	94,41	94,41	94,41	94,41	95,09	92,40	96,81	94,12	95,09	93,62	93,15	94,32	88,43	92,20	91,07	91,05	92,20
Si	5,42	5,55	5,66	5,53	5,66	5,66	5,66	5,66	5,66	5,70	5,47	5,65	5,69	5,70	5,61	5,57	5,58	5,56	5,64	5,47	5,41	5,55
Al IV	2,58	2,45	2,34	2,47	2,34	2,34	2,34	2,34	2,34	2,30	2,53	2,35	2,32	2,30	2,39	2,43	2,42	2,43	2,36	2,53	2,52	2,45
Al VI	0,68	0,94	0,68	0,87	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,59	0,47	0,66	0,62	0,59	0,52	0,51	0,51	0,51	0,80	0,69	0,86	0,81
Fe 2+	2,83	2,78	2,57	2,64	2,70	2,70	2,70	2,70	2,70	3,03	3,39	3,29	3,29	3,03	2,52	2,68	2,62	2,62	2,68	2,22	2,25	2,68
Fe 3+	-0,28	-0,28	-0,26	-0,26	-0,27	-0,27	-0,27	-0,27	-0,27	-0,30	-0,34	-0,29	-0,30	-0,30	-0,25	-0,27	-0,27	-0,27	-0,20	-0,20	-0,23	-0,23
Mg	2,43	2,16	2,21	2,20	2,43	2,43	2,43	2,43	2,43	1,84	1,92	1,81	1,80	1,84	1,12	1,42	1,42	1,42	1,95	1,03	0,93	0,95
Ti	0,22	0,16	0,23	0,25	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,34	0,40	0,40	0,40	0,80	1,00	1,00	1,00	1,10	1,10	1,13	1,10
Mn	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,81	1,81	1,81	1,81	1,81	1,81	1,81	1,81	1,81	1,73	1,70	1,80	1,80	1,80	1,66	1,62	1,62	1,62	1,99	1,74	1,74	1,99
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
XFe	0,67	0,54	0,57	0,54	0,57	0,58	0,57	0,57	0,57	0,54	0,59	0,51	0,51	0,52	0,45	0,41	0,41	0,41	0,48	0,48	0,57	0,48
XMg	0,33	0,46	0,43	0,46	0,43	0,42	0,43	0,43	0,43	0,46	0,49	0,49	0,49	0,48	0,55	0,59	0,59	0,59	0,52	0,52	0,43	0,52

Compositions chimiques de biotites de la nappe du Gosaukund (suite).

Unité	Nappe du Gosaukund																		
	KN91 (suite)			KN109*		KN225*													
N° échantillon	24	25	28	31	34	36	37	39	57	4	10	85	90	93	99	106	108	111	
Point analysé																			
SiO2	36,27	34,39	34,82	34,25	35,13	35,40	35,18	36,22	35,54	35,03	35,41	34,55	35,44	34,57	35,86	36,06	34,03	34,44	
Al2O3	19,55	17,75	17,64	17,46	18,49	18,44	17,49	18,21	17,90	15,90	16,35	17,61	17,82	18,24	17,97	18,53	18,64	17,58	
FeO	18,82	21,69	21,11	22,20	20,43	19,72	21,14	20,74	21,31	21,33	20,78	23,12	22,43	21,59	22,97	22,18	23,17	21,60	
MnO	0,00	0,16	0,10	0,02	0,06	0,08	0,02	0,02	0,14	0,35	0,27	0,25	0,12	0,08	0,12	0,05	0,16	0,08	
MgO	8,20	7,76	7,78	7,08	7,33	7,81	7,50	7,91	7,67	8,44	8,62	6,83	7,33	7,16	7,58	7,59	7,44	6,78	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00	
Na2O	0,11	0,00	0,01	0,10	0,13	0,10	0,00	0,02	0,12	0,03	0,11	0,15	0,20	0,21	0,17	0,16	0,15	0,08	
K2O	9,21	9,30	9,35	9,42	9,23	9,51	9,44	9,35	9,17	9,28	9,40	8,14	8,54	8,17	8,12	8,18	8,41	8,50	
TiO2	3,12	2,53	3,38	3,18	3,52	3,30	3,83	4,20	3,41	3,09	3,28	2,19	2,50	1,93	1,89	2,15	0,93	2,42	
Cr	0,06	0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	
Total	95,34	93,60	94,29	93,73	94,40	94,37	94,64	96,70	95,31	93,46	94,22	92,86	94,54	92,00	94,67	95,08	93,06	91,49	
Si	5,57	5,52	5,53	5,52	5,53	5,55	5,56	5,55	5,57	5,63	5,62	5,60	5,62	5,60	5,66	5,64	5,52	5,63	
Al tet	2,43	2,48	2,47	2,48	2,47	2,45	2,44	2,45	2,43	2,37	2,38	2,40	2,38	2,40	2,34	2,36	2,48	2,37	
Al octa	1,11	0,88	0,83	0,83	0,96	0,96	0,82	0,84	0,87	0,64	0,68	0,97	0,95	1,08	1,00	1,06	1,08	1,02	
Fe 2+	2,42	2,91	2,80	2,99	2,69	2,59	2,79	2,66	2,79	2,87	2,76	3,13	2,97	2,93	3,03	2,90	3,14	2,95	
Fe 3+	-0,24	-0,29	-0,28	-0,30	-0,27	-0,26	-0,28	-0,27	-0,28	-0,29	-0,28	-0,31	-0,30	-0,29	-0,30	-0,29	-0,31	-0,30	
Mg	1,88	1,86	1,84	1,70	1,72	1,83	1,76	1,81	1,79	2,02	2,04	1,65	1,73	1,73	1,78	1,77	1,80	1,65	
Ti	0,36	0,31	0,40	0,39	0,42	0,39	0,45	0,48	0,40	0,37	0,39	0,27	0,30	0,24	0,22	0,25	0,11	0,30	
Mn	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	
K	1,80	1,90	1,89	1,94	1,85	1,90	1,90	1,83	1,83	1,90	1,90	1,68	1,73	1,69	1,63	1,63	1,74	1,77	
Na	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,02	
XFe	0,54	0,58	0,58	0,61	0,58	0,56	0,59	0,57	0,58	0,56	0,55	0,63	0,61	0,60	0,61	0,60	0,61	0,62	
XMg	0,46	0,42	0,42	0,39	0,42	0,44	0,41	0,43	0,42	0,44	0,45	0,37	0,39	0,40	0,39	0,40	0,39	0,38	

Unité	Nappe du Gosaukund																		
	KN91			KN87		KN74*													
N° échantillon	18	17	15	10	7	3	65	16	06	78	83	18	03	28	12	16	15	15	
Point analysé																			
SiO2	35,55	34,76	34,88	34,80	35,25	35,76	35,25	34,51	35,23	35,85	34,94	35,96	33,67	34,68	34,45	34,46	35,35	35,30	
Al2O3	18,18	17,73	18,77	17,59	19,06	17,17	18,73	18,59	19,18	19,19	17,84	10,61	14,34	17,83	17,71	17,91	18,03	18,03	
FeO	22,67	20,68	19,26	10,12	19,42	20,77	20,24	20,13	18,86	18,91	19,61	18,61	23,05	23,20	23,60	22,73	22,87	22,87	
MnO	0,20	0,11	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,12	0,31	0,38	0,44		
MgO	7,79	6,77	7,87	7,72	8,47	7,77	7,93	8,02	7,72	8,47	8,33	8,93	13,17	8,82	6,80	6,71	7,32		
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Na2O	0,07	0,11	0,08	0,09	0,22	0,02	0,00	0,11	0,11	0,23	0,07	0,12	0,00	0,00	0,03	0,10	0,07		
K2O	9,36	9,09	9,33	9,26	9,03	9,66	9,16	8,95	8,95	8,87	8,90	18,18	21,6	20,6	9,16	8,49	8,82		
TiO2	1,62	1,92	1,81	2,67	1,73	2,05	3,85	3,88	4,07	4,04	3,13	6,24	13,2	18,2	1,76	4,32	1,33		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Total	15,96	56,76	55,53	22,22	40,56	40,76	42,56	47,96	81,46	52,56	46,26	88,56	101,36	47,96	26,36	92,76	181,46		
Si	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55	5,55		
Al tet	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42		
Al octa	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88		
Fe 2+	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91	2,91		
Fe 3+	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29	-0,29		
Mg	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86		
Ti	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31		
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02		
K	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90	1,90		
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
XFe	0,58	0,58	0,58	0,58	0,61	0,58	0,56	0,59	0,57	0,56	0,55	0,63	0,61	0,60	0,61	0,61	0,61		
XMg	0,42	0,42	0,42	0,42	0,39	0,42	0,44	0,41	0,43	0,44	0,45	0,37	0,39	0,40	0,39	0,40	0,39		

Compositions chimiques de biotites de la nappe du Gosaukund.

MUSCOVITE

Analyses à la microsonde (Camebax SX50; N. Valignat, CMTIC-INPG, Grenoble).
Feo= fer total. Formules structurales calculées sur la base de 11 oxygènes.

Compositions chimiques de muscovites du Moyen Pays Supérieur et de la nappe de Katmandou.

Unité	Moyen Pays Supérieur										Nappe de Katmandou																							
	LO209					LO214					KN274					KN443*					KN623					KN876					KN881			
Echantillon	198	199	200	237	245	250	3	8	21	228	242	249	218	220	229	233	39	41	47	67	72													
Point analysé	198	199	200	237	245	250	3	8	21	228	242	249	218	220	229	233	39	41	47	67	72													
SiO2	29,65	43,11	30,11	49,45	48,60	49,04	49,10	48,95	48,09	45,94	47,57	46,56	46,85	45,23	49,06	48,14	49,16	47,55	49,31	48,85	49,23													
Al2O3	49,12	34,79	49,15	35,34	35,55	35,17	29,52	29,54	28,66	32,14	29,54	30,67	32,67	32,09	32,47	31,58	31,74	31,03	31,27	31,17	30,52													
FeO	0,26	0,00	0,44	1,48	1,47	1,45	6,16	5,89	5,98	0,81	1,57	1,38	3,24	3,24	2,94	3,29	5,67	5,46	5,01	5,47	5,38													
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,14	0,22	4,33	3,87	4,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,03													
MgO	0,26	0,00	0,41	1,02	0,82	0,90	1,47	1,47	1,46	0,00	0,07	0,06	1,56	1,41	1,39	1,37	1,44	1,39	1,42	1,29	1,34													
CaO	12,35	19,13	11,25	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,04	0,01													
Na2O	0,98	0,69	1,56	0,66	0,64	0,65	0,17	0,22	0,19	0,18	0,75	0,46	0,63	0,38	0,43	0,49	0,51	0,42	0,41	0,25	0,24													
K2O	0,00	0,00	0,02	9,74	9,17	9,62	10,48	10,53	10,62	0,00	0,07	0,00	10,02	9,60	10,12	9,75	10,04	9,80	10,00	9,88	10,29													
TiO2	0,15	0,00	0,18	0,74	0,41	0,81	1,15	1,41	1,10	0,00	0,02	0,02	0,61	0,65	1,00	1,10	0,44	0,28	0,40	1,09	1,32													
Cr	0,00	0,08	0,00	0,01	0,08	0,00	0,12	0,09	0,02	0,33	0,19	0,27	0,15	0,01	0,00	0,11	0,00	0,09	0,00	0,10	0,03													
Ni	0,00	0,00	0,07	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	10,36	10,30	10,23	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,04													
Total	92,76	97,81	93,20	98,51	96,84	97,68	98,20	98,25	96,36	94,09	93,95	94,29	95,73	92,64	97,42	95,86	99,01	96,19	97,95	98,14	98,44													
Si	4,42	6,41	4,43	6,32	6,31	6,32	6,44	6,42	6,45	6,61	6,85	6,70	6,25	6,22	6,39	6,39	6,36	6,34	6,44	6,37	6,42													
Al IV	3,58	1,59	3,57	1,68	1,69	1,68	1,56	1,58	1,55	1,39	1,15	1,30	1,75	1,78	1,61	1,61	1,64	1,66	1,56	1,63	1,58													
Al VI	5,05	4,51	4,95	3,64	3,75	3,66	3,01	2,99	2,98	4,06	3,86	3,90	3,39	3,42	3,38	3,33	3,20	3,22	3,25	3,16	3,11													
Fe 2+	0,14	0,14	0,14	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12													
Fe 3+	-0,11	-0,14	-0,09	0,02	0,02	0,02	0,49	0,46	0,48	-0,05	0,04	0,02	0,20	0,21	0,17	0,20	0,43	0,42	0,37	0,42	0,41													
Mg	0,06	0,00	0,09	0,19	0,16	0,17	0,29	0,29	0,29	0,00	0,02	0,01	0,31	0,29	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,25	0,26													
Ti	0,02	0,00	0,02	0,07	0,04	0,08	0,11	0,14	0,11	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,10	0,11	0,04	0,03	0,04	0,11	0,13													
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,53	0,47	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00													
K	0,00	0,00	0,00	1,59	1,52	1,58	1,75	1,76	1,82	0,00	0,01	0,00	1,70	1,68	1,68	1,65	1,66	1,67	1,66	1,64	1,71													
Na	0,28	0,20	0,45	0,16	0,16	0,16	0,04	0,06	0,05	0,05	0,21	0,13	0,16	0,10	0,11	0,13	0,13	0,11	0,10	0,06	0,06													
XFe	0,33		0,36	0,42	0,47	0,45	0,68	0,67	0,67	1,00	0,89	0,94	0,51	0,54	0,52	0,54	0,66	0,66	0,64	0,68	0,67													

PLAGIOCLASE

Analyses à la microsonde (Camebax SX50; N. Valignat, CMTIC-INPG, Grenoble).
Feo= fer total. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes.

Compositions chimiques de muscovites de la nappe du Gosainkund.

Unité	Nappe du Gosainkund																	
	KN74*	KN87	KN 91				KN225*			KN299*	KN522*			KN524*		KN648		
N° échantillon	18	85	6	29	30	38	91	100	109	115	153	198	203	225	61	69	77	66
Point analysé	47,44	48,06	48,75	48,40	48,49	47,52	46,57	47,46	47,27	49,12	48,65	47,91	48,02	45,63	47,84	47,69	46,71	46,62
SiO2	34,19	34,55	34,95	34,59	33,87	34,67	32,01	31,92	32,33	33,66	33,00	34,49	33,53	33,69	31,59	32,59	33,65	34,34
Al2O3	1,78	1,04	1,71	1,65	1,70	1,86	1,26	1,33	1,15	1,71	1,84	1,94	1,62	2,05	2,03	1,73	1,84	1,45
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,23	2,32	1,93	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
MnO	0,72	0,86	0,95	1,02	1,03	0,92	0,00	0,08	0,00	1,51	1,66	0,82	0,82	0,82	1,21	0,96	0,81	0,75
MgO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,51	0,46	0,32	0,51	0,48	0,52	0,80	1,14	1,07	0,61	0,65	0,56	0,48	0,50	0,55	0,47	0,66	0,79
Na2O	10,08	10,25	10,12	10,15	9,96	10,31	0,21	0,03	0,00	10,02	9,77	10,08	10,13	9,79	9,86	9,91	10,15	9,75
K2O	0,94	1,44	1,23	1,26	1,38	1,27	0,00	0,00	0,00	0,53	0,63	0,76	0,89	0,83	1,17	1,04	0,88	1,21
TiO2	0,00	0,00	0,06	0,02	0,10	0,00	0,60	0,76	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	0,00	0,13
Cr	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	9,75	9,65	9,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,16	0,00	0,00
Ni	95,68	96,66	98,11	97,70	97,00	97,07	93,47	94,70	94,18	97,17	96,20	96,56	95,57	93,40	94,36	94,64	94,73	95,04
Total	6,28	6,28	6,28	6,27	6,32	6,21	6,68	6,71	6,70	6,39	6,39	6,28	6,36	6,20	6,43	6,39	6,26	6,22
Si	1,72	1,72	1,72	1,73	1,68	1,79	1,32	1,29	1,30	1,61	1,61	1,72	1,64	1,80	1,57	1,61	1,74	1,78
AlIV	3,61	3,60	3,59	3,55	3,53	3,55	4,09	4,03	4,10	3,55	3,50	3,61	3,59	3,60	3,43	3,53	3,57	3,61
AlVI	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12
Fe 2+	0,05	-0,02	0,05	0,04	0,05	0,06	0,00	0,01	-0,01	0,05	0,06	0,07	0,04	0,08	0,08	0,05	0,06	0,02
Fe 3+	0,14	0,17	0,18	0,20	0,20	0,18	0,00	0,02	0,00	0,29	0,33	0,16	0,16	0,17	0,24	0,19	0,16	0,15
Mg	0,09	0,14	0,12	0,12	0,14	0,12	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,07	0,09	0,08	0,12	0,10	0,09	0,12
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,28	0,23	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	1,70	1,71	1,66	1,68	1,66	1,72	0,04	0,01	0,00	1,66	1,64	1,69	1,71	1,70	1,69	1,69	1,73	1,66
K	0,13	0,12	0,08	0,13	0,12	0,13	0,22	0,31	0,29	0,15	0,17	0,14	0,12	0,13	0,14	0,12	0,17	0,20
Na	0,55	0,37	0,49	0,44	0,46	0,50	1,00	0,88	1,00	0,37	0,35	0,54	0,50	0,55	0,45	0,47	0,53	0,48
XFe																		

Compositions chimiques de plagioclases de la nappe du Gosaukund (suite).

Unité	Nappe du Gosaukund																								
	KN299* (suite)					KN522*					KN524*														
N° échantillon	134	135	136	137	155	196	200	206	207	208	209	210	48	53	54	55	56	62	63	72	73	74	78	79	80
Point analysé	61,30	61,37	61,47	61,43	60,08	62,44	63,31	63,19	63,76	63,69	63,93	63,24	63,54	64,48	64,55	64,46	63,89	64,82	64,56	64,56	64,50	64,57	64,67	64,43	63,78
SiO2	23,77	23,94	23,83	23,76	23,92	22,46	22,22	22,26	21,99	22,01	21,75	22,05	21,79	22,02	21,51	21,40	21,81	21,30	21,48	21,55	21,74	21,83	21,50	21,56	21,92
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,03	0,00	0,00	0,07	0,09	0,19	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,20	0,22	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04	0,10
FeO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,07	0,04	0,13	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	5,65	5,66	5,52	5,68	5,51	4,18	4,00	3,87	3,80	3,64	3,47	3,84	3,36	3,30	2,92	2,83	3,26	2,81	2,83	2,83	3,01	3,18	2,81	2,92	3,09
CaO	8,06	8,21	7,93	8,18	8,32	8,68	8,79	9,03	8,99	9,29	9,00	9,07	9,31	9,74	9,90	9,51	9,40	9,60	9,61	9,71	9,98	9,66	9,64	9,55	9,51
Na2O	0,19	0,13	0,09	0,09	0,03	0,09	0,12	0,14	0,14	0,12	0,21	0,23	0,07	0,12	0,19	0,21	0,06	0,14	0,13	0,09	0,09	0,10	0,17	0,17	0,14
K2O	99,16	99,35	99,18	99,23	98,04	98,12	98,74	98,49	98,80	98,75	98,44	98,47	98,32	99,90	99,18	98,43	98,48	98,71	98,68	98,84	99,36	99,56	98,79	98,82	98,56
Total	2,75	2,74	2,75	2,75	2,72	2,81	2,83	2,83	2,84	2,84	2,86	2,83	2,85	2,85	2,87	2,87	2,85	2,88	2,87	2,87	2,86	2,86	2,87	2,87	2,85
Si	1,25	1,26	1,25	1,25	1,28	1,19	1,17	1,17	1,16	1,16	1,14	1,17	1,15	1,15	1,13	1,13	1,15	1,12	1,13	1,13	1,14	1,14	1,13	1,13	1,15
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27	0,20	0,19	0,19	0,18	0,17	0,17	0,18	0,16	0,16	0,14	0,14	0,16	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,13	0,14	0,15
Ca	0,70	0,71	0,69	0,71	0,73	0,76	0,76	0,78	0,78	0,80	0,78	0,79	0,81	0,84	0,85	0,82	0,81	0,83	0,83	0,84	0,86	0,83	0,83	0,82	0,82
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,71	0,72	0,72	0,72	0,73	0,79	0,79	0,80	0,80	0,82	0,82	0,80	0,83	0,84	0,85	0,85	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85	0,84	0,85	0,85	0,84
Ab	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,20	0,20	0,19	0,19	0,17	0,17	0,19	0,17	0,15	0,14	0,14	0,16	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15
An	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Or																									

ANNEXE : 2

Classification des roches plutoniques de Debon et Le Fort (1983, 1988)

Classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations magmatiques (Debon et Le Fort, 1983, 1988)

La classification de Debon et Le Fort (1983, 1988) est basée sur le traitement des données chimiques (éléments majeurs) dans un ensemble de quatre diagrammes chimico-minéralogiques complémentaires (Figs. 1-4). Elle comporte deux étapes successives situées à deux niveaux différents. La première étape concerne l'échantillon: sa nomenclature est déterminée et ses particularités chimiques et minéralogiques sont définies. La seconde étape, la plus importante, consiste à identifier le type d'association magmatique auquel appartient l'échantillon ou le groupe d'échantillons étudié.

1 - Typologie des échantillons

1.1 - Nomenclature

Le nom de l'échantillon étudié est déterminé d'après sa localisation dans le diagramme 'QP' ou diagramme de nomenclature (Fig. 1). Du fait de la position du quartz, du feldspath potassique et du plagioclase dans ce diagramme, celui-ci est bien adapté à une classification des roches ignées basée sur les minéraux blancs.

1.2 - Bilan alumineux, nature et proportions des minéraux caractéristiques

Ces caractères sont déterminés à l'aide du diagramme "AB" ou diagramme des minéraux caractéristiques (Fig. 2). D'après sa localisation dans le diagramme, l'échantillon étudié est classé comme hyperalumineux ou métalumineux et la nature ainsi que les proportions de ses minéraux caractéristiques (minéraux autres que le quartz et les feldspaths, c'est-à-dire, principalement: muscovite, biotite, amphibole, clinopyroxène) peuvent être définies.

1.3 - Autres caractéristiques

Celles-ci sont mises en évidence par comparaison de la composition de l'échantillon étudié (teneurs des différents éléments chimiques, proportion de quartz, feldspaths et minéraux colorés calculés à partir des données chimiques) avec celle d'un type pétrographique de référence. Douze compositions de référence correspondant aux douze types pétrographiques définis au travers du diagramme de nomenclature (Fig. 1) ont proposées (Tabl. 1). La composition de l'échantillon est comparée à celle du type pétrographique ayant la même nomenclature que la sienne.

Les roches granitoïdes ayant moins de 7 % en minéraux colorés sont désignées comme leucocrates.

Le tableau 2 donne un exemple de typologie d'un échantillon ainsi que la manière de calculer les différents paramètres utilisés.

2 - Typologie des associations magmatiques

La typologie des associations magmatiques comporte deux étapes complémentaires. La première consiste à classer l'association étudiée parmi trois types principaux: cafémique, alumino-cafémique, alumineux. La seconde précise la première, en introduisant différents sous-types parmi chacun des trois principaux types.

2.1 - Distinction des trois principaux types d'association

Cette distinction est uniquement basée sur la distribution de l'association étudiée dans le diagramme AB (Fig. 2). Les associations cafémiques sont principalement ou totalement composées de roches métalumineuses, disposées selon un trend à pente négative. Les

associations alumineuses sont entièrement constituées de roches hyperalumineuses, disposées selon un trend de pente variable (verticale, positive, horizontale, faiblement négative). Intermédiaires entre les deux types précédents, les associations alumino-cafémiqes sont principalement ou parfois totalement composées de roches hyperalumineuses, disposées selon un trend à pente négative.

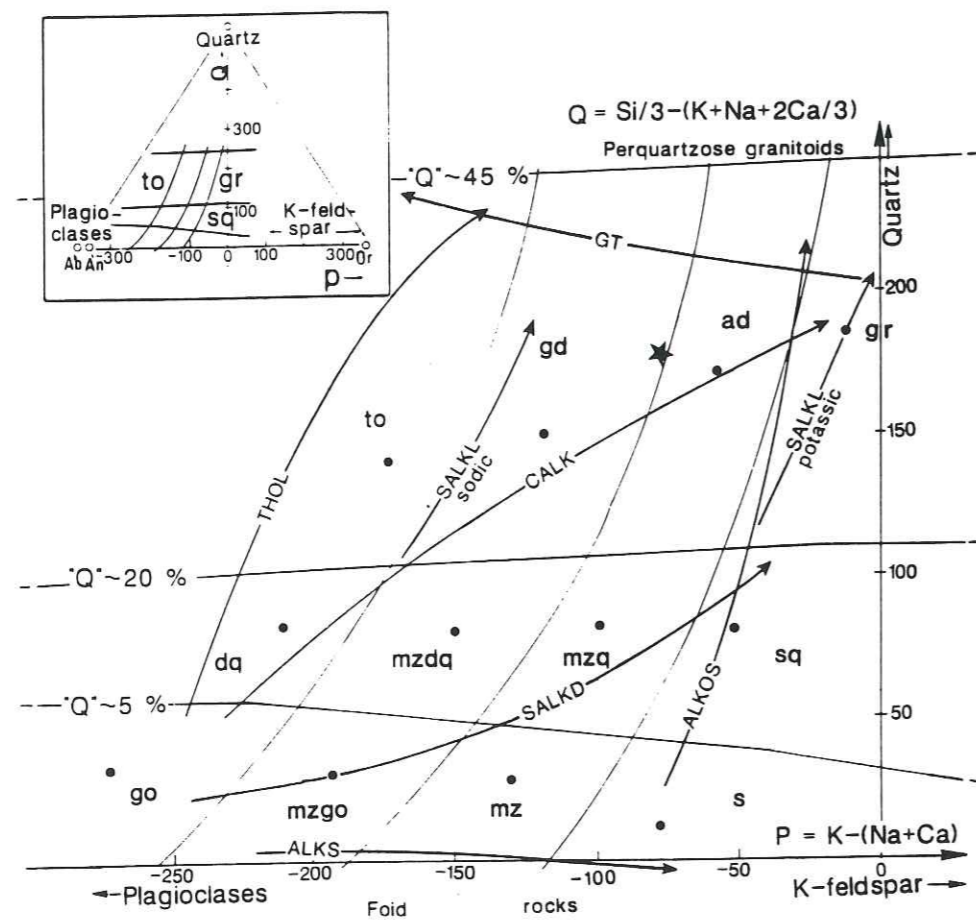


Fig. 1 – Diagramme QP ou diagramme de nomenclature (d'après La Roche, 1964, 1966; modifié par Debon et Le Fort, 1983, 1988). Les deux paramètres sont en millications (10^3 atomes – grammes) pour 100 g de roche ou de minéral (voir tableau 2 pour calcul). Dans les roches plutoniques communes, le paramètre Q est proportionnel à la teneur pondérale en quartz. Chaque case du diagramme correspond à un type pétrographique; **ad** adamellite (monzogranite), **dq** diorite quartzique, **gd** granodiorite, **go** gabbro, **gr** granite (syénogranite), **mz** monzonite, **mzdq** monzodiorite quartzique, **mzgo** monzogabbro, **mzq** monzonite quartzique, **s** syénite, **sq** syénite quartzique, **to** tonalite. Les douze compositions moyennes adoptées comme système de référence (Tabl. 1) sont indiquées par des points noirs. L'étoile correspond à l'exemple donné dans le tableau 2. D'après leur localisation dans ce diagramme (ainsi que dans le triangle QBF; Fig. 3), différents sous-types peuvent être distingués parmi les associations cafémiqes ou alumino-cafémiqes: THOL tholéitique; CALK calcoalcalin; SALKD, SALKL subalcalin (monzonitique) respectivement sombre et clair; ALKS alcalin sombre saturé; ALKOS alcalin clair sursaturé; GT granito-trondhjemitique.

2.2 – Subdivisions parmi les associations cafémiqes

D'après leur localisation dans les diagrammes QBF (Fig. 3a) et QP (Fig. 1), quatre sous-types peuvent être distingués parmi les associations cafémiqes: tholéitique (ou gabbro-trondhjemitique), calcoalcalin (ou granodioritique), subalcalin (ou monzonitique), alcalin (et peralcalin).

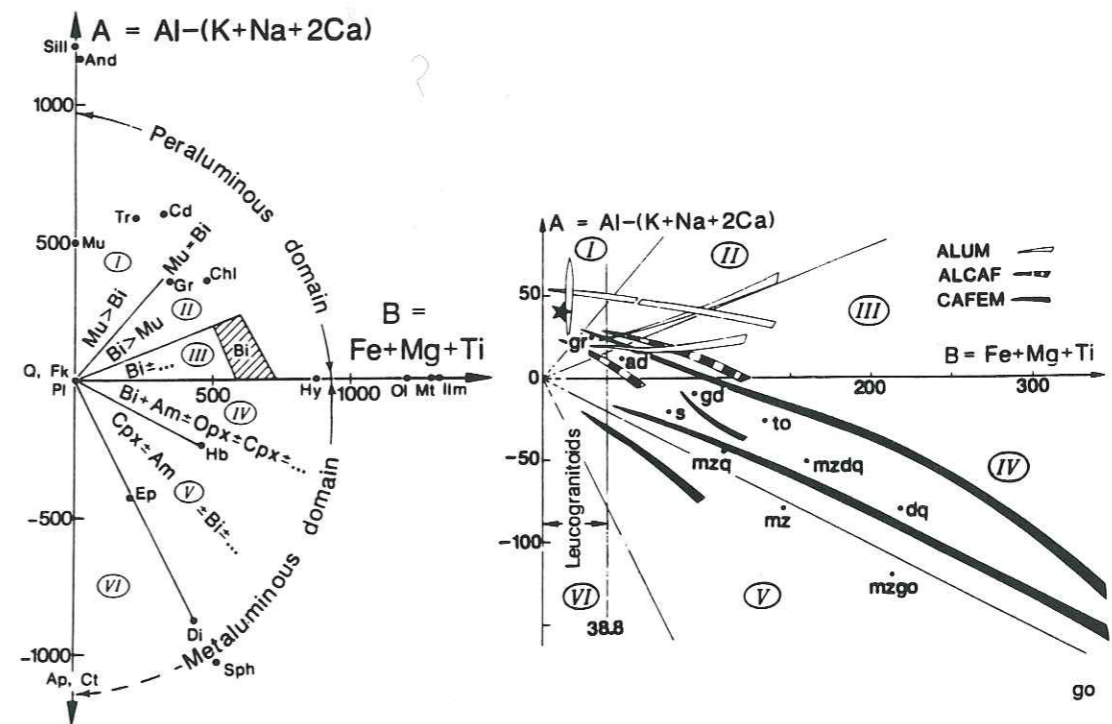


Fig. 2 – Diagramme AB ou diagramme des minéraux caractéristiques. Les deux paramètres sont en millications (10^3 atomes-grammes) dans 100 g de roche ou de minéral (voir tableau 2 pour calcul). A est un indice alumineux classique (Shand, 1972) et B est proportionnel à la charge pondérale en minéraux colorés dans les roches granitiques communes (La Roche, 1964). Ce diagramme sépare les roches ou les minéraux hyperalumineux (c'est-à-dire ceux à paramètre A positif; ex. And andalousite, Bi biotite, Cd cordiérite, Chl chlorite, Gr grenat, Mu muscovite, Sill sillimanite, Tr tourmaline) des métalumineux (c'est-à-dire à paramètre A négatif; ex. Ap apatite, Cpx clinopyroxène, Ct calcite, Di diopside, Ep épidote, Hb hornblende, Sph sphène). Chacun des six secteurs du diagramme, numérotés de I à VI, correspond à des roches de composition minéralogique spécifique. I, II, et III = secteurs des roches hyperalumineuses, respectivement à: I muscovite > biotite; II biotite > muscovite; III biotite. IV, V et VI = secteurs des roches métalumineuses, respectivement à: IV biotite + amphibole ± pyroxène; V clinopyroxène ± amphibole ± biotite; VI calcite. Par ailleurs, ce diagramme permet de distinguer les trois grands types d'association magmatique: CAFEM cafémiqes, ALCAF alumino-cafémiqes, ALUM alumineux. Différents trends correspondant à chacun de ces trois types sont montrés. Autres explications comme dans figure 1.

2.3 – Subdivisions parmi les associations aluminos-cafémiques

Ces subdivisions sont les mêmes que celles définies pour les associations cafémiques.

Rock type	gr	ad	gd	to	sq	mzq	mzdq	dq	s	mz	mzgo	go
n	94	194	208	60	5	10	27	36	2	8	6	20
SiO ₂	73.67	71.58	67.02	62.98	66.34	62.89	59.13	55.22	60.40	57.48	53.83	47.02
Al ₂ O ₃	13.79	14.39	15.38	16.20	15.98	15.64	16.76	16.97	18.49	16.92	16.09	16.12
Fe ₂ O _{3t}	1.54	2.31	4.01	5.55	3.66	5.07	6.91	8.16	4.31	6.16	8.67	10.04
MnO	0.03	0.05	0.08	0.10	0.07	0.09	0.13	0.15	0.12	0.12	0.16	0.16
MgO	0.32	0.60	1.43	2.34	0.37	1.55	2.56	4.17	0.70	2.34	3.52	8.15
CaO	0.84	1.80	3.77	5.65	1.12	3.57	5.56	7.98	2.48	5.10	6.99	11.89
Na ₂ O	3.27	3.58	3.54	3.32	4.75	4.00	3.61	3.08	5.10	4.15	3.93	2.30
K ₂ O	5.13	4.23	2.99	1.67	5.73	4.44	3.04	1.39	6.10	4.49	2.74	0.60
TiO ₂	0.21	0.29	0.50	0.57	0.46	0.75	0.83	0.94	0.46	0.86	1.26	1.26
L. I.	0.77	0.78	0.98	1.17	0.95	1.32	1.04	1.55	1.40	1.72	1.97	2.12
TOTAL	99.57	99.61	99.70	99.55	99.43	99.32	99.57	99.61	99.56	99.34	99.16	99.66
Ba	414	552	579	378	229	481	639	335	718	700	850	175
Cr	2-11	7-13	19-21	37	0-10	15-20	28-30	65	0-10	37-41	55	299
Cu	3-12	3-12	10-16	10-17	11-15	14-17	22-25	38-40	0-10	60-63	21-24	61-62
Ni	2-10	6-12	17-19	32	0-10	10-14	23-25	50	0-10	21-25	42	125
Rb	235	171	103	48	236	163	108	39	157	142	65	25-29
Sr	126	195	322	303	92	299	417	358	284	650	848	417
V	17-21	33-34	79	118	19-21	71	121	200	7-12	115	205	274

CHEMICAL-MINERALOGICAL PARAMETERS												
Q	185	171	150	141	80	83	81	82	11	29	31	33
P	-11	-57	-118	-173	-51	-99	-150	-211	-79	-130	-194	-273
A	27	13	-9	-26	-1	-44	-50	-80	-20	-79	-119	-195
B	30	48	91	134	61	110	159	217	77	146	211	344
F	340	336	314	280	414	362	315	256	467	380	313	178
Na+K	214	205	177	142	275	223	181	129	295	229	185	87
K/(Na+K)	0.51	0.44	0.36	0.25	0.44	0.42	0.36	0.23	0.44	0.41	0.31	0.15
Mg/(Fe+Mg)	0.30	0.34	0.41	0.46	0.16	0.38	0.42	0.50	0.24	0.43	0.45	0.62
Quartz	33.3	30.8	27.0	25.4	14.4	15.0	14.6	14.8	2.0	5.2	5.6	5.9
Dark minerals	5.4	8.6	16.4	24.1	11.0	19.8	28.6	39.1	13.9	26.3	38.0	62.0
Feldspars + muscovite	61.3	60.6	56.6	50.5	74.6	65.2	56.8	46.1	84.1	68.5	56.4	32.1

Tableau 1 – Les douze compositions chimiques utilisées comme système de référence. Abréviations: ad adamellite, dq diorite quartzique, gd granodiorite, go gabbro, gr granite, mz monzonite, mzdq monzodiorite quartzique, mzgo monzogabbro, mzq monzonite quartzique, s syénite, sq syénite quartzique, to tonalite. n = nombre d'échantillons analysés, L. I. = perte au feu. Teneurs en éléments en traces données en ppm.

	1	2	3	4	5
Oxide %		Molecular weight	Factor	Millications	Parameters
SiO ₂	74.16	60.06	60.06	Si = 1235	Q = Si/3 - (K + Na + 2 Ca/3) = 178
Al ₂ O ₃	14.89	101.94	50.97	Al = 292	P = K - (Na + Ca) = -78
Fe ₂ O _{3t}	0.59	159.70	79.85	Fe ³⁺ = 7	A = Al - (K + Na + 2 Ca) = 41
FeO	-	71.85	71.85	Fe ²⁺ = -	B = Fe + Mg + Ti = 12
MnO	0.10	70.93	70.93	Mn = 1	F = 555 - (Q + B) = 365
MgO	0.16	40.32	40.32	Mg = 4	Na + K = 225
CaO	0.75	56.08	56.08	Ca = 13	K/(Na + K) = 0.36
Na ₂ O	4.49	62.00	31.00	Na = 145	Mg/(Fe + Mg) = 0.36
K ₂ O	3.75	94.19	47.10	K = 80	
TiO ₂	0.06	79.90	79.90	Ti = 1	
L. I.	0.59				
TOTAL	99.54				Weight % Quartz = 32.1
					Dark minerals = 2.2
					Feldspars + muscovite = 65.7

Trace elements (p.p.m.): Ba 29, Cr < 10, Cu < 10, Ni < 10, Rb 287, Sr 12, V < 10

Tableau 2 – Exemple de calcul des différents paramètres. L'échantillon dont la composition est donnée ici est indiqué par une étoile sur les figures 1 à 4. Il s'agit d'une granodiorite (Fig. 1), leucogranite (Fig. 3b), hyperalumineuse, à deux micas avec muscovites > biotite (Fig. 2).

2.4 – Subdivisions parmi les associations alumineuses

Les subdivisions concernant les associations alumineuses sont totalement différentes de celles proposées pour les associations cafémiques ou aluminos-cafémiques. Elles sont basées sur un ensemble de critères complémentaires dont les principaux sont les suivants:

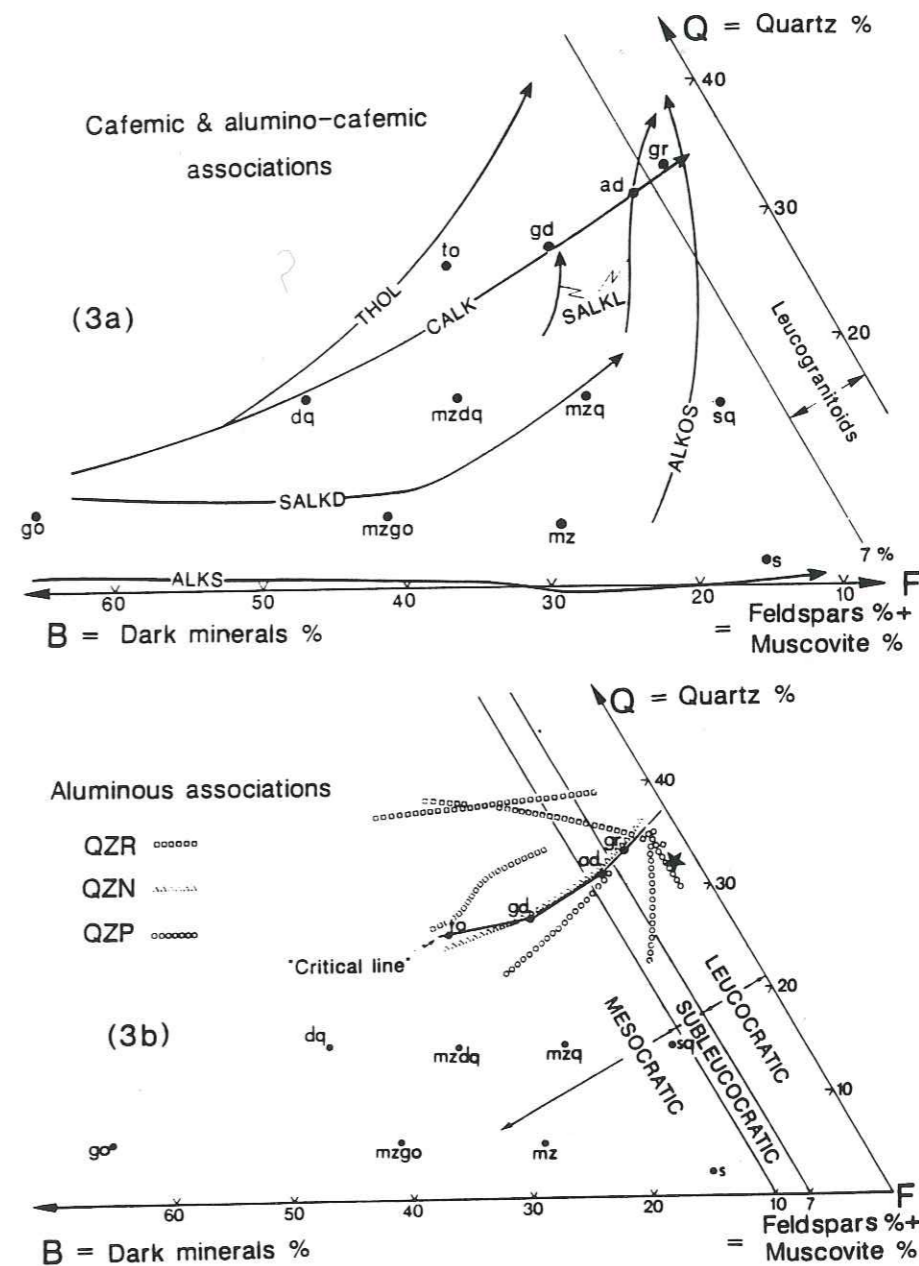


Fig. 3 – Diagramme QBF (quartz – minéraux colorés – feldspaths+muscovite). Les paramètres, en % pondéraux, sont directement calculés à partir des analyses chimiques (voir tableau 2). Figure 3a: combiné avec le diagramme QP (fig. 1), ce triangle permet, grâce à leur localisation particulière, de distinguer différents sous-types parmi les associations cafémiques ou aluminos-cafémiques: THOL tholéitique; CALK calcoalcalin; SALKD, SALKL subalcalin (monzonitique) respectivement sombre et clair; ALKS alcalin sombre saturé; ALKOS alcalin clair saturé. Figure 3b: parmi les associations alumineuses, ce diagramme permet de distinguer les variantes suivantes: QZR riche en quartz, QZN banale en quartz, QZP pauvre en quartz (selon la localisation des associations respectivement au-dessus, sur, et au-dessous de la "ligne critique"); leucocrate, subleucocrate, mésocrate (selon la teneur en minéraux colorés; paramètre B). Autres explications comme dans figure 1.

- Index alumineux. Cinq variantes sont distinguées, d'après les valeurs du paramètre A [= Al - (K+Na+2Ca)] des associations étudiées: très faiblement alumineuse ($A < 10$ millications), faiblement alumineuse ($10 \leq A < 20$), moyennement alumineuse ($20 \leq A < 40$), fortement alumineuse ($40 \leq A < 60$), très fortement alumineuse ($A \geq 60$).
- Teneur en quartz. Trois variantes sont distinguées: riche en quartz, banale en quartz, pauvre en quartz. Ces subdivisions reposent sur la localisation des associations étudiées dans le diagramme QBF (Fig. 3b).
- Indice de coloration. Trois variantes sont également distinguées, d'après les teneurs pondérales en minéraux colorés (B) des associations étudiées (Fig. 3b): leucocrate ($B < 7\%$), subleucocrate ($7\% < B < 10\%$), mésocrate ($B > 10\%$).
- Rapport des alcalins. Trois variantes sont encore distinguées, d'après les valeurs du rapport $K/(Na + K)$ des associations étudiées: potassique [$K/(Na + K) \geq 0,50$], sodi-potassique [$0,50 > K/(Na + K) \geq 0,45$], sodique [$K/(Na + K) < 0,45$] (Fig. 4).

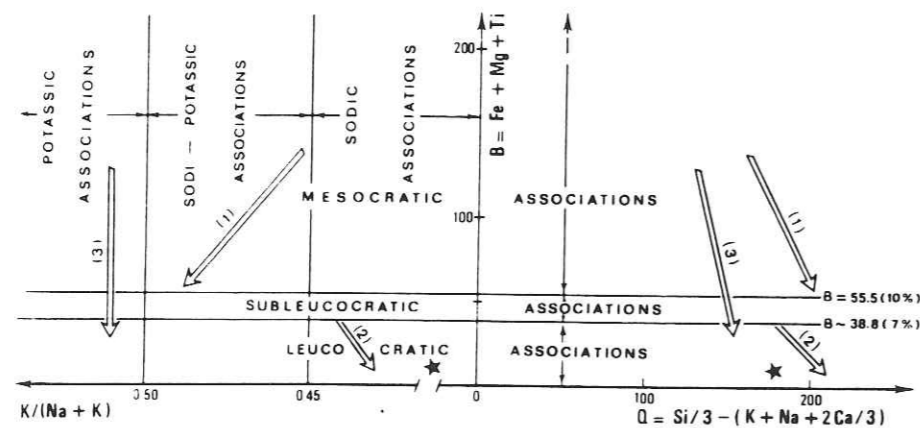


Fig. 4 - Classification des associations alumineuses au travers des diagrammes $B = Fe + Mg + Ti$ fonction de $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ et $K/(Na + K)$ exprimé en millications (10^3 atomes-grammes) dans 100 g de roche ou de minéral. Fe=fer total. Les trois associations théoriques correspondent respectivement à une association mésocrate et sodi-potassique avec une tendance silico-potassique (1), à une association leucocrate et sodique avec une tendance silico-sodique (2) et à une association méso à leucocrate et potassique avec une tendance siliceuse (3). (Debon et Le Fort, 1983). Les autres explications sont les mêmes que sur les figures 1 et 2.

2.5 - Associations magnésiennes et ferrifères

Un critère complémentaire, très utile pour définir une association magmatique, que celle-ci soit cafémique, alumino-cafémique ou alumineuse, repose sur son caractère magnésien ou ferrifère. Ce caractère est déterminé d'après la localisation de l'association étudiée dans le diagramme $Mg/(Fe + Mg)$ fonction de $B = Fe + Mg + Ti$ (Fig. 5).

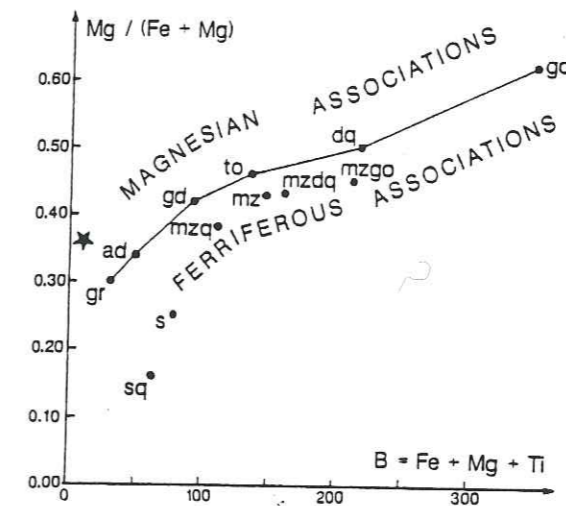


Fig.5 - Diagramme $Mg/(Fe + Mg)$ fonction de $B = Fe + Mg + Ti$. Les deux paramètres sont en millications (10^3 atomes-grammes) (voir tableau 2 pour calcul; Fe = fer total). La ligne passant par les compositions de référence granite, adamellite, granodiorite, tonalite, diorite quartzique, gabbro est utilisée pour faire la distinction entre les associations magnésiennes, banales, et ferrifères (d'après leur localisation respectivement au-dessus, sur, et au-dessous de cette ligne). Autres explications comme dans figures 1 et 2.

ANNEXE : 3

Géochronologie Ar/Ar

Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ présente un grand intérêt dans l'étude des roches magmatiques et des roches métamorphiques. Les différents minéraux utilisés (amphibole, mica, feldspath) présentent des températures de fermeture différentes. Cette méthode permet en effet d'obtenir des âges de refroidissement sur une large gamme de températures, allant de plus de 500 °C (amphibole) jusqu'à moins de 200°C (feldspath). On pourra ainsi, non seulement dater des événements géologiques différents, mais également calculer des vitesses de refroidissement qu'il est souvent possible de rapprocher des taux de dénudation.

Les principes de la méthode et ses applications ont été décrits dans différents ouvrages, tels ceux de Dalrymple et Lanphere (1971, 1974), de McDougall (1974), de Faure (1977), de Dallmeyer (1979), de Maluski (1985) et surtout de McDougall et Harrison (1988).

Représentation des âges

La technique de dégazage par paliers successifs de température a été introduite par Turner *et al.* (1966). Deux types de diagrammes sont utilisés pour l'interprétation des résultats : les spectres d'âge et les isochrones.

Les spectres ont été utilisés pour la première fois par Turner *et al.* (1966). Leur utilisation implique que l'échantillon soit à l'équilibre avec l'argon atmosphérique, c'est-à-dire que l'argon piégé au cours de la cristallisation du minéral ait un rapport isotopique initial $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ égal à 295,5. Cette méthode permet de déterminer la distribution de l'argon radiogénique dans l'échantillon, les excès ou les pertes d'argon par diffusion ainsi que d'éventuelles anomalies thermiques (McDougall et Harrison, 1988). Cependant, l'âge calculé sur ce type de diagramme suppose, de façon implicite, que l'argon piégé dans le réseau cristallin, et qui n'est pas issu de la désintégration naturelle, ait une composition atmosphérique, avec un rapport de 295,5. Or, il arrive fréquemment que de l'argon non atmosphérique soit incorporé dans les minéraux au cours de leur histoire géologique. Dans ce cas, le spectre d'âge est parfois complexe et l'âge apparent mesuré est différent de l'âge réel.

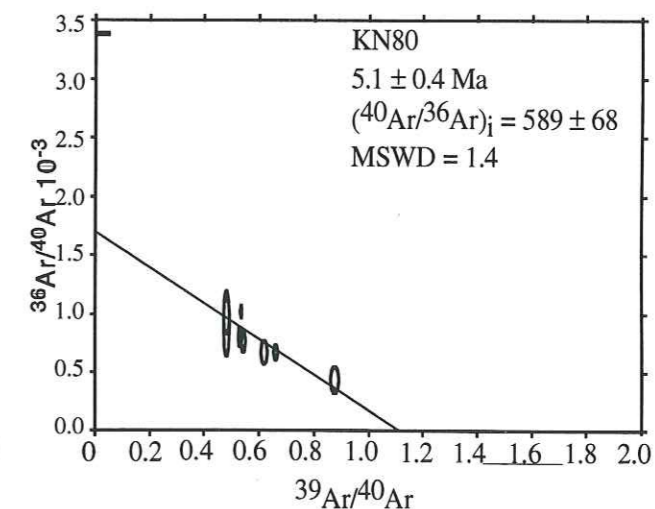
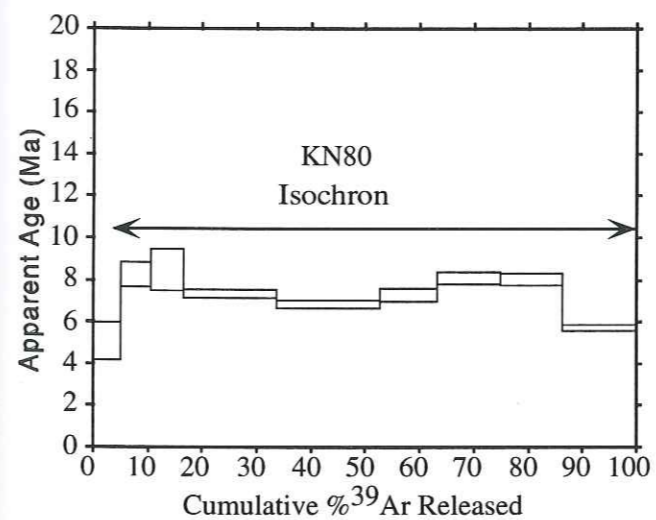
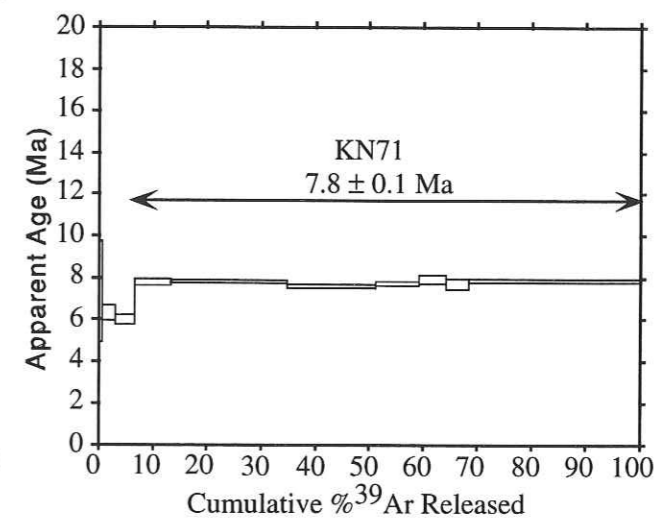
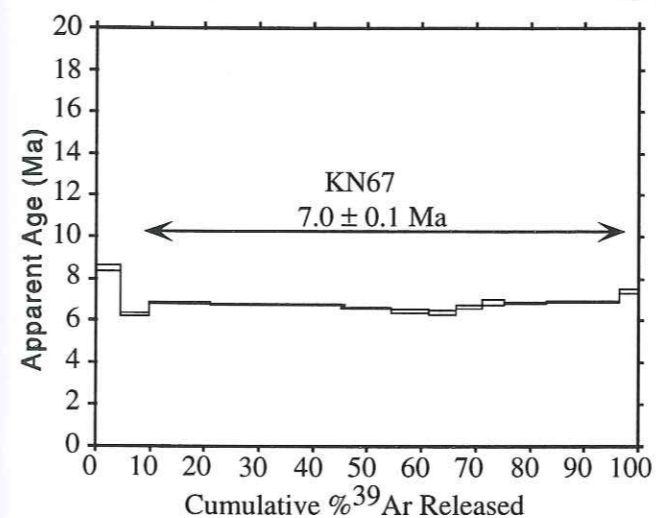
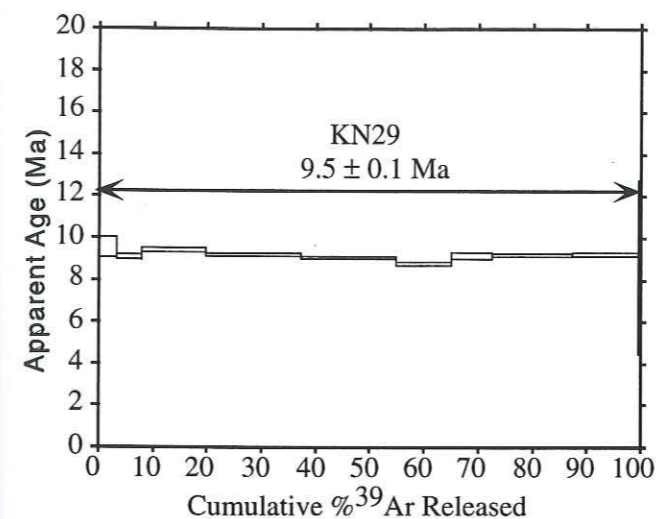
La seconde méthode de représentation des données est le diagramme de corrélation isotopique entre $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Turner, 1971) ou diagramme isochrone (McDougall et Harrison, 1988).

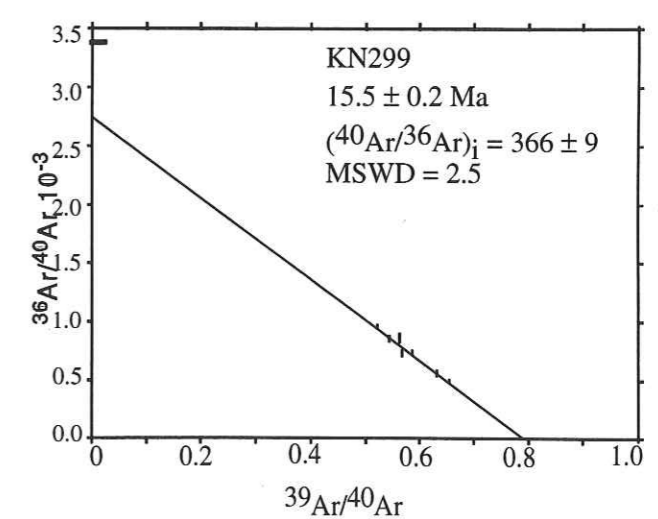
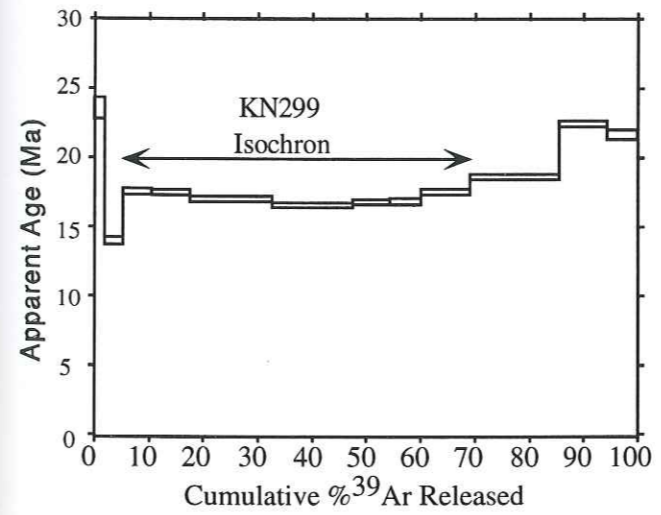
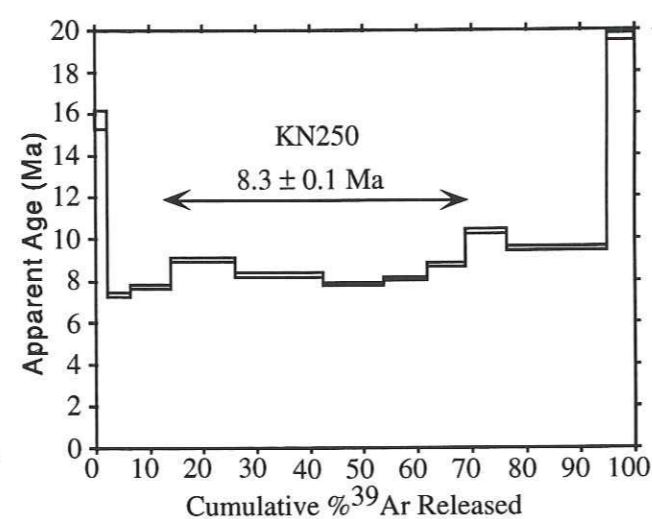
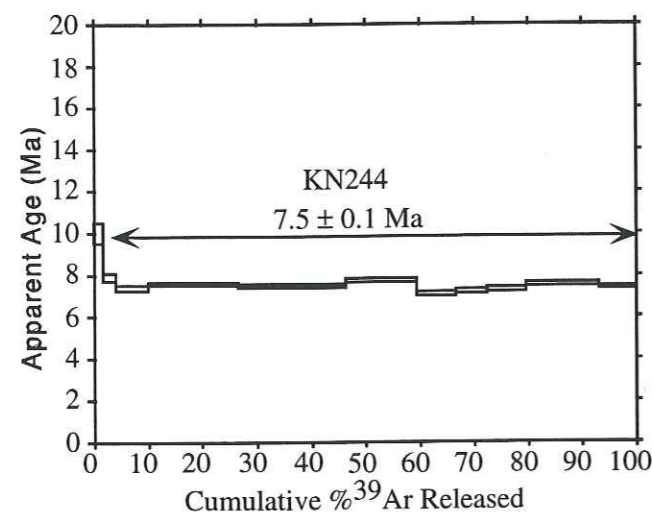
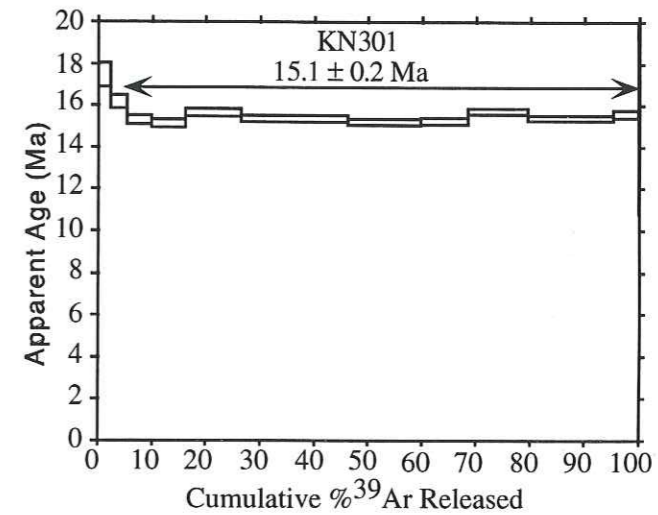
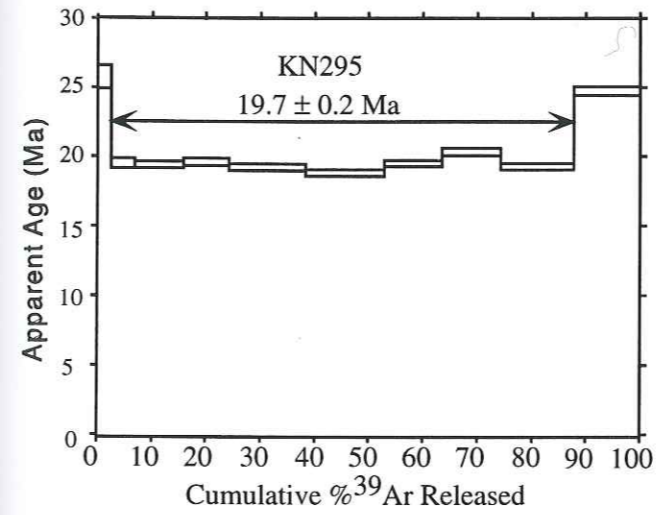
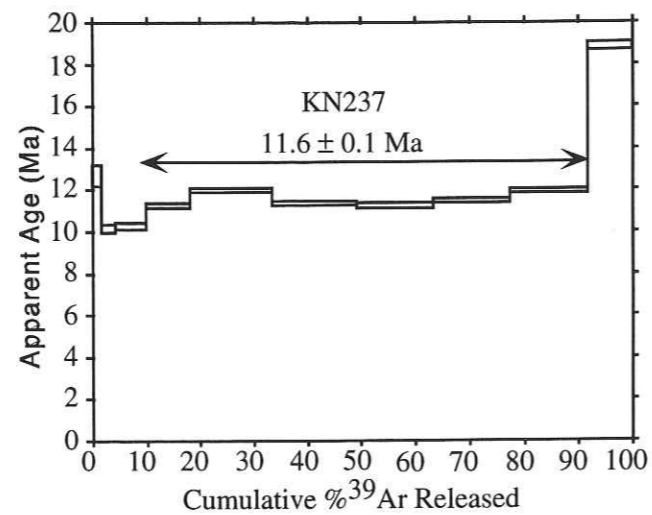
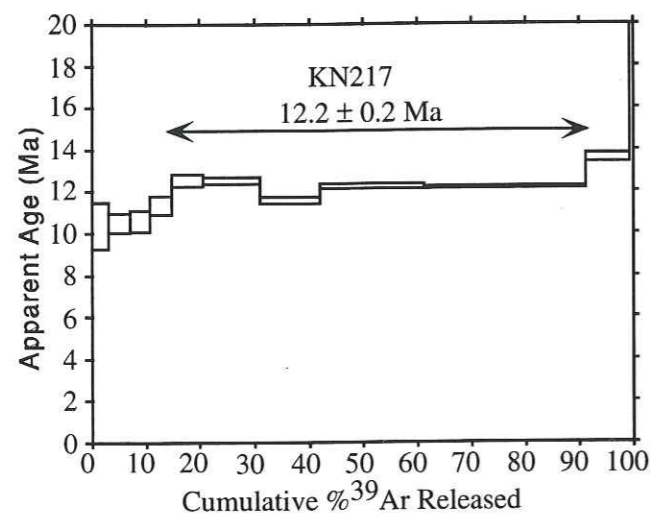
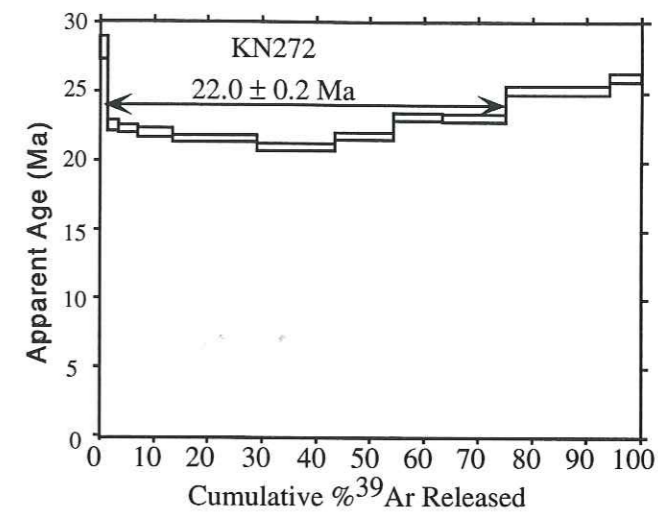
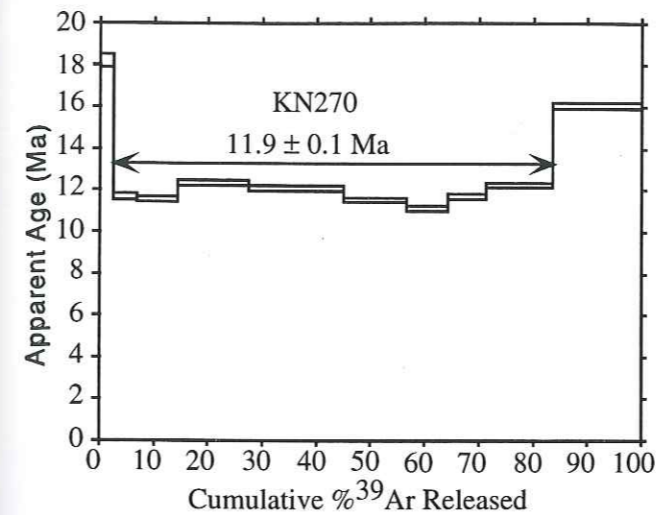
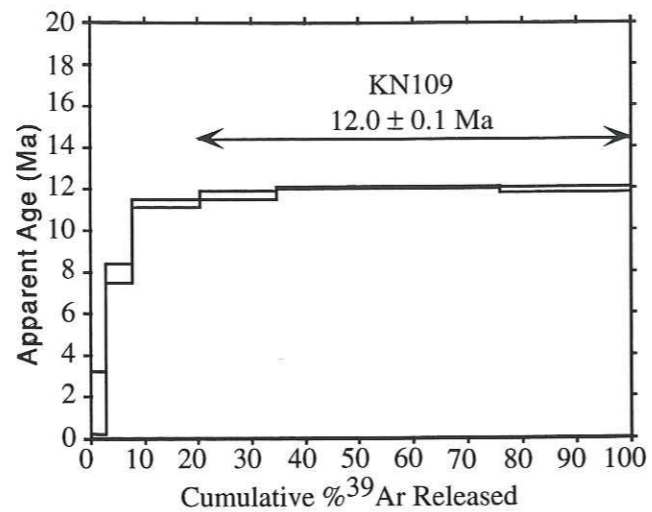
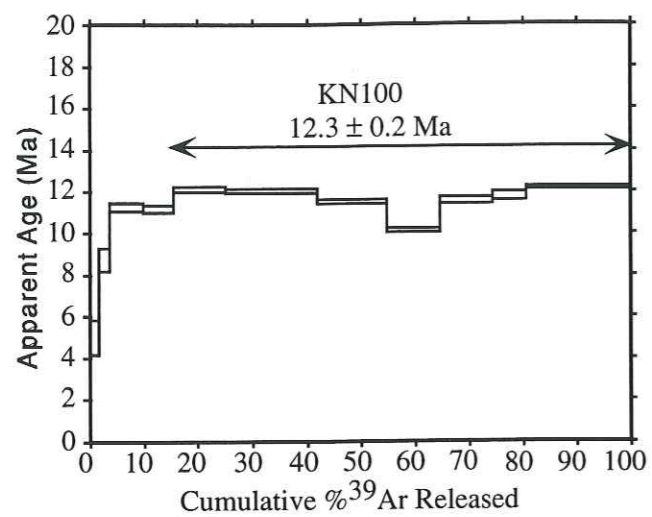
Signification des âges

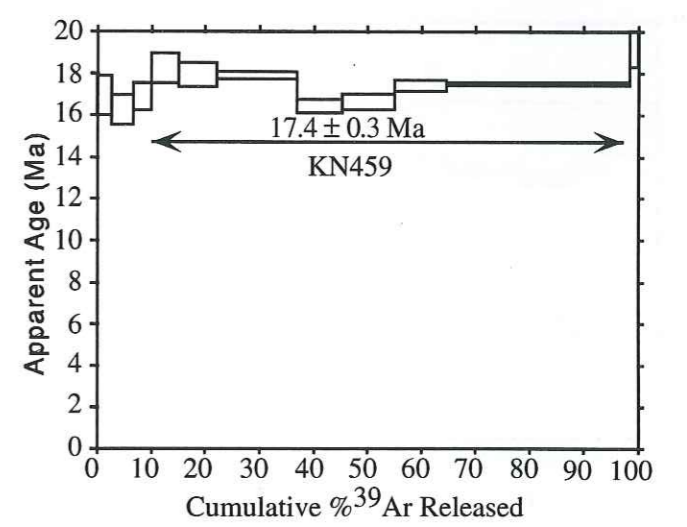
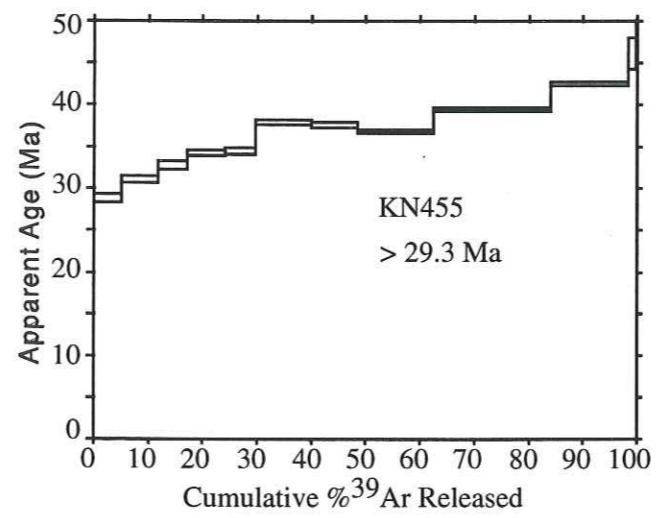
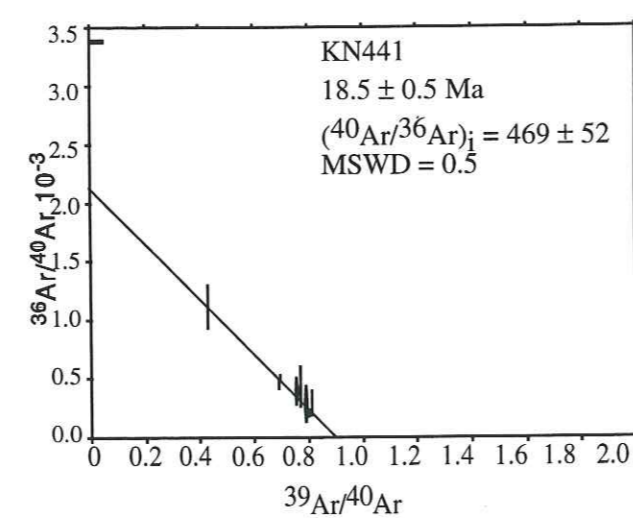
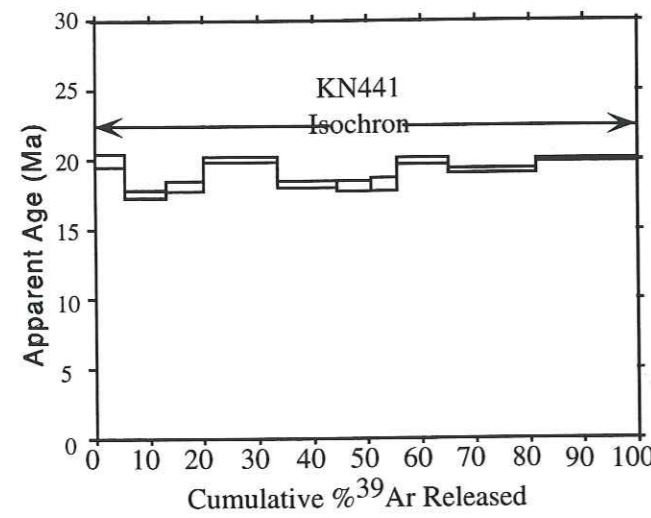
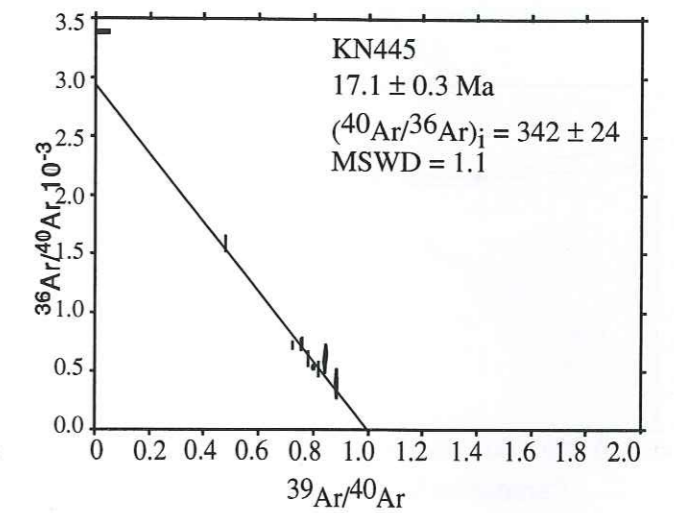
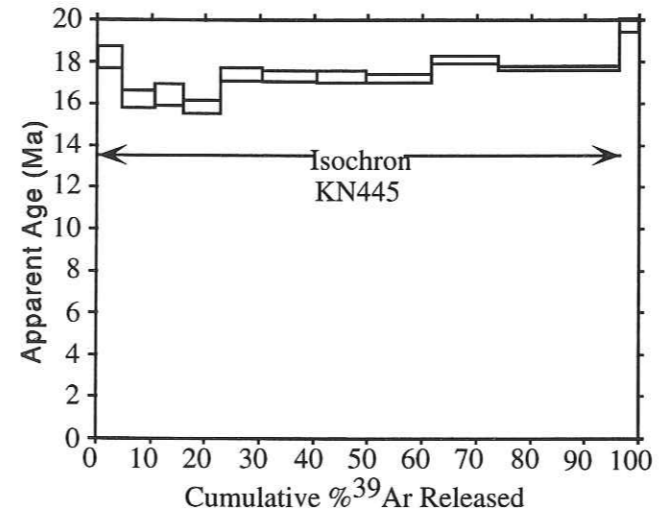
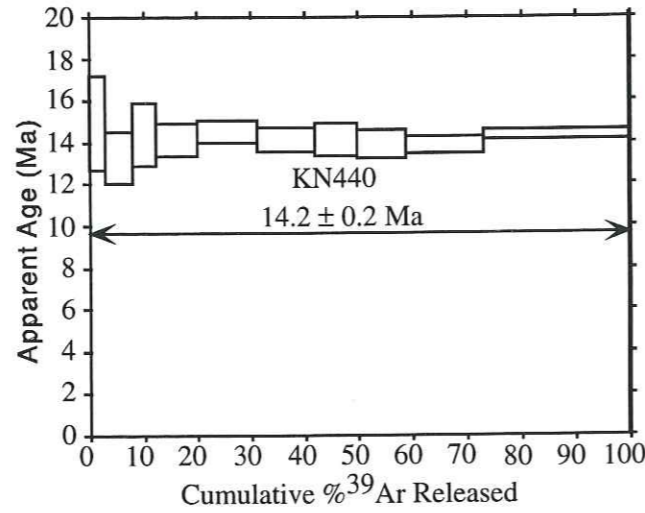
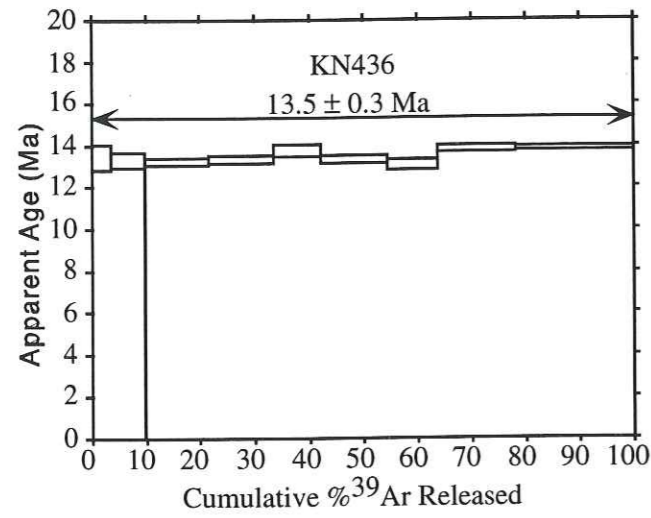
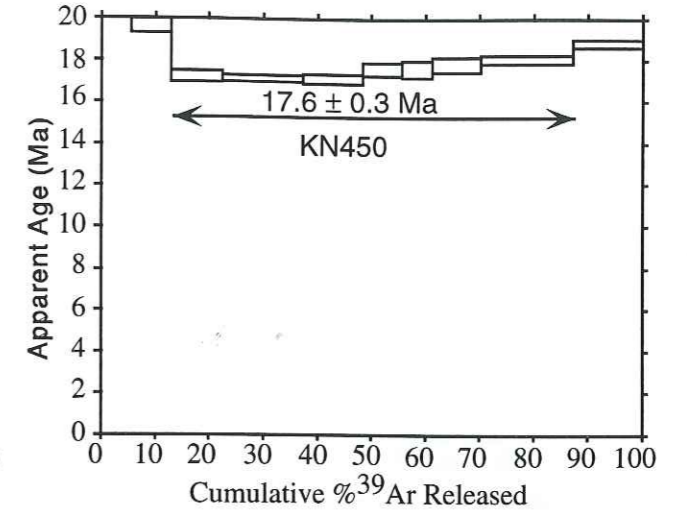
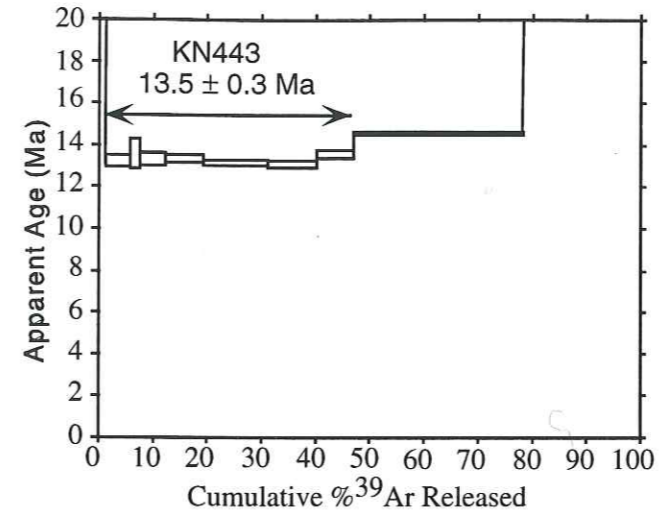
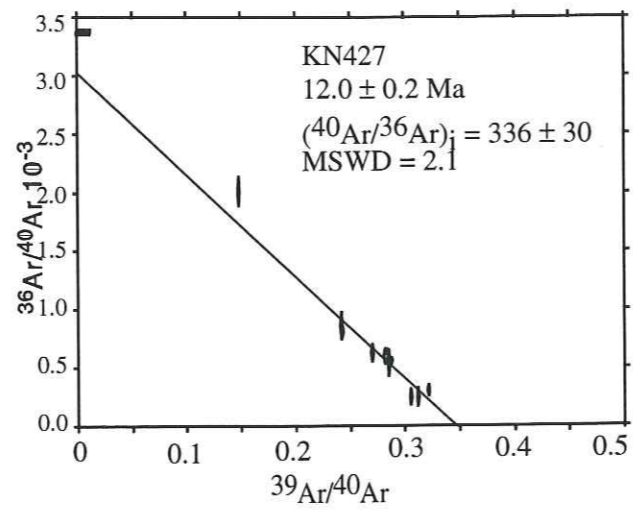
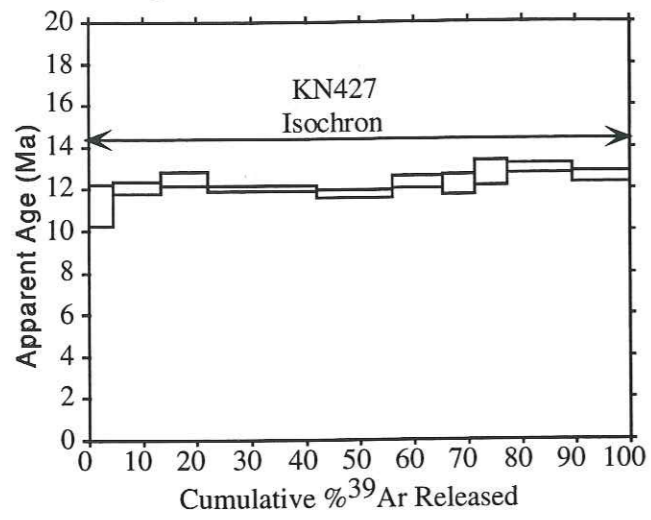
Les âges obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont des âges de refroidissement dépendant du type de minéral utilisé et de son histoire géologique. Les paramètres qui contrôlent principalement les processus de migration de l'argon sont la température, la pression, la composition chimique, la mobilité des phases fluides et la déformation.

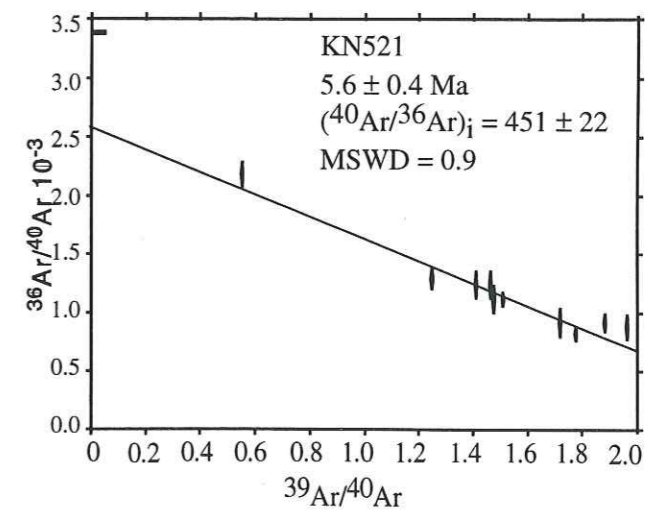
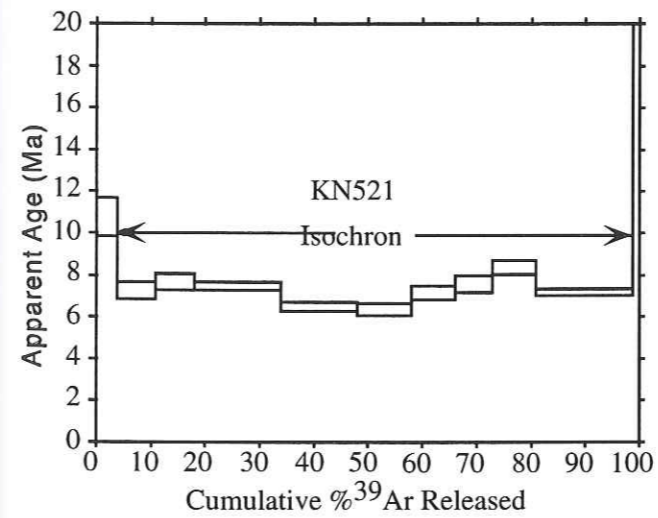
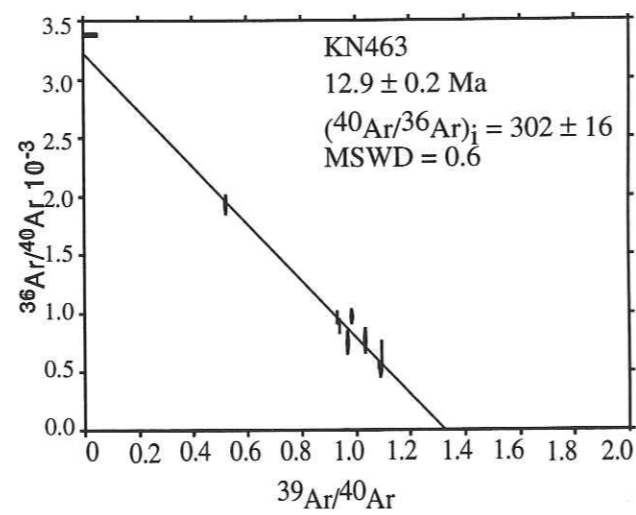
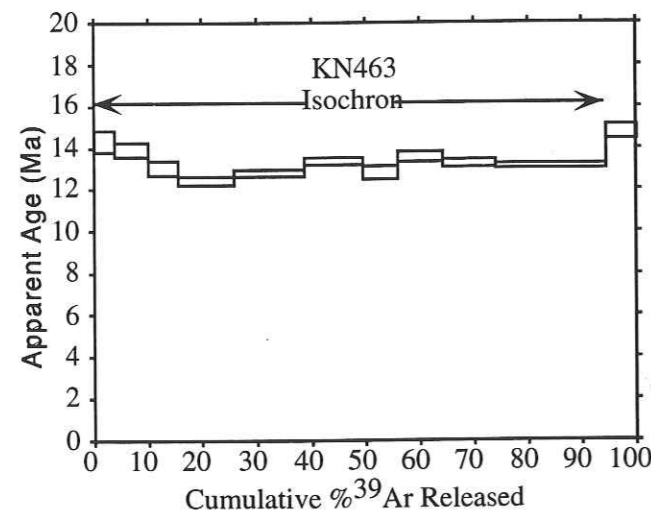
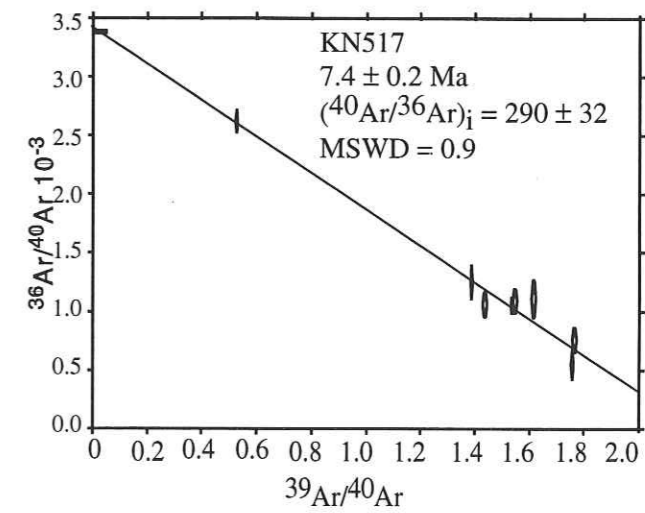
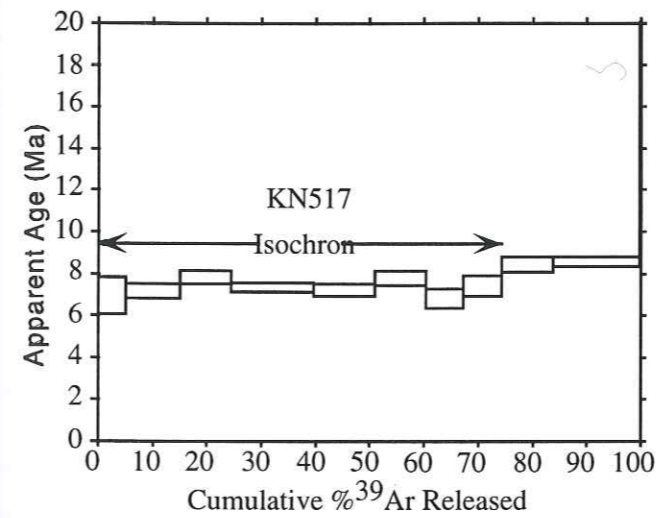
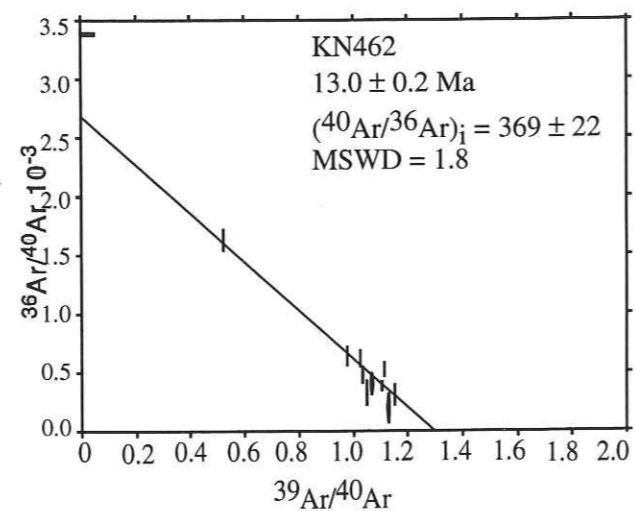
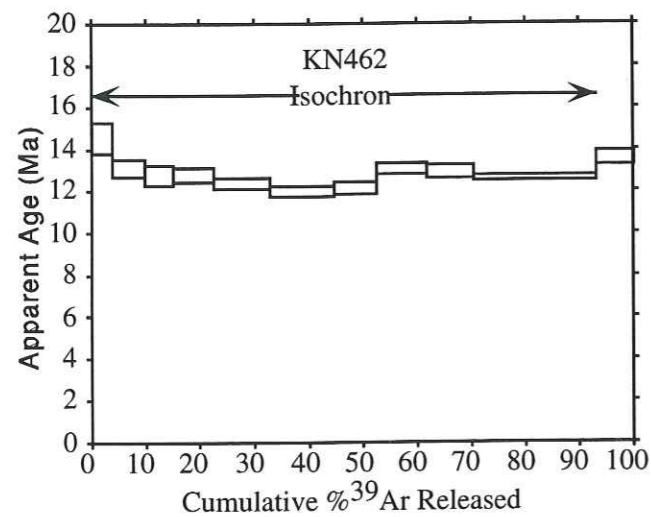
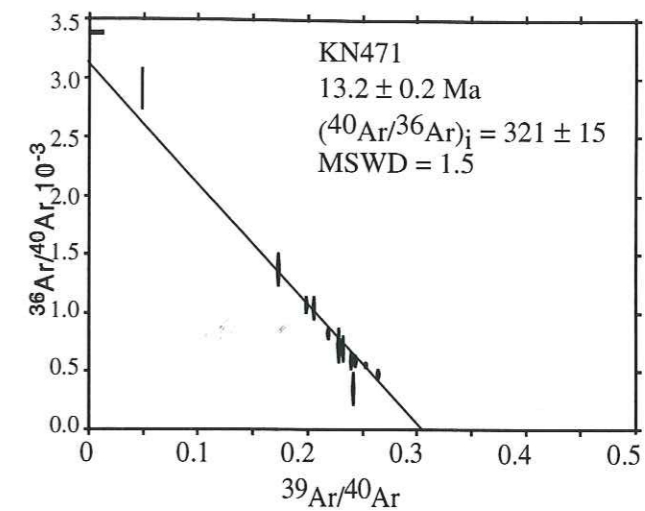
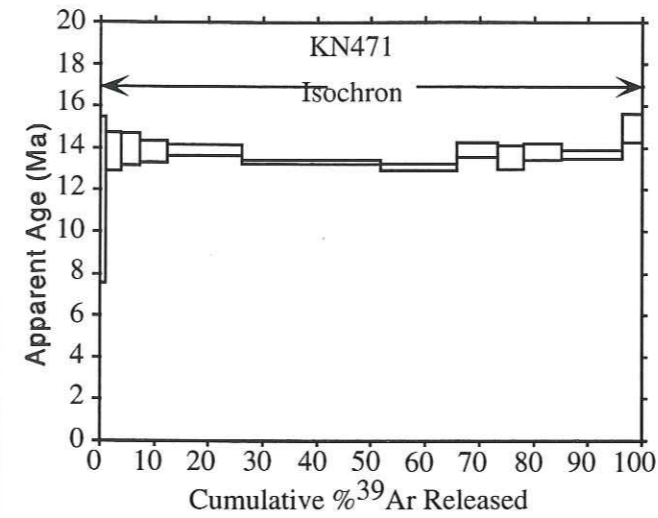
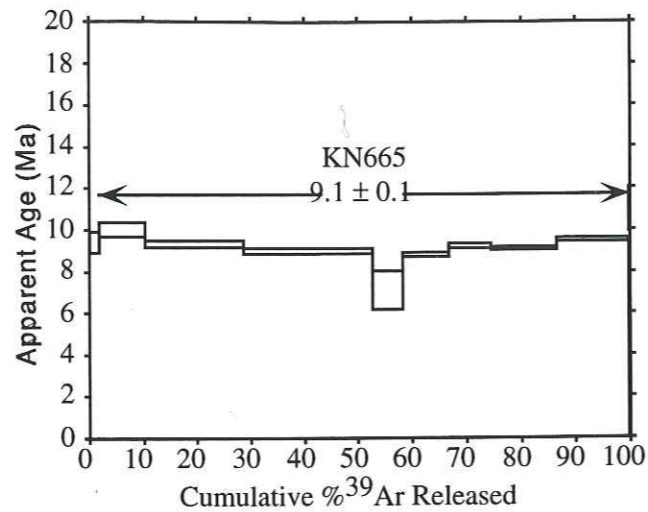
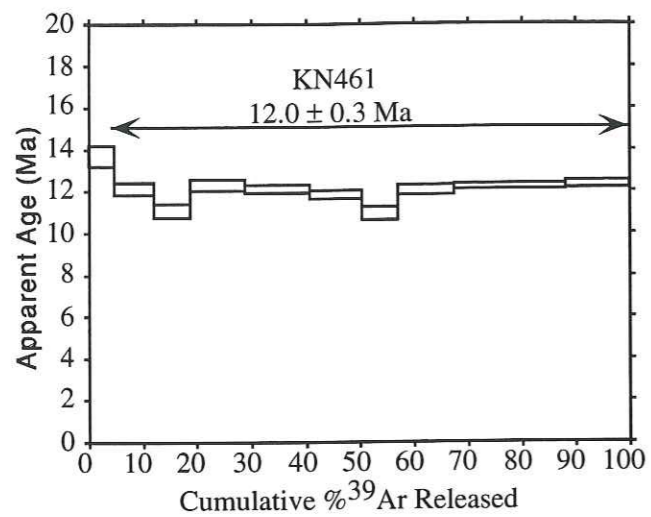
Il convient donc de définir avec soin le type d'événement daté (magmatisme, métamorphisme, hydrothermalisme, etc.), mais aussi l'état des minéraux utilisés (déformation, altération, pureté) et leur composition chimique (zonation, contamination). Seule la prise en compte de ces différents facteurs permet de donner une signification à l'âge obtenu.

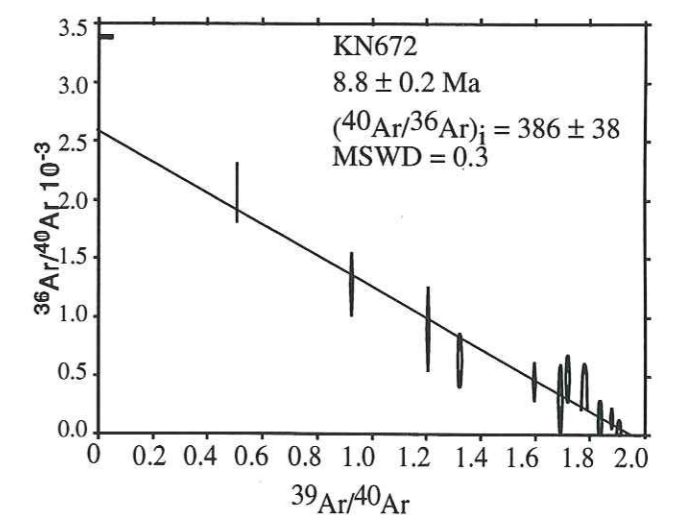
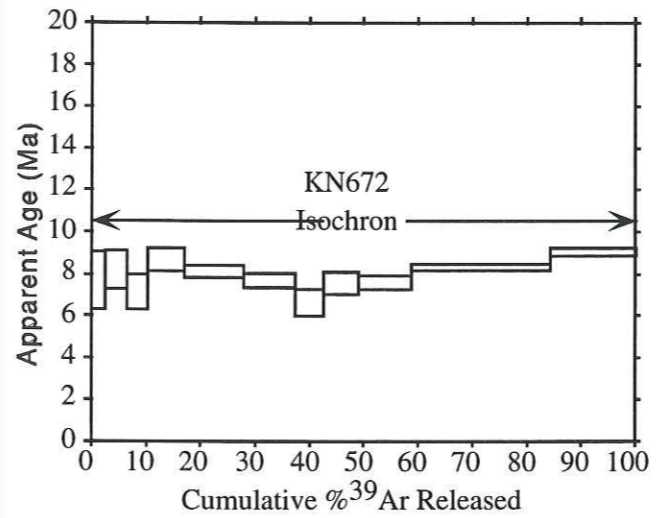
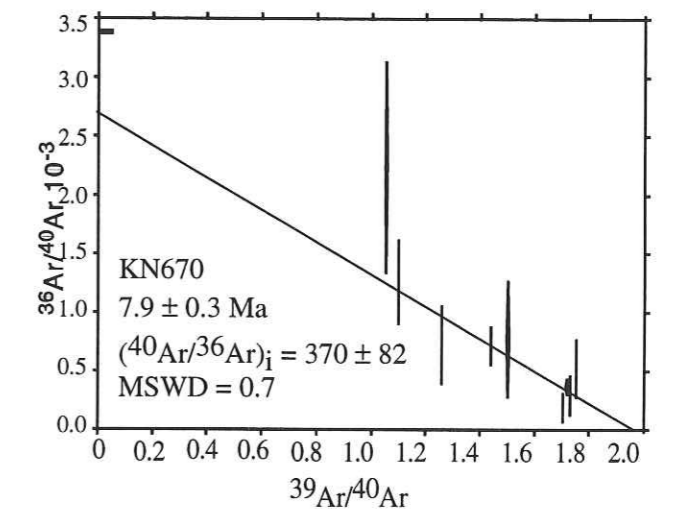
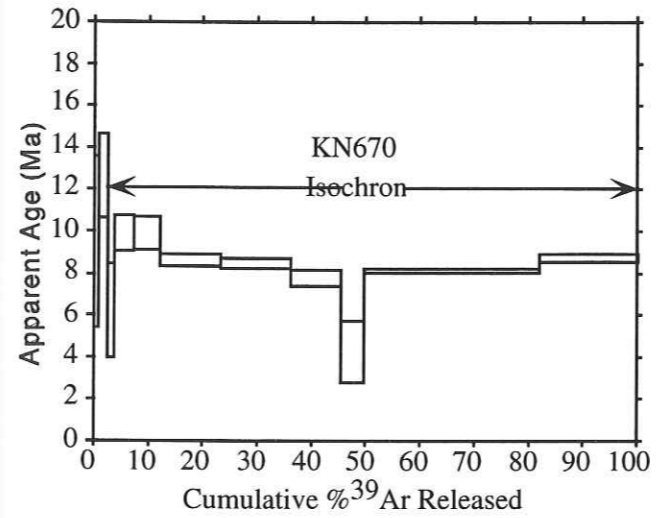
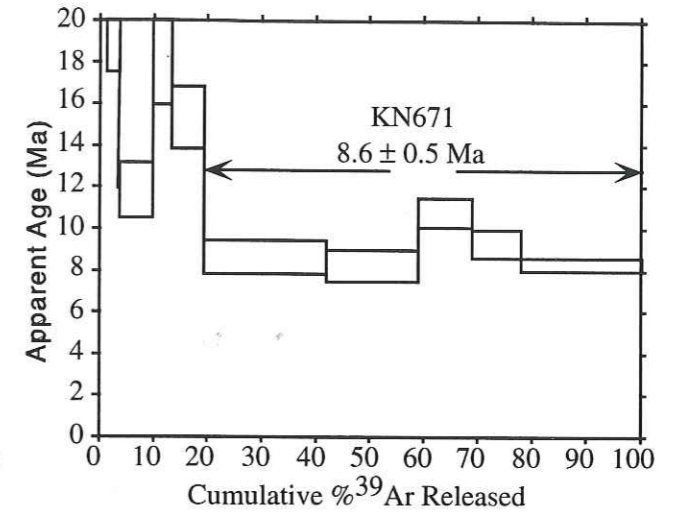
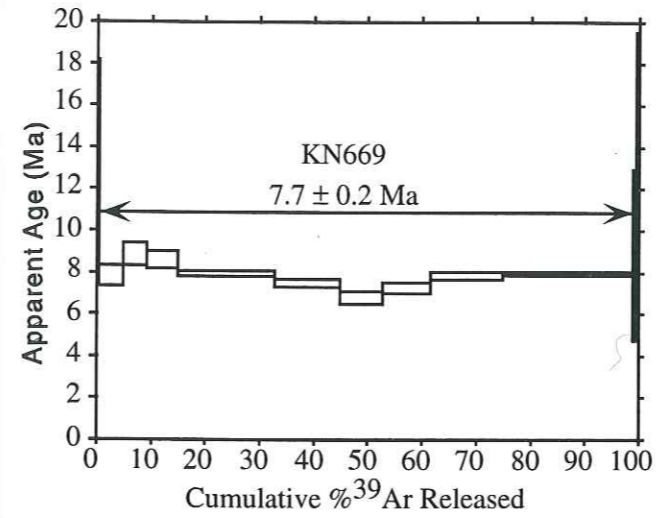
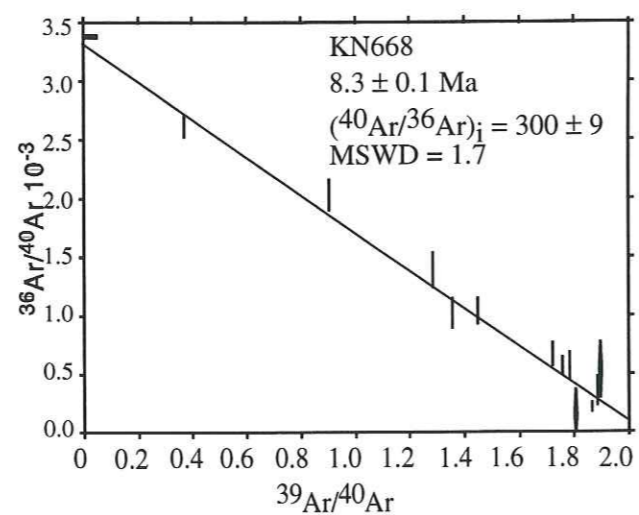
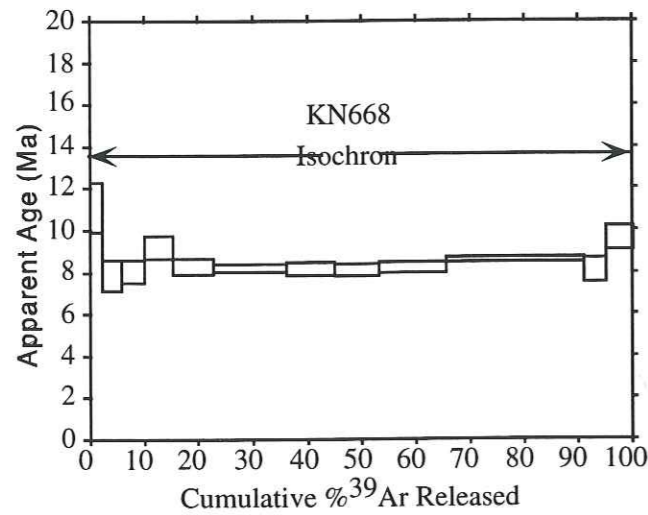
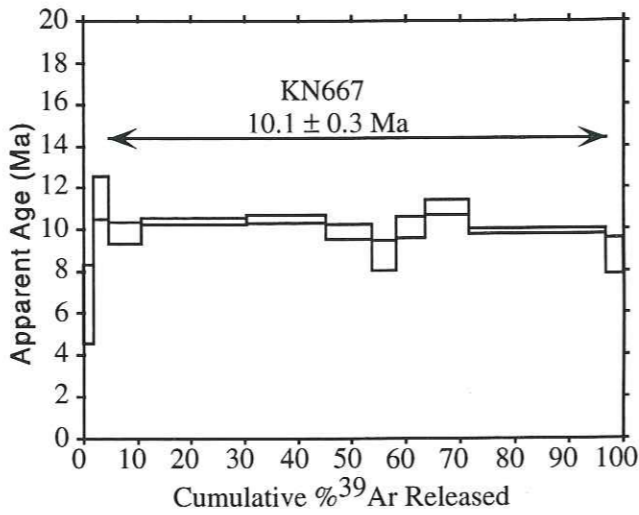
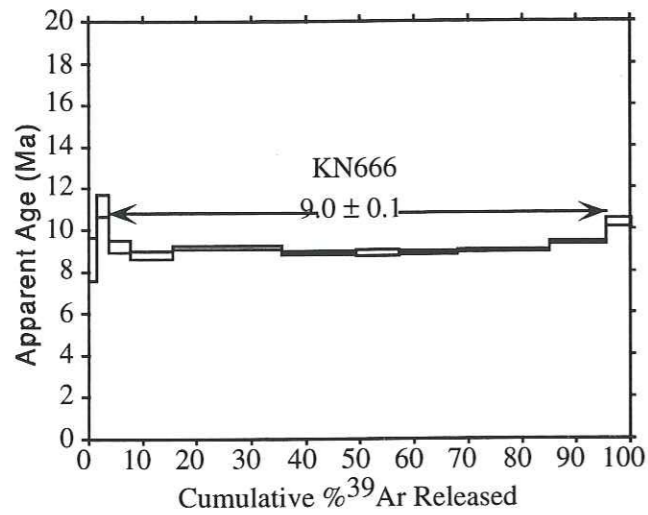
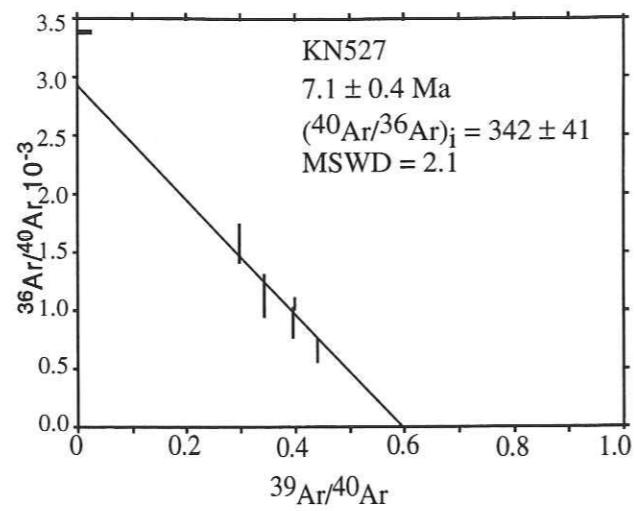
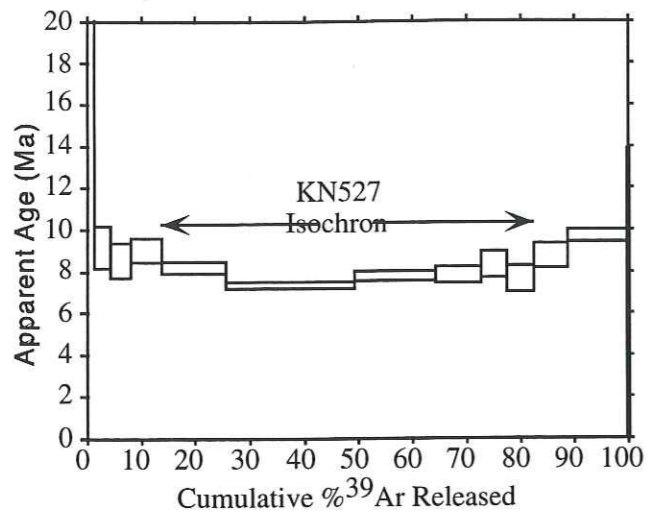
Les âges de refroidissement des muscovites de la région étudiée, obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sont reportés dans les diagrammes de spectre et d'isochrone suivants:

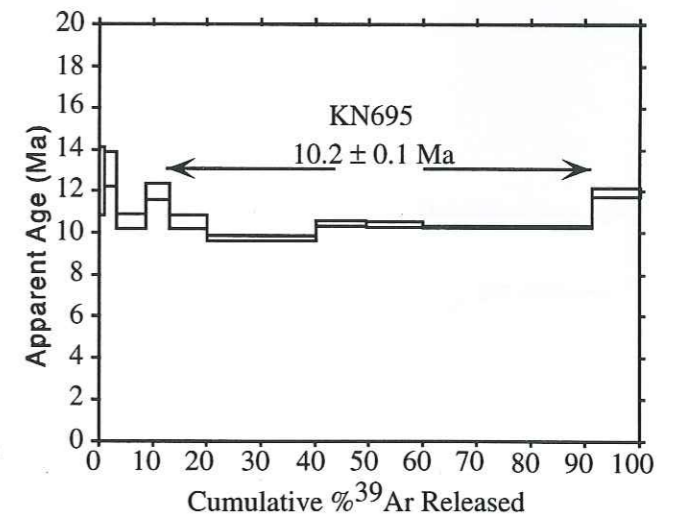
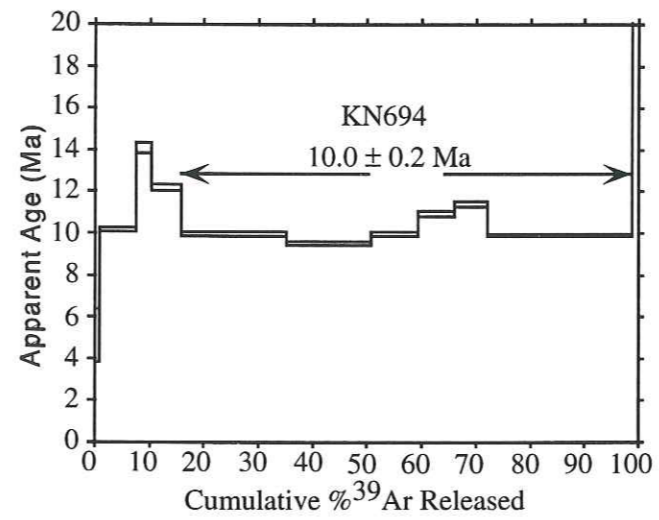
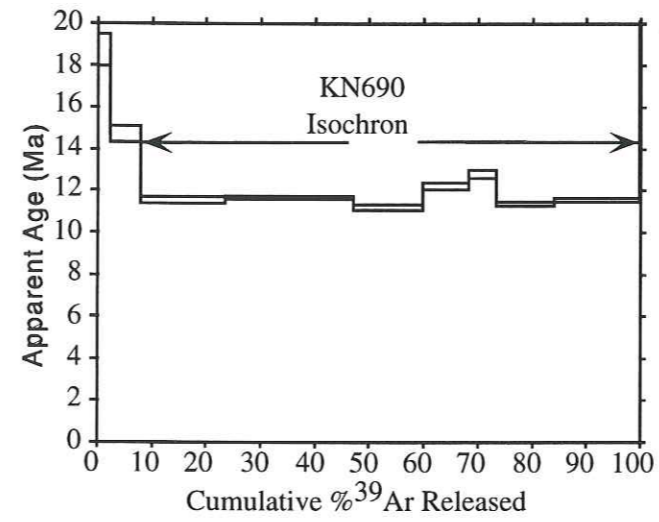
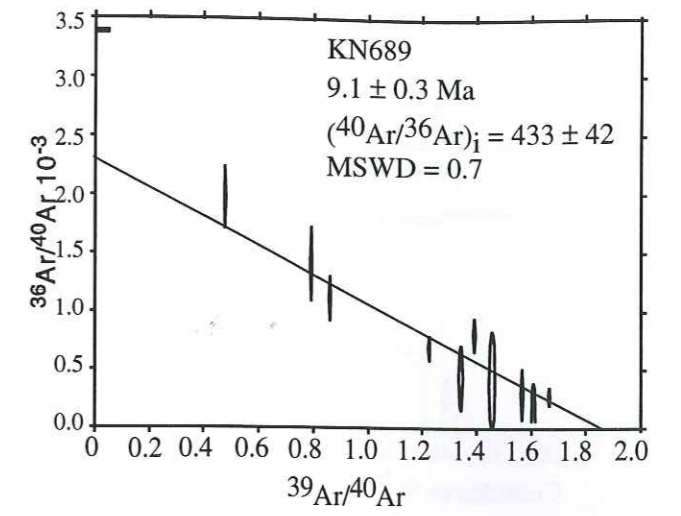
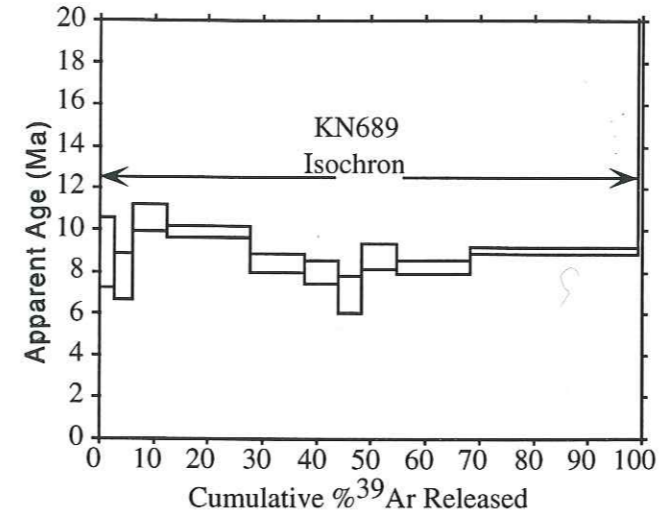
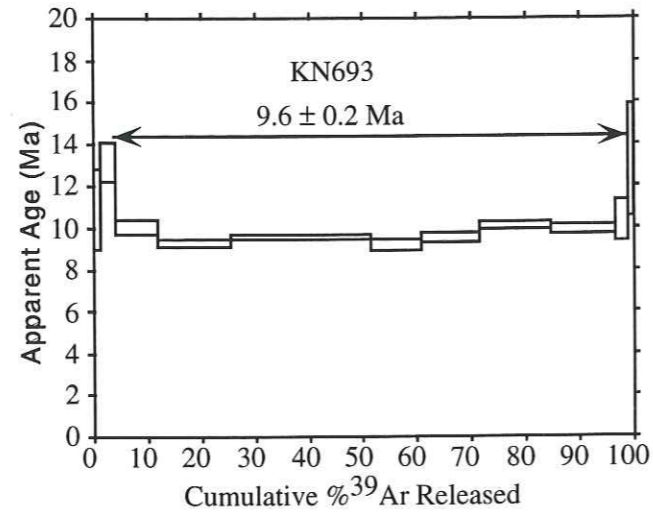
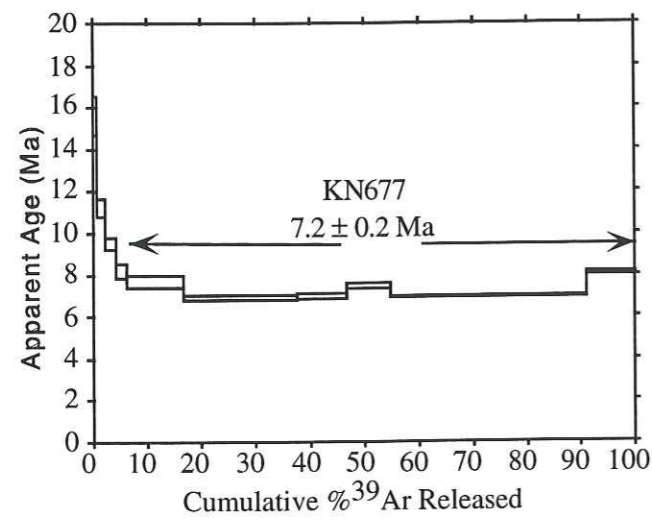
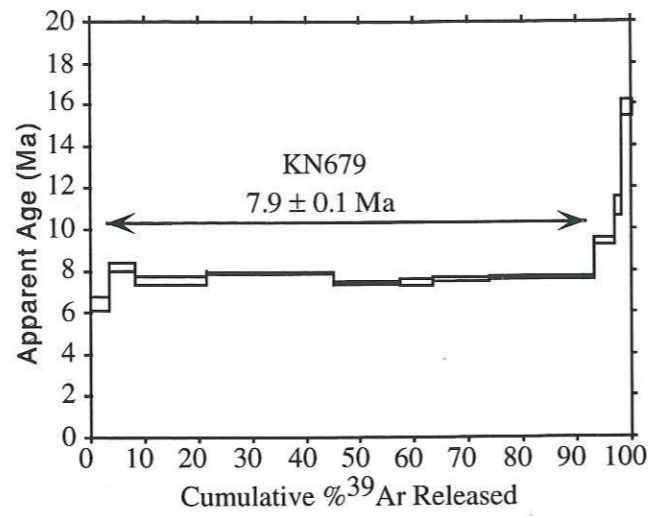
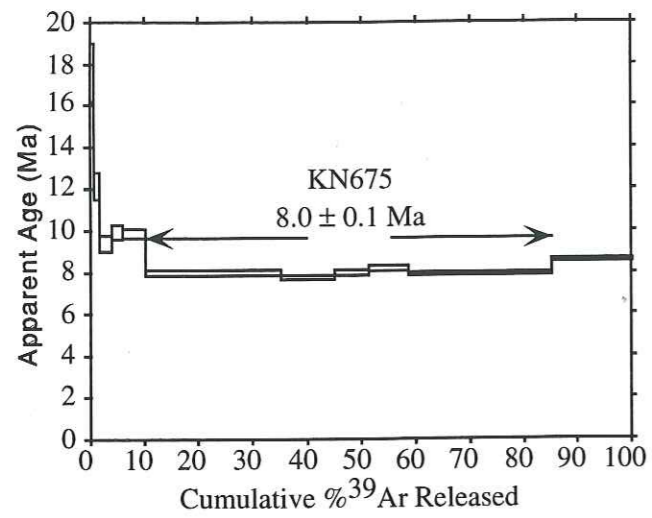


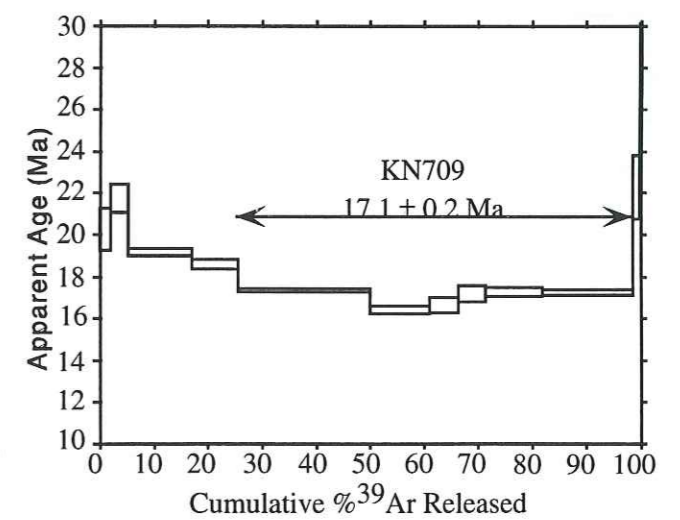
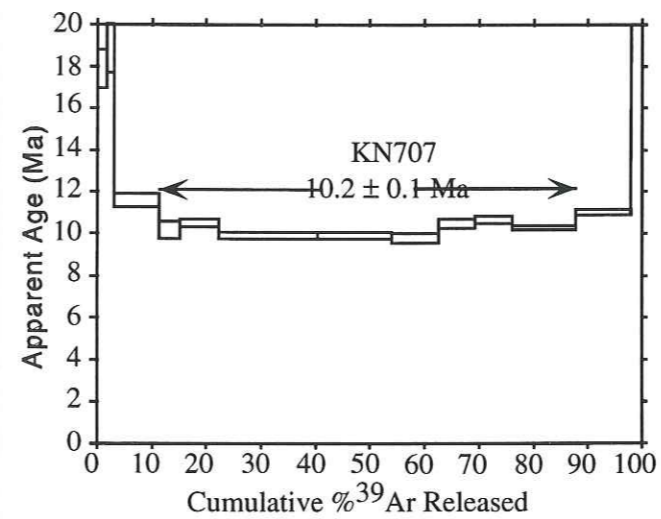
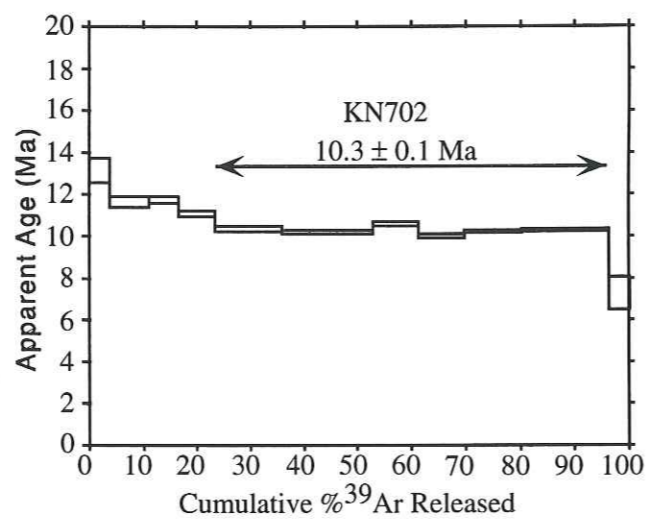
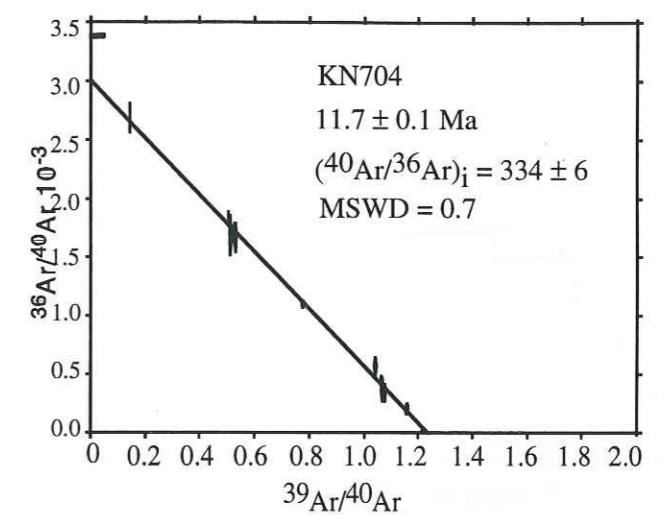
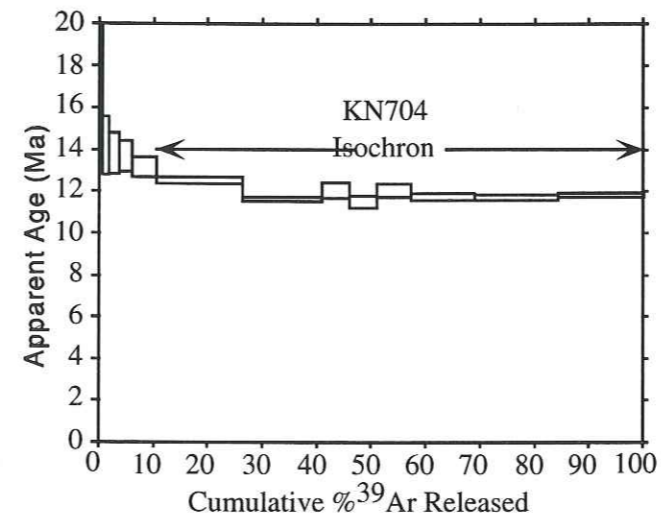
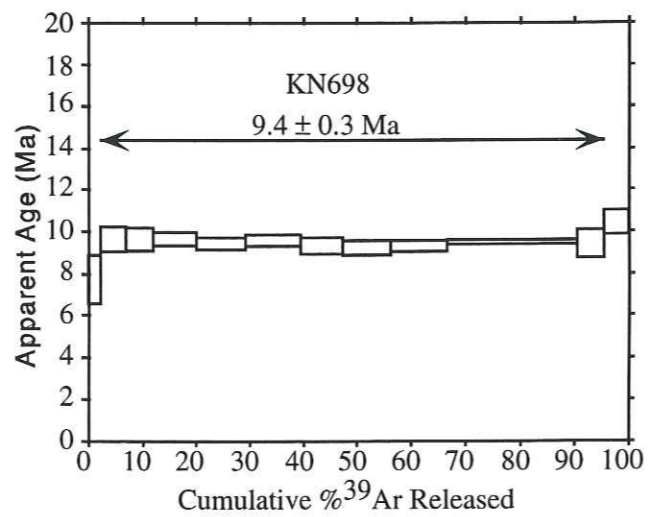
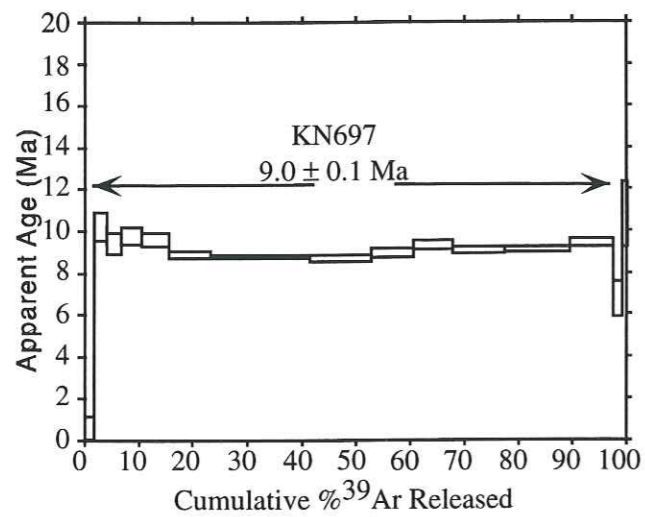
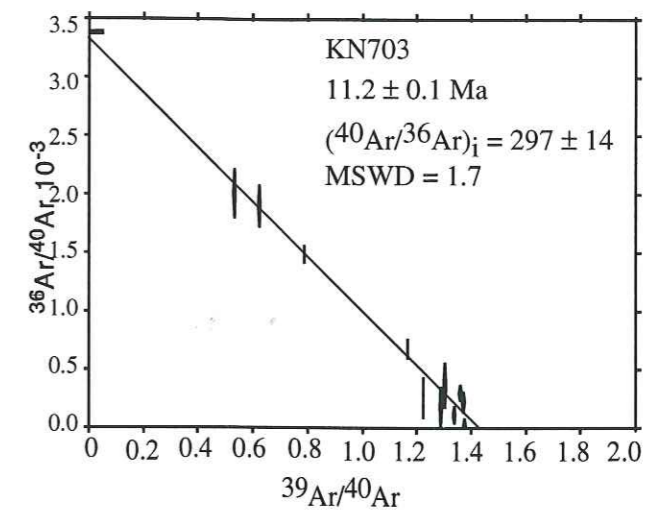
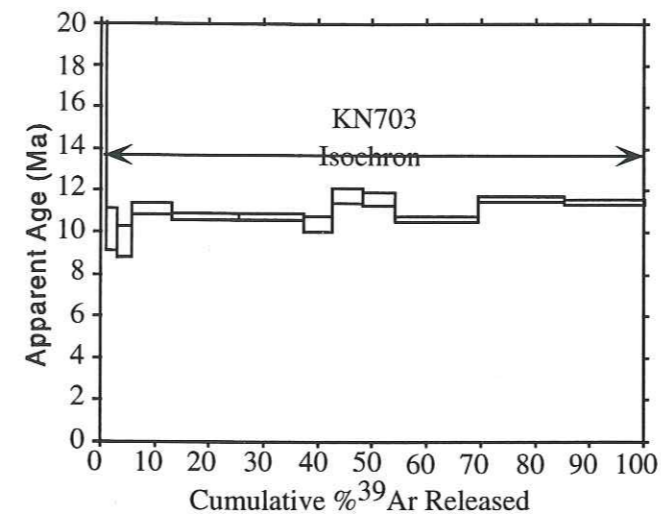
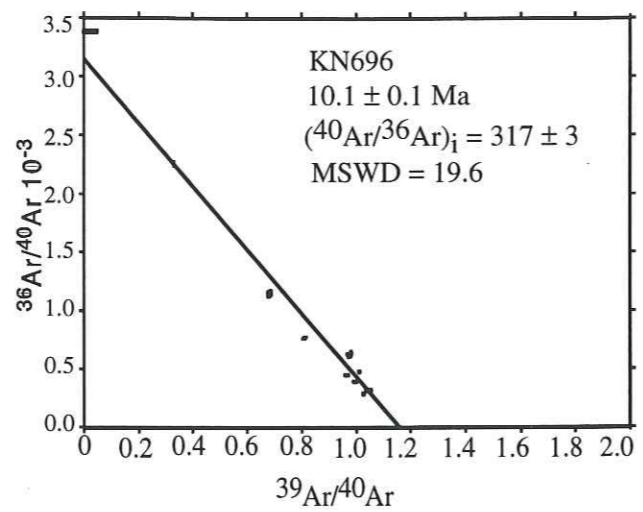
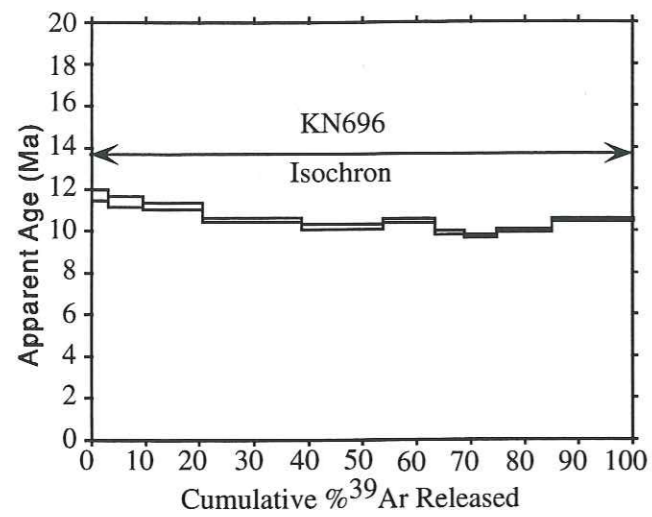


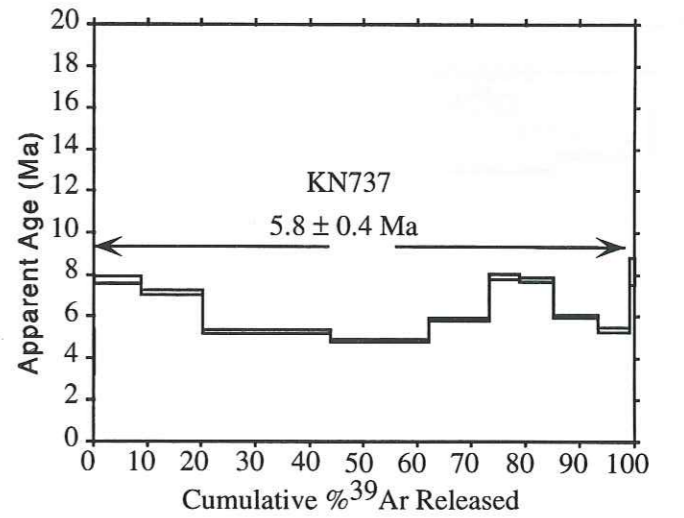
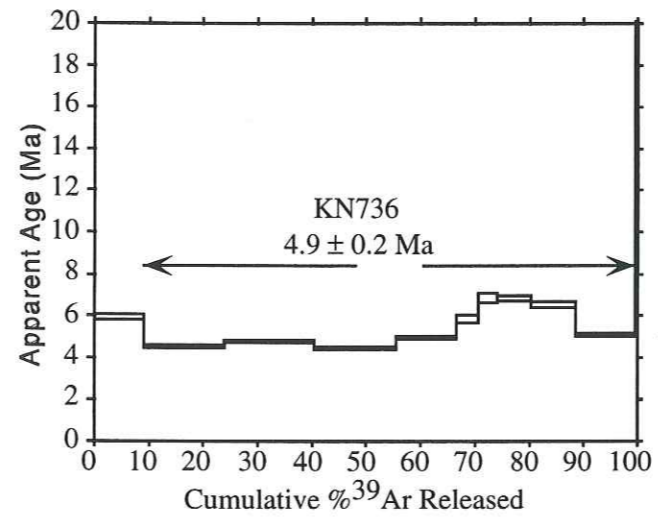
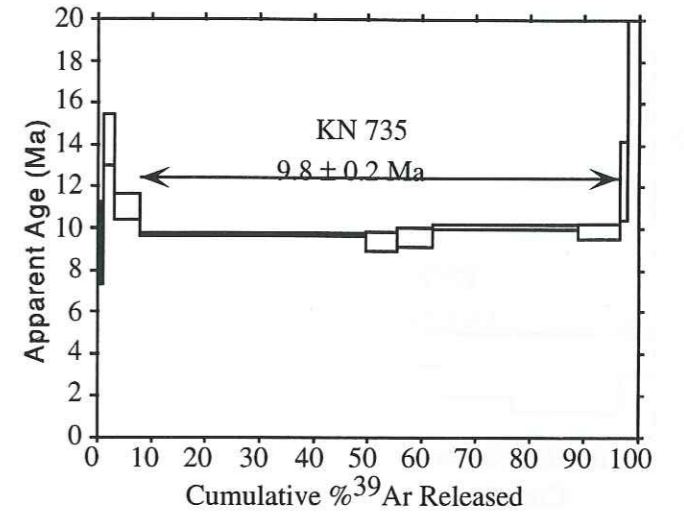
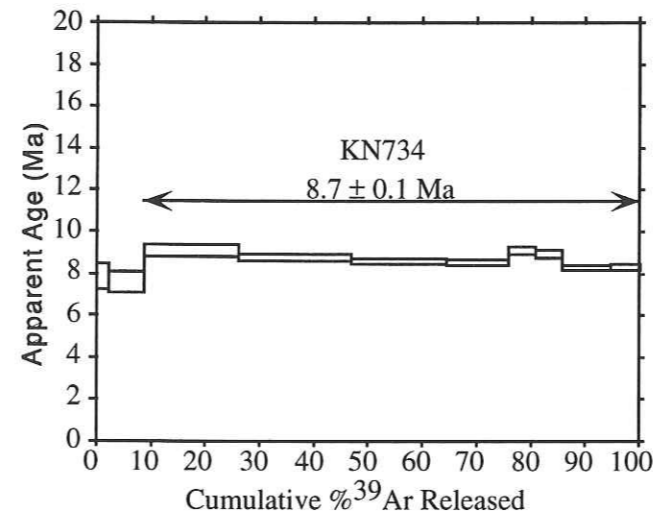
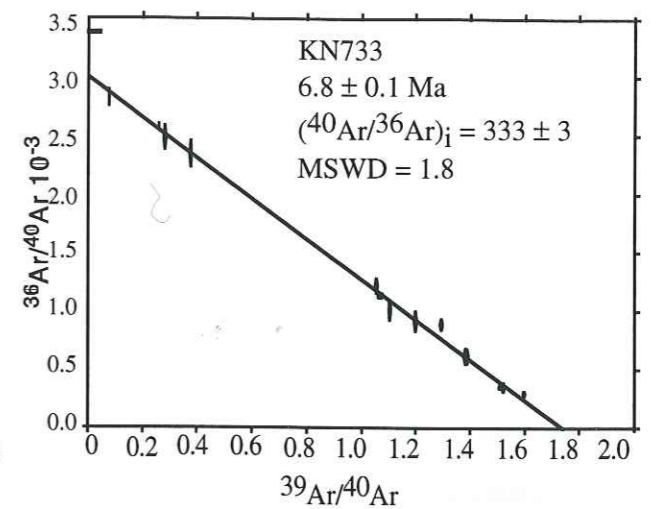
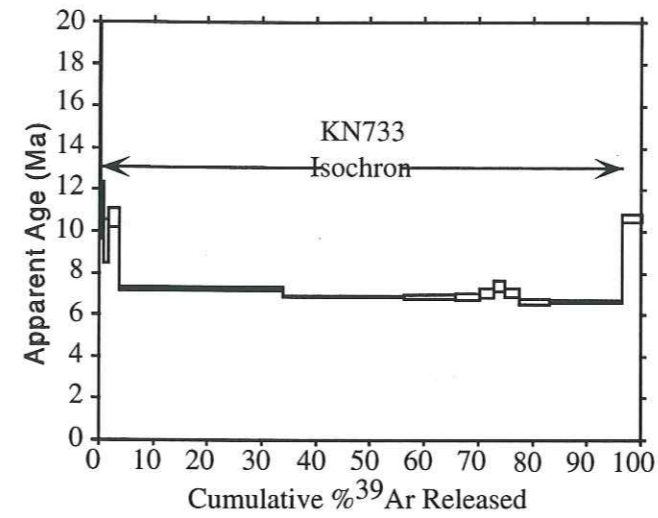
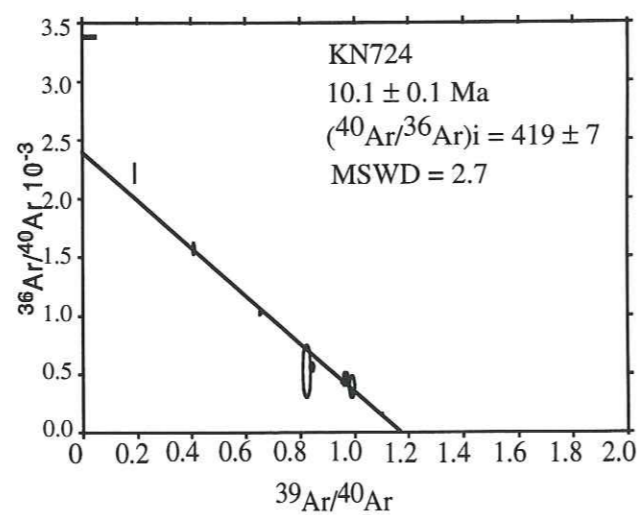
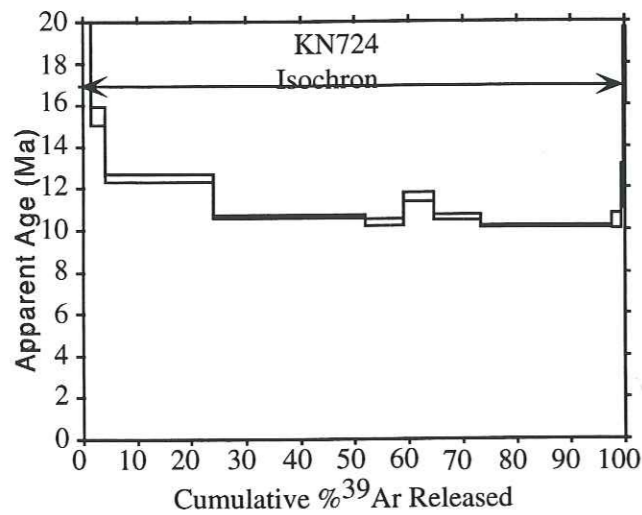
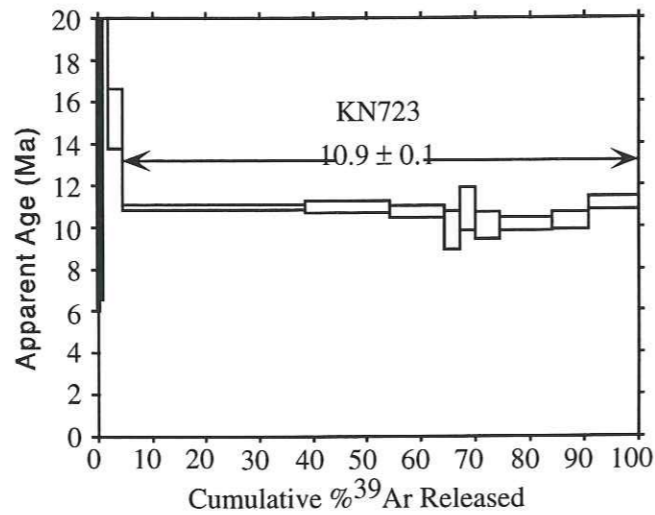
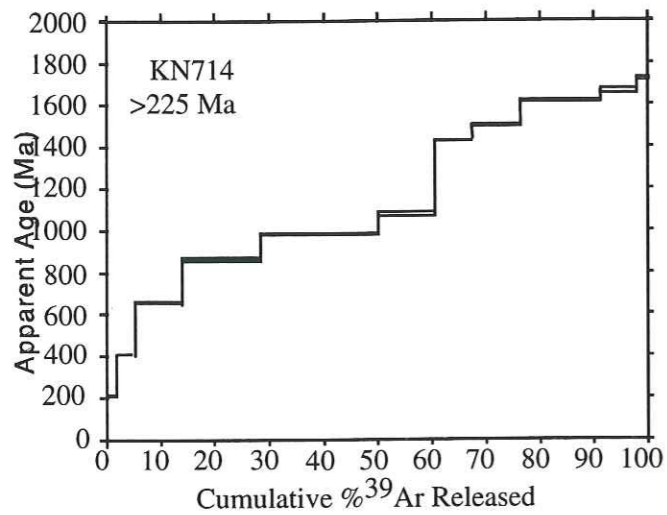
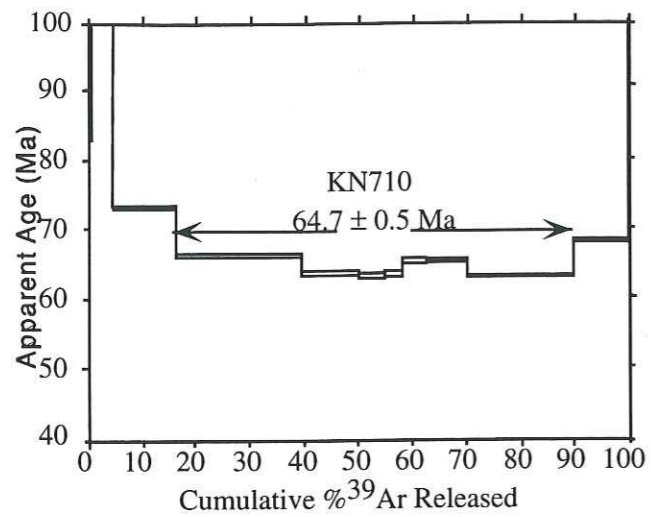


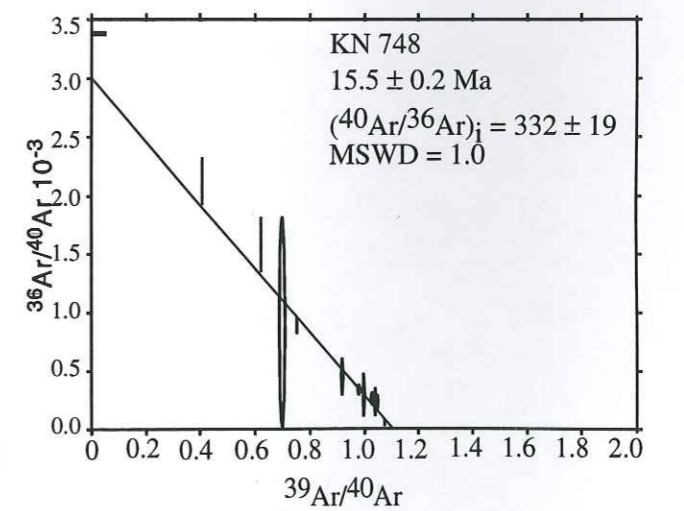
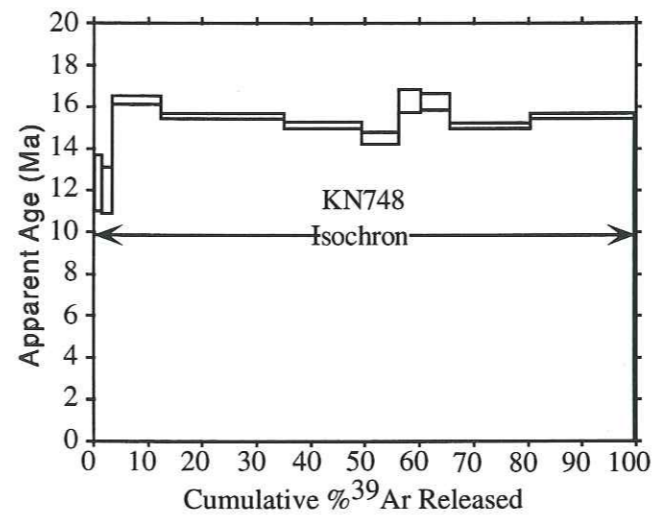
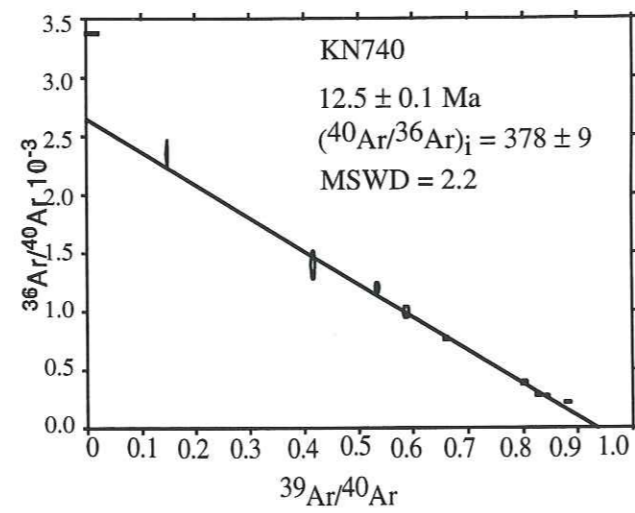
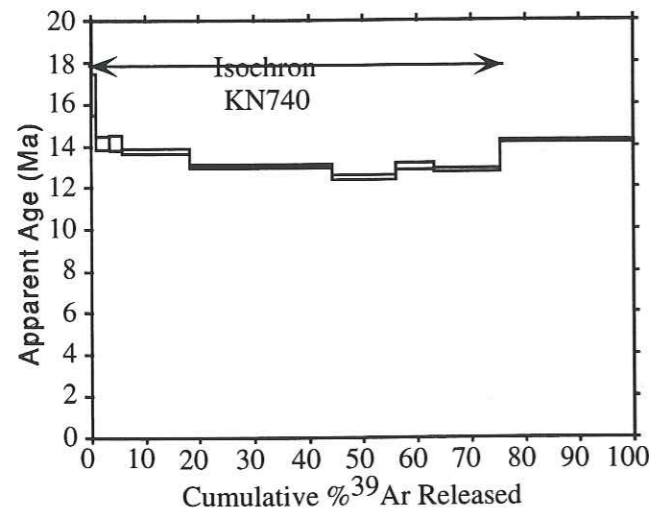
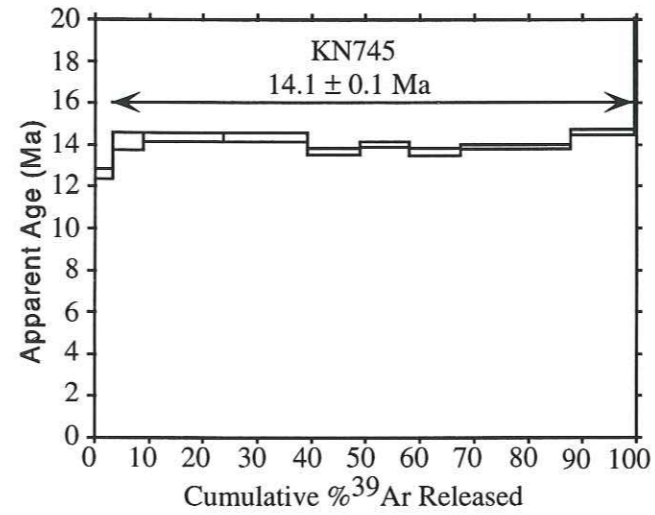
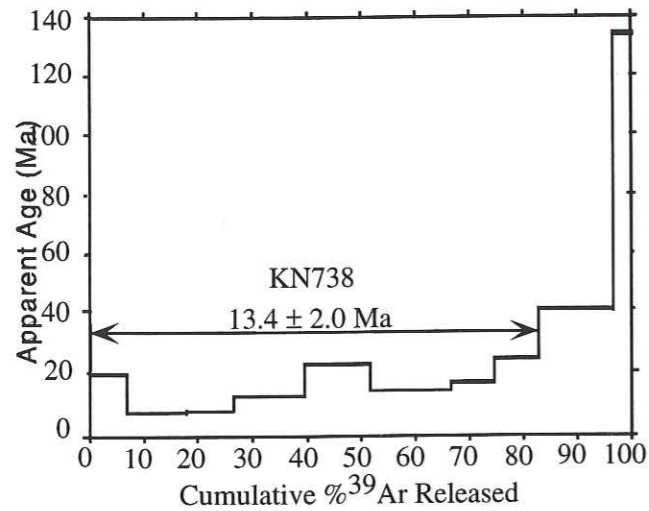
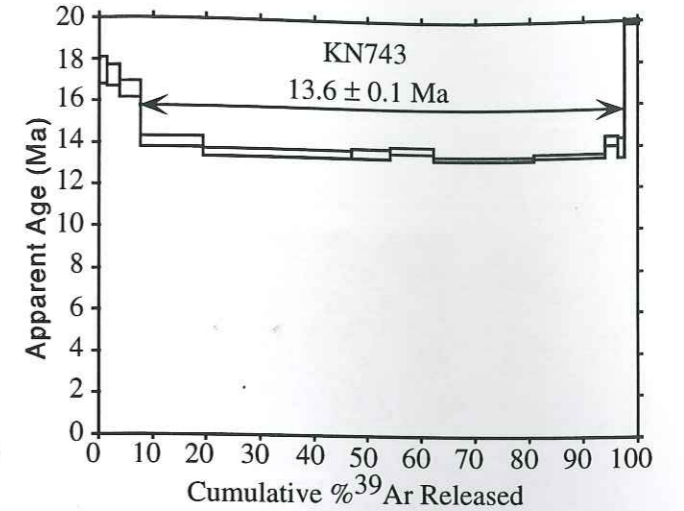
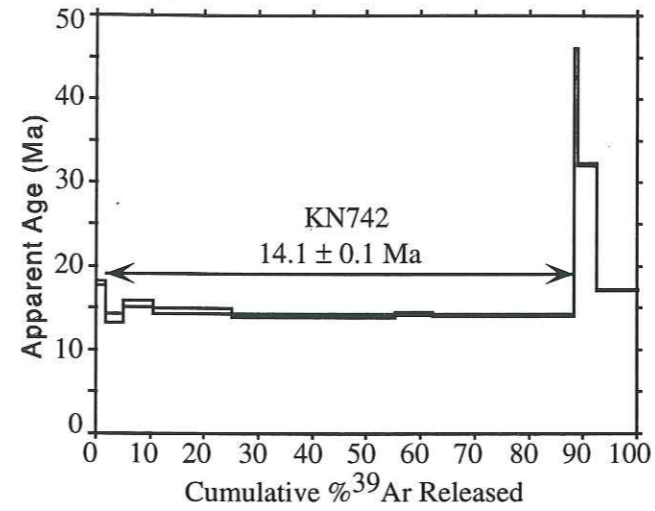
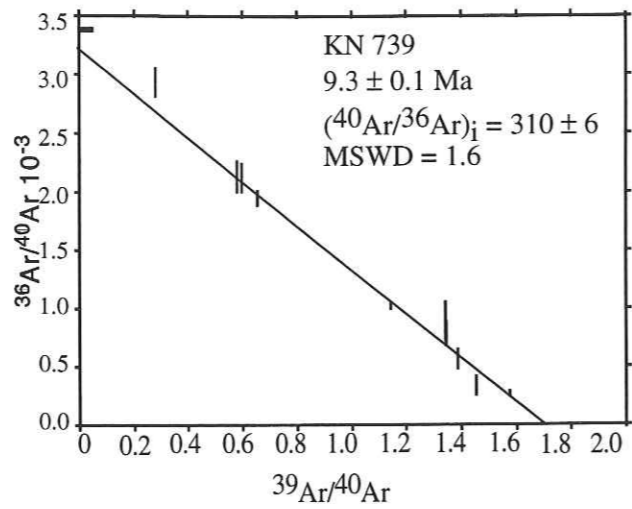
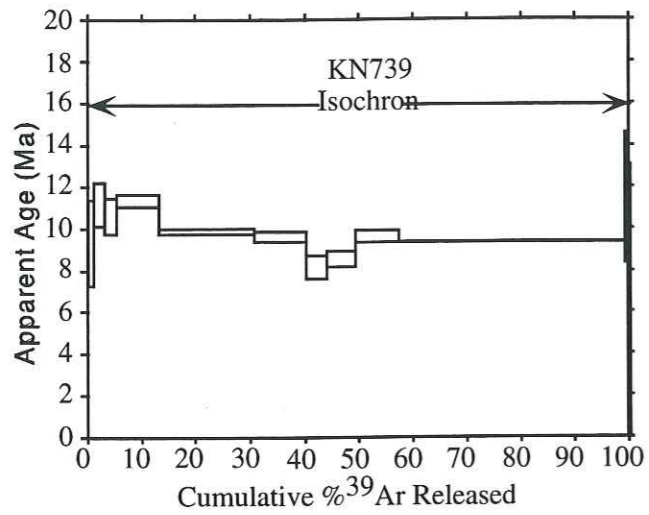












Planches photographiques

Moyen Pays

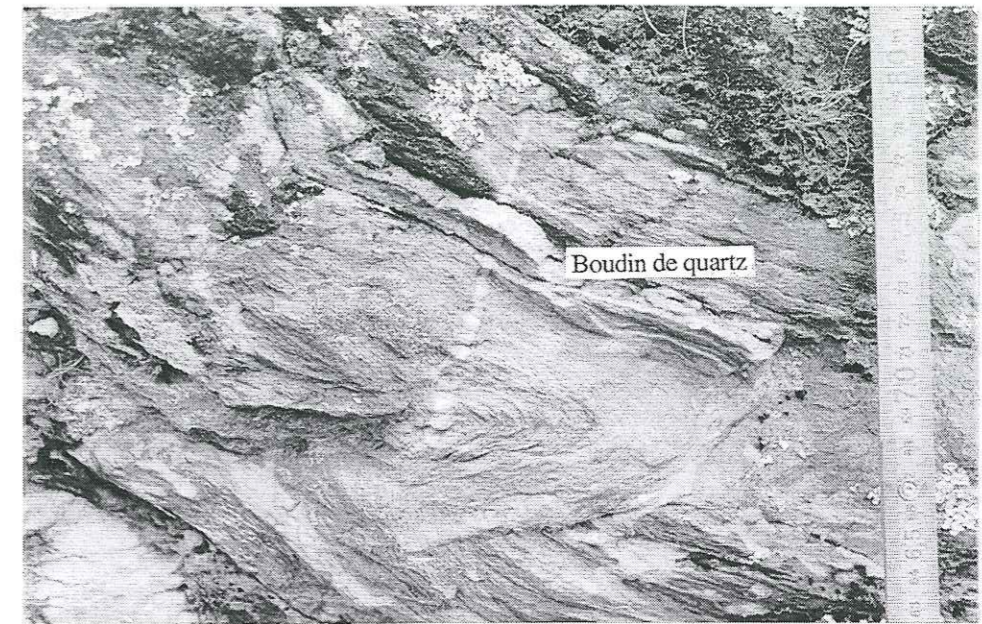


Planche 1-photo 1 : Les plis post-métamorphiques dans les schistes verts à intercalations de grauwaques de la formation de Kunchha (ici au village de Gerku, flanc gauche de la vallée de Phalangu khola). Parfois, des boudins de quartz, étirés dans le plan de foliation, sont recoupés par des veines de quartz perpendiculaires à la foliation, lesquelles sont elles-mêmes recoupées par d'autres veines.

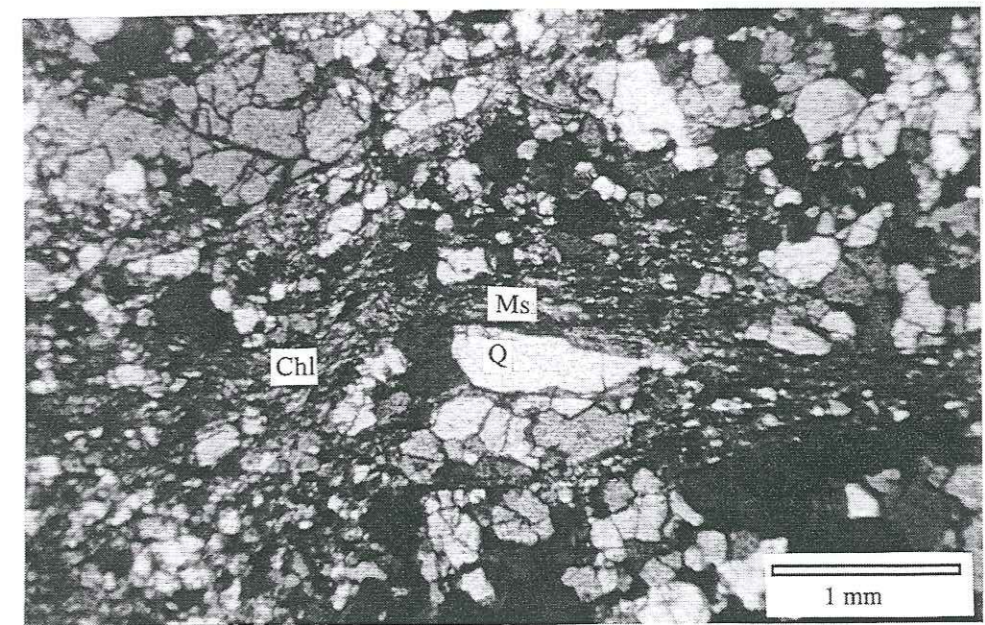


Planche 1-photo 2 : Lame mince (lumière polarisée) dans un grauwaque à Qz, Pl, Ms, Chl, Tr, de la formation de Kunchha (village de Gerku, flanc gauche de la vallée de Phalangu khola).

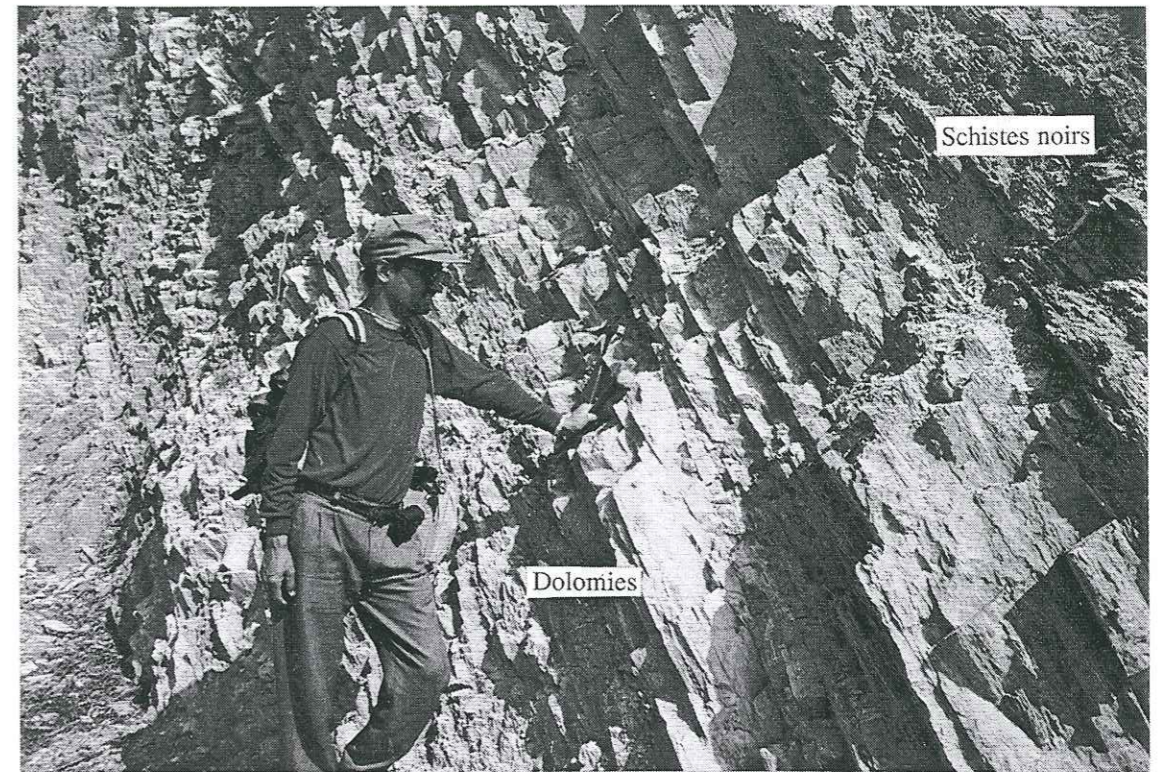


Planche 2-photo 3 : Passage progressif entre les dolomies de Dhading (à gauche) et les schistes noirs de Benighat (à droite). Versant gauche de la Trisuli Ganga, à Kaljeri.

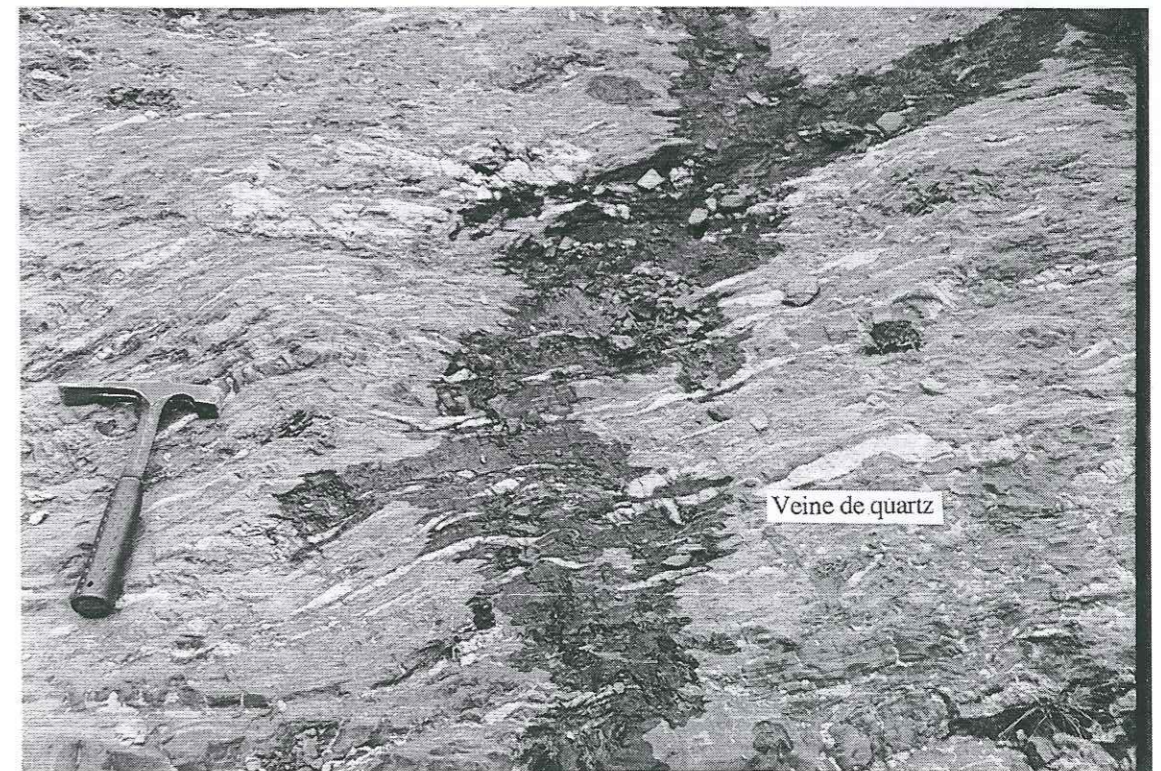


Planche 2-photo 4 : Veines de quartz très fortement étirées dans la schistosité. Schistes noirs et quartzites grises et noires de la formation des schistes noirs de Benighat, versant droit de la vallée de Tadi khola, non loin du MCT.

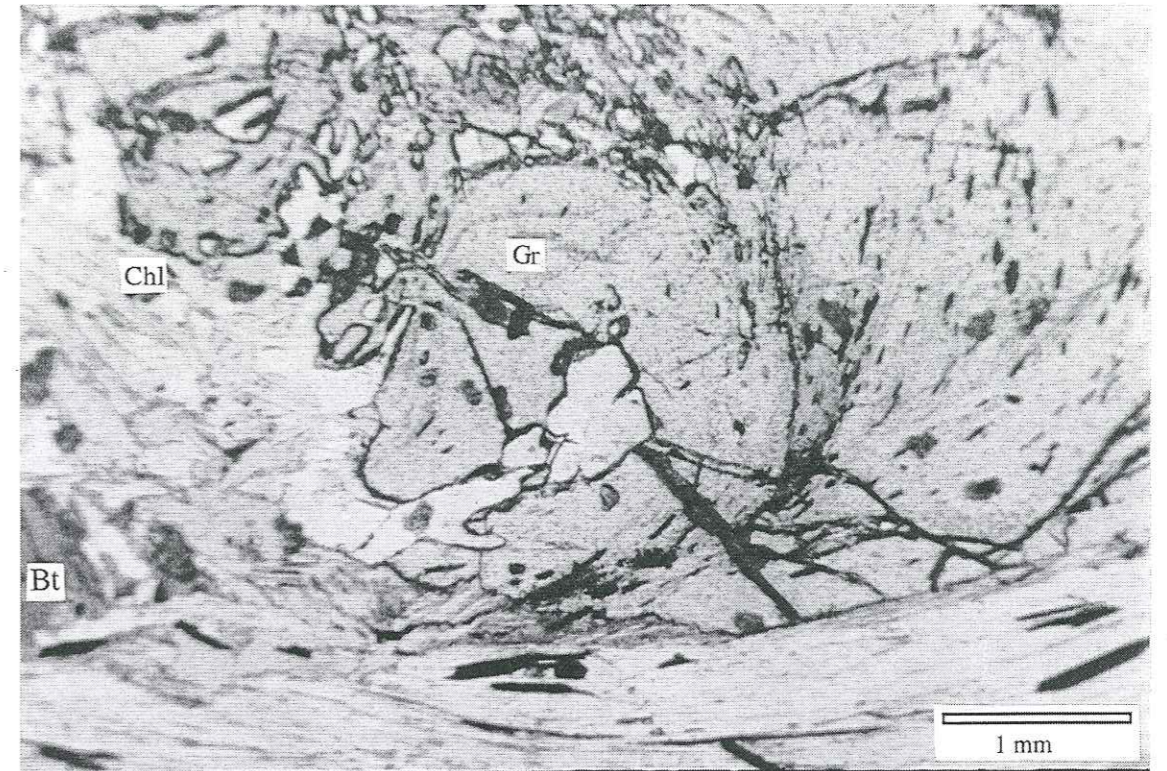


Planche 3 -photo 5: Schistes à deux micas, Gr, St ante à syn-MCT, localement rétro-morphosés en chlorite. Les grenats ont une structure rotationnelle. Lame mince (lumière naturelle) d'un échantillon provenant de la vallée de la Mailung khola.



Planche 3 -photo 6 : Affleurement de gneiss oillés d'Ulleri. Localité de Gairigaon, au Nord du confluent de la Tadi khola et de la Likhu khola. Les gneiss sont intensément déformés et étirés.

Nappe de Kathmandou

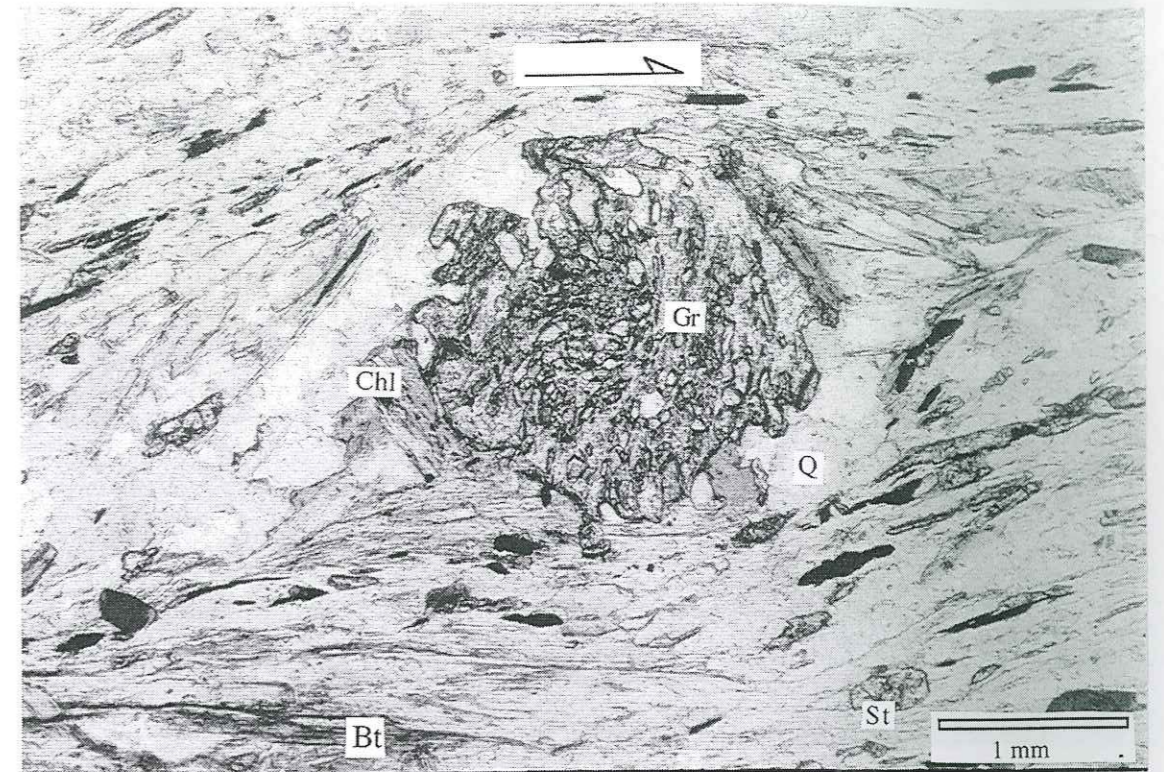


Planche 4 -photo 7 : Lame mince (lumière naturelle) dans des schistes à deux micas, Gr, St, de la formation de Raduwa. Grenat à structure rotationnelle, à inclusions de quartz et de muscovite. De la chlorite tardive se développe localement dans la foliation et autour du grenat (rive droite de la rivière Malekhu).

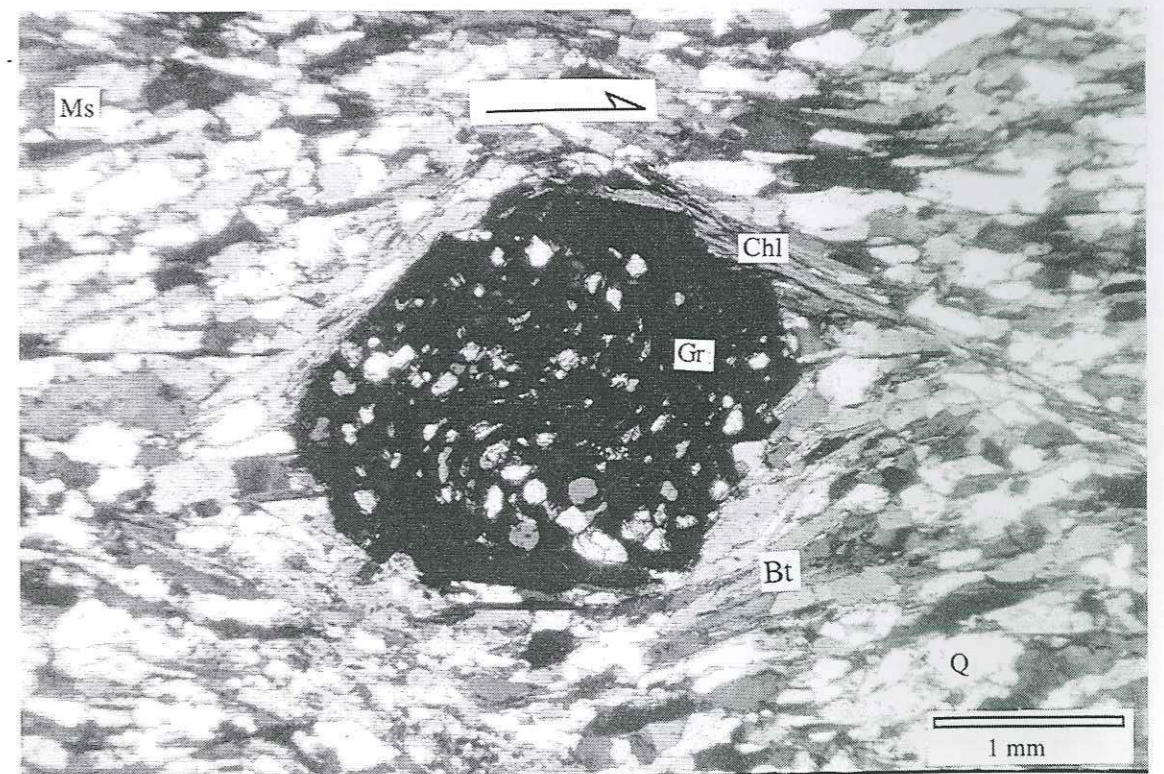


Planche 4 -photo 8 : Quartzite à deux micas et grenat de la formation de Kalitar en lame mince (lumière polarisée). Grenat à structure rotationnelle à inclusions de Qz, Bt, opaques. Chlorite tardive localement développée (rive gauche de la rivière Malekhu).



Planche 5 -photo 9 : Gneiss oeillé à deux micas, Qz, feldspaths, provenant du versant de la rivière Malekhu, dans lequel les feldspaths potassiques ont une forme rectangulaire à ovoïde.

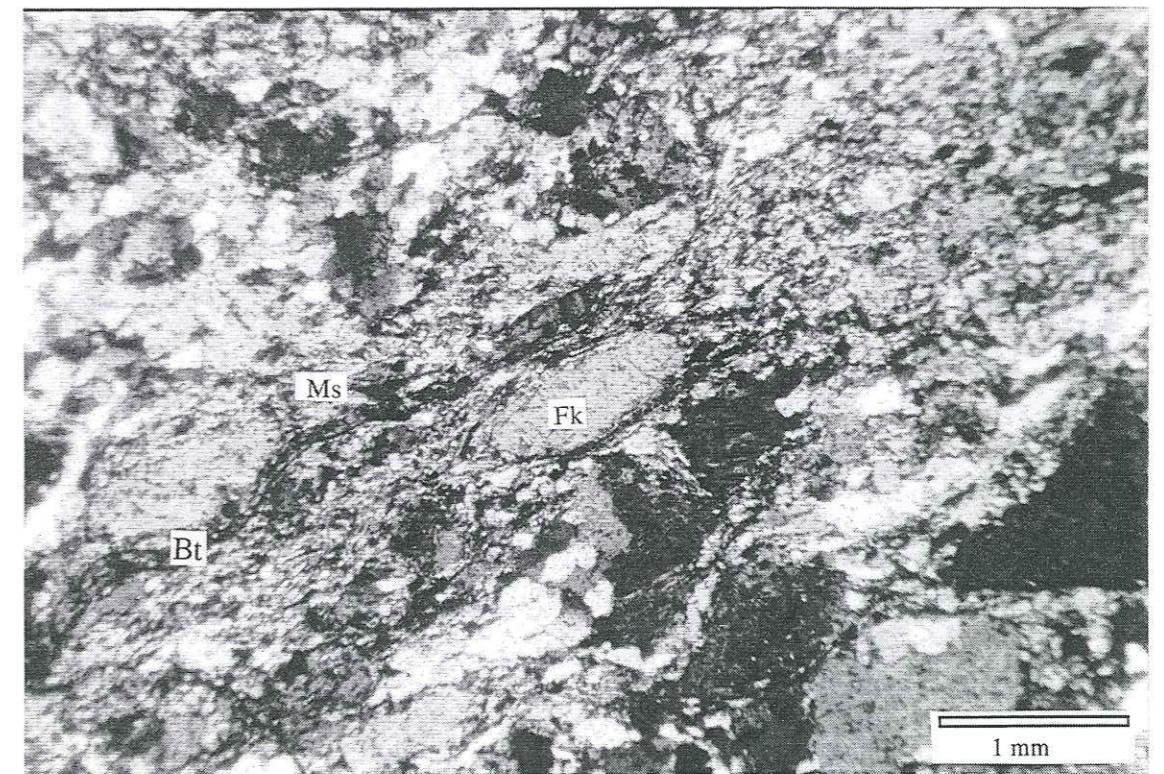


Planche 5 -photo 10 : Association à Qz, Fk, Pl, Bt, Ms et Tr dans des gneiss oeillés à gros yeux de feldspaths potassiques. Lame mince (lumière polarisée) d'un échantillon de la vallée de la Bagmati.



Planche 6-photo 11: Plis dans la formation de Kulekhani, lit de la rivière Malekhu.

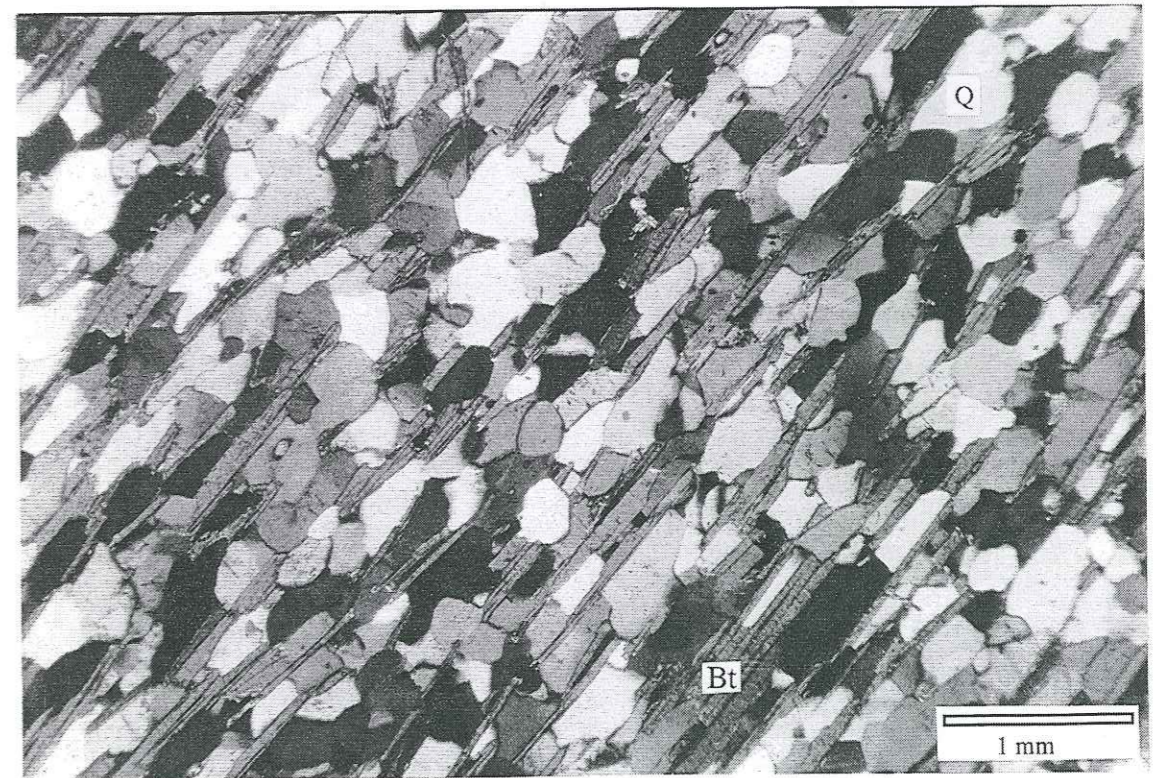


Planche 6-photo 12 : Métagrés de la formation de Tistung, échantillonés sur la route de Katmandou à Trisuli. La foliation est portée par les micas, le quartz et les plagioclases. Lame mince en lumière polarisée.

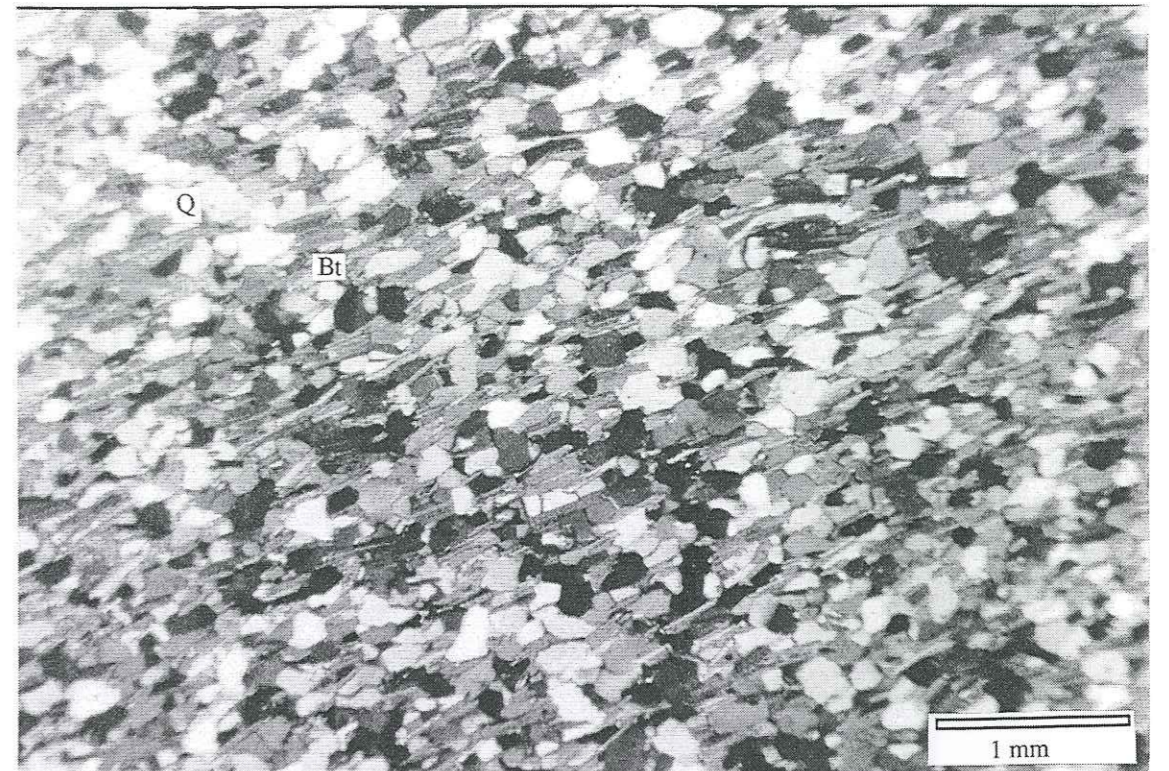


Planche 7-photo 13 : Métagrés de la formation de Sopyang, échantillonnés sur la route de Katmandou à Trisuli. La foliation est portée par les micas, le quartz et les plagioclases. Lame mince en lumière polarisée.

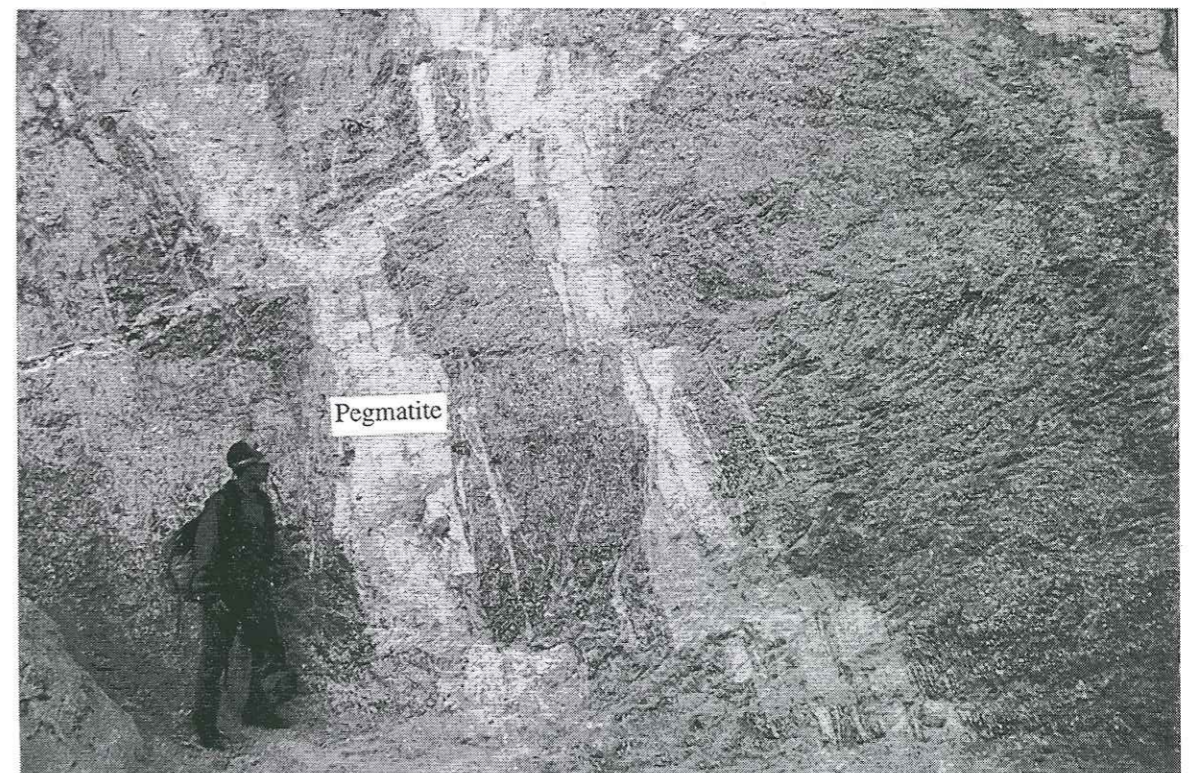


Planche 7-photo 14 : Filons de pegmatite à Qz, feldspaths, Ms, Tr, parallèles à la foliation, dans les gneiss ocellés de la nappe du Gosainkund, recoupés obliquement par une autre pegmatite. Photo prise à Budhanilkantha.

Nappe du Gosainkund

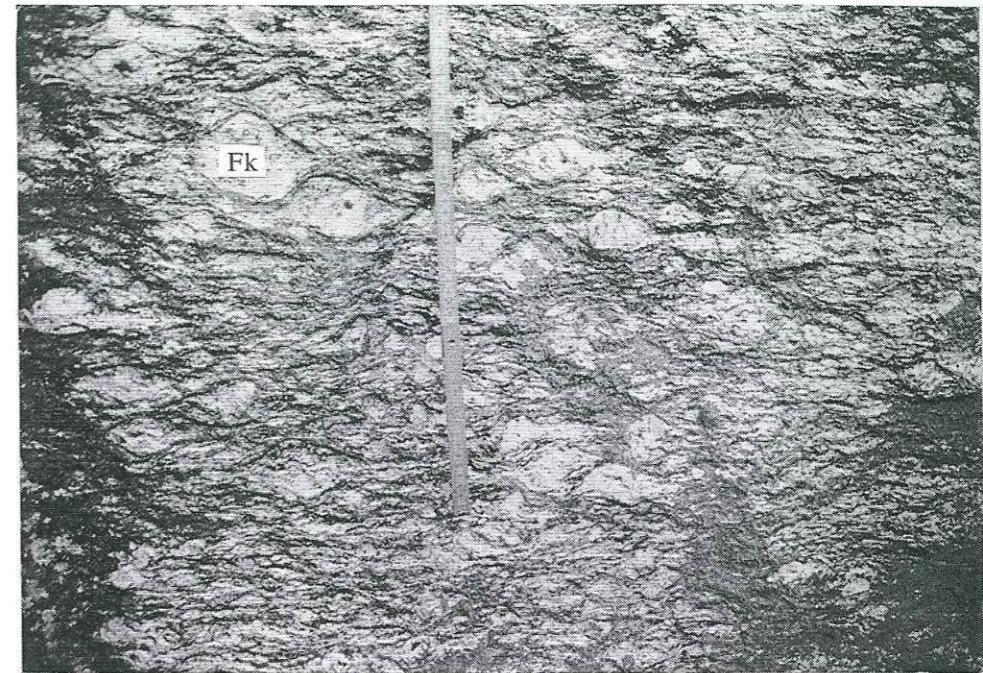


Planche 8-photo 15: Yeux de feldspaths potassiques dans les gneiss oeilés au col de Golbhanjyang.



Planche 8-photo 16 : Grenat en inclusion dans un feldspath déformé. Paragneiss de la rivière Ghylthum.



Planche 9-photo 17 : Plis de crénulation post-métamorphiques dans les paragneiss de la rivière Ghylthum.

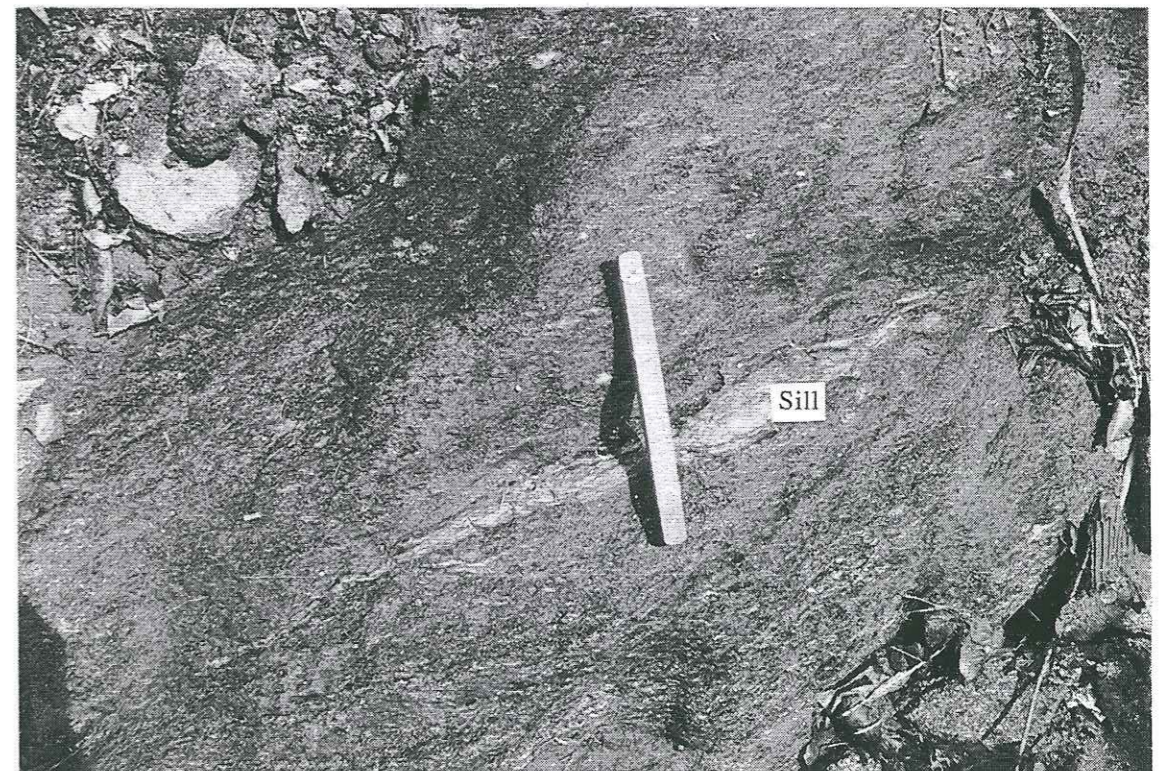


Planche 9-photo 18 : Lentilles centimétriques de sillimanite dans les paragneiss de la partie supérieure de la nappe du Gosainkund. Rive gauche de la Melanchi.



Planche 10-photo 19 : Plis post-métamorphiques dans les migmatites. Col de Tharepate.

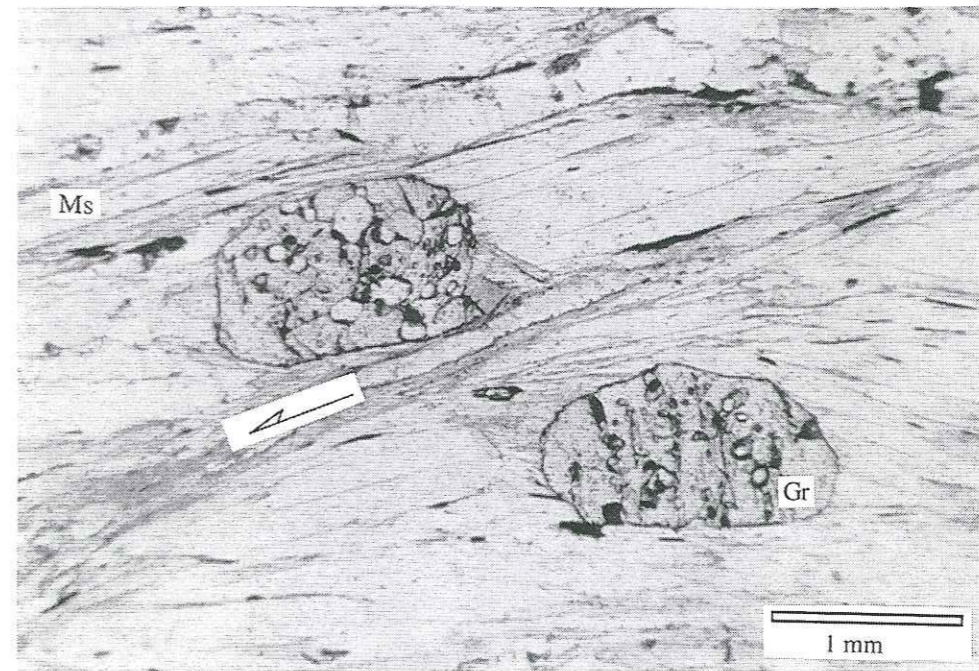


Planche 10-photo 20 : Détermination du sens de cisaillement dans des paragneiss à deux micas et grenat. Lame mince (lumière naturelle) d'un échantillon provenant de la base de nappe, le long de la vallée de la Phalangu.

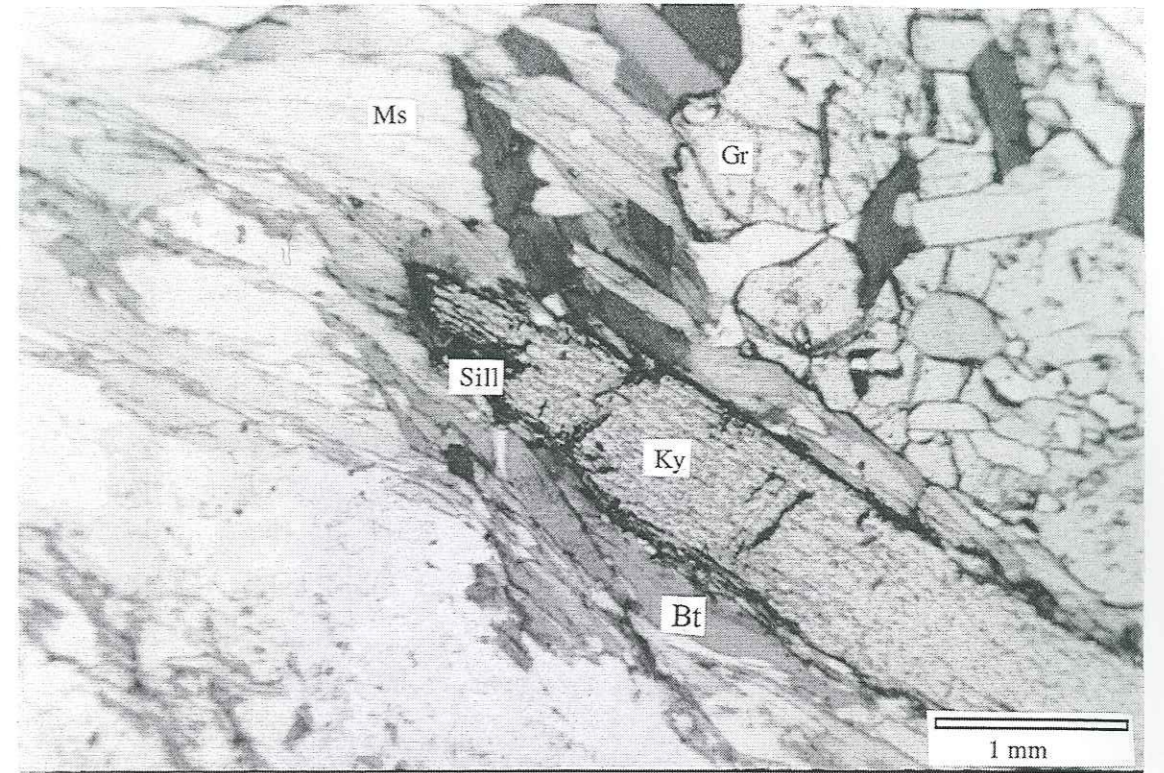


Planche 11-photo 21 : Remplacement du disthène par la sillimanite dans les paragneiss à deux micas, Gr, Sill, Ky. Lame mince (lumière naturelle), provenant de la vallée de la Tadi khola.



Planche 11-photo 22 : Gneiss à yeux centimétriques de feldspath potassique, village de Kumari, rive droite de la Kalphu khola.

Glossaire des abréviations

Glossary of short forms

"B-H":	"Bas-Himalaya"
BS :	Suture de Banggong
FNNH :	Faille Normale Nord Himalayenne
ITS :	Indus-Tsangpo Suture
KQS :	Suture du Kunlun-Qinling
MBT :	Main Boundary Thrust
MCT :	Main Central Thrust
MFT :	Main Frontal Thrust
MKT :	Main Karakorum Thrust
MMT :	Main Mantle Thrust
MP :	Formations du Moyen Pays (en anglais Midland Formations)
MPI :	Moyen Pays Inférieur
MPN :	Moyen Pays Nord
MPS :	Moyen Pays Supérieur (groupe), Moyen Pays Sud (zone)
MT :	Mahabharat Thrust
NG :	Nappe du Gosainkund (en anglais GCN : Gosainkund Crystalline Nappe)
NGCN :	Nappe du Gosainkund Centrale Nord
NGCS :	Nappe du Gosainkund Centrale Sud
NGEC :	Nappe du Gosainkund Est Central
NGEN :	Nappe du Gosainkund Est Nord
NGES :	Nappe du Gosainkund Est Sud
NGWN :	Nappe du Gosainkund Ouest Nord
NGWS :	Nappe du Gosainkund Ouest Sud
NK :	Nappe de Katmandou (en anglais KCN : Kathmandu Crystalline Nappe)
NKC :	Nappe de Katmandou Central
NKE :	Nappe de Katmandou Est
NKW :	Nappe de Katmandou Ouest
STDS :	South Tibetan Detachment System
ZDST :	Zone de Détachement Sud Tibétaine

Abréviations des noms de minéraux

Short forms used for minerals

Ab	albite
Alm	almandin

Abréviations des noms de minéraux

Short forms used for minerals

An	anorthite
And	andalousite
Ap	apatite
Bt	biotite
Chl	chlorite
Ep	épidote
Fk	Feldspath potassique
Gr	grenat
Grs	grossulaire
Il	Ilménite
Ky	Disthène
Ms	muscovite
Pl	plagioclase
Pyr	pyrope
Q	quartz
Ru	rutile
Sill	sillimanite
Sps	spessartine
St	staurotide
Tr	tourmaline
Zo	zoïsite
Zr	zircon