

**Structures gondwaniennes et
himalayennes dans la zone tibétaine
du Haut Lahul - Zaskar oriental**
(Himalaya indien)

par **Laurent Spring**



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Géologie
et de Paléontologie

Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul - Zaskar oriental

(Himalaya indien)

thèse de doctorat
présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne

par **Laurent Spring**

Jury de thèse:

Prof. H. Masson (Directeur)
Dr. Aymon Baud (Lausanne)
Prof. Arnaud Pêcher (Grenoble)
Prof. Albrecht Steck (Lausanne)

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 14, 1993



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la
Licence Creative Commons 4.0 International
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

Légende de la photo de couverture:

Vue en direction du sud sur la rive droite de la Tsarap chu. Cette rivière va s'enfoncer à travers les gorges abruptes pour devenir, quelques kilomètres plus loin, le fleuve Zaskar. Au premier plan, les calcaires du Trias supérieur - Lias du Groupe de Kioto forment l'ossature des unités tectoniques de la zone tibétaine; les roches de ce Groupe vont conférer au Zaskar sa morphologie particulière, faite de falaises vertigineuses dans les teintes brun - jaune. A gauche de la photo, la route Manali - Leh quitte la vallée de la Tsarap (4200 m) pour s'élever vers les hauts cols routiers que sont le Luchulung la (5100 m) et le Taglang la (5300 m), avant de rejoindre la vallée de l'Indus à Upshi. Le sommet enneigé à l'arrière plan domine la plaine de Sarchu du haut de ses 5800 mètres; il est composé des calcaires de Kioto formant le front de l'unité du Marang la.

TABLE DES MATIERES

	page
RÉSUMÉ, RIASSUNTO, ABSTRACT	1
CHAPITRE 1: CADRE GÉNÉRAL	4
CHAPITRE 2: STRATIGRAPHIE	11
LE PALÉOZOÏQUE	13
le Cambrien	14
l'Ordo-Silurien	15
le Dévonien	20
le Carbonifère	21
le Permien	22
LE MÉSOZOÏQUE	28
le Trias inférieur	28
le Trias moyen à supérieur	30
du Trias supérieur au Dogger moyen	34
le Dogger moyen à supérieur	36
le Malm	36
le Crétacé	38
EVOLUTION DE LA MARGE NORD-INDIENNE DU CAMBRIEN AU CRÉTACÉ	40
STRUCTURATION DE LA ZONE TIBÉTAINE	41
CHAPITRE 3: LES ROCHES MAGMATIQUES	43
LA SÉQUENCE BASIQUE	43
LES ROCHES GRANITIQUES	54
CHAPITRE 4: ANALYSE STRUCTURALE	64
PHASE DE PROCHARRIAGE, DÉFORMATIONS D1 ET D2	69
PHASE DE DÉFORMATION À VERGENCE NE D3 ET BOMBEMENT ASSOCIÉ (D4)	83
LES FAILLES NORMALES À FAIBLE ANGLE D5	91
LA FAILLE DE SARCHU (D6)	93
EVOLUTION TECTONIQUE	94
CONCLUSION DE L'ANALYSE STRUCTURALE	98

CHAPITRE 5: MÉTAMORPHISME	99
LES ASSEMBLAGES MINÉRAUX	102
QUANTIFICATION DU MÉTAMORPHISME PAR LA "CRISTALLINITÉ" DE L'ILLITE	105
CARACTÉRISATION QUANTITATIVE DU MÉTAMORPHISME	117
AGE DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	120
DISCUSSION DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	124
CHAPITRE 6: MODÈLE D'ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DE LA ZONE TIBÉTAINE AU LADAKH - ZANSKAR	126
CHAPITRE 7: CONCLUSIONS GÉNÉRALES	133
BIBLIOGRAPHIE	135
ANNEXES	143

Liste des figures, tableaux, planches et appendices

Figures

	page
Figure 1: Reconstruction paléogéographique du Gondwana au Paléozoïque	5
Figure 2: Esquisse géologique de l'Inde nord-occidentale	6
Figure 3: Carte géographique de l'Himalaya nord-occidental	8
Figure 4: Localisation des coupes lithostratigraphiques du Paléozoïque	12
Figure 5: Légende des figurés lithologiques	13
Figure 6: Profil lithostratigraphique des terrains du Cambrien	14
Figure 7: Profil lithostratigraphique des terrains de l'Ordovicien	16
Figure 8: Panorama de la faille syn-sédimentaire ordovicienne	18
Figure 9: Profils lithostratigraphiques des terrains du Dévonien et du Carbonifère inférieur	20
Figure 10: Profils lithostratigraphiques des terrains du Carbonifère moy. au Permien "moy."	22
Figure 11: Profil lithostratigraphique de la limite Permien-Trias	24
Figure 12: Localisation des coupes lithostratigraphiques du Mésozoïque	29
Figure 13: Profils lithostratigraphiques des terrains du Trias inférieur à supérieur	31
Figure 14: Profils lithostratigraphiques des terrains du Trias supérieur	33
Figure 15: Profil lithostratigraphique des terrains du Trias supérieur au Dogger moyen	35
Figure 16: Profil lithostratigraphique des terrains du Dogger moyen au Malm	37
Figure 17: Profil lithostratigraphique des terrains du Crétacé	39
Figure 18: Localisation des roches magmatiques au Haut Lahul-SE Zaskar	44
Figure 19: Profils lithostratigraphiques des basaltes concordants de Sarchu	47
Figure 20: Diagrammes spider des éléments majeurs et traces des roches basiques	49
Figure 21: Diagrammes spider des terres rares des roches basiques	50
Figure 22: Diagramme Cr - Y	50
Figure 23: Diagramme P ₂ O ₅ - TiO ₂	53
Figure 24: Localisation des granites du Haut Himalaya au Lahul - Ladakh	55
Figure 25: Diagramme de Debon & Le Fort (1986)	57
Figure 26: Diagramme R1R2	58
Figure 27: Diagrammes spider des éléments majeurs, traces et REE des granites	59
Figure 28: Diagrammes de typologie des zircons	60
Figure 29: Diagramme concordia du granite de la Yunam	61
Figure 30: Diagramme Zr - Nb	63
Figure 31: Esquisse tectonique	65
Figure 32: Extension stratigraphique des unités tectoniques	68
Figure 33: Panorama de l'interférence des plis P1 - P2	69

Figure 34: Carte structurale de l'unité de Kenlung Serai	71
Figure 35: Carte des schistosités et étirements dans l'unité de Kenlung Serai	72
Figure 36: Carte structurale des unités de Chumik et Zangla	74
Figure 37: Panorama du chevauchement ϕ_2 entre Zumlung et Zangla	75
Figure 38: Coupes tectoniques sériées	76
Figure 39: Carte structurale des unités de Zumlung et Marang la	78
Figure 40: Panorama du chevauchement ϕ_2 entre Zumlung et Zangla	79
Figure 41: Carte structurale de l'unité du Marang la à l'est de Sarchu	80
Figure 42: Panorama du synclinal P3 de Kenlung Serai	83
Figure 43: Panorama du chevauchement ϕ_3 dans l'unité de Kenlung Serai	84
Figure 44: Panorama de l'interférence P2 - P3 dans l'unité de Zangla	85
Figure 45: Panorama de l'interférence P2 - P3 dans l'unité de Zangla	86
Figure 46: Relations S0 - S2 - S3 dans l'unité de Zangla	86
Figure 47: Panorama des failles normales à pendage est dans l'unité de Kenlung Serai	88
Figure 48: Profils lithostratigraphiques le long du contact D5 inférieur	92
Figure 49: Panorama de la faille normale de Sarchu (D6)	93
Figure 50: Modèle des déformations D1 et D2	95
Figure 51: Modèle des déformations D3 à D6	97
Figure 52: Carte de la zonation métamorphique	100
Figure 53: Distribution des paragenèses minérales dans l'unité de Kenlung Serai	104
Figure 54: Carte des minéraux index	106
Figure 55: Distribution des indices IC dans l'unité de Kenlung Serai	107
Figure 56: Distribution des indices IC dans les unités de Chumik et Zangla	109
Figure 57: Histogrammes des indices IC dans les unités de Chumik et Zangla	110
Figure 58: Coupe structurale indexée des valeurs IC	111
Figure 59: Diagramme valeurs IC - distance au contact tectonique	112
Figure 60: Distribution des indices IC dans les unités de Zumlung et du Marang la	114
Figure 61: Distribution des indices IC dans l'unité du Marang la	116
Figure 62: Distribution des températures dans les unités de Kenlung Serai et Zangla	119
Figure 63: Datations radiométriques au SE Zanskar - Haut Lahul	121
Figure 64: Spectres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour l'amphibole et la biotite	122
Figure 65: Modèle d'évolution tectonique des mouvements à vergence externe	127
Figure 66: Schémas des mouvements à vergence NE	129

Tableaux

Tableau 1: Datations radiométriques des roches acides de la province de Peshawar	62
Tableau 2: Caractéristiques des déformations affectant la région de Sarchu	66-67
Tableau 3: Reconstruction des épaisseurs lithologiques durant les déformations D1 et D2	82
Tableau 4: Paragenèses métamorphiques des roches basiques de l'unité de Kenlung Serai	102
Tableau 5: Données analytiques K/Ar pour la biotite et la muscovite	120

Planches

Planche 1: Structures sédimentaires des Fm du Paléozoïque	25
Planche 2: Structures sédimentaires des Fm du Mésozoïque	26
Planche 3: Les roches basiques du SE Zaskar - Haut Lahul	51
Planche 4: Le granite de la Yunam	52
Planche 5: Structures D2 et D3	89
Planche 6: Structures d'extension	90

Appendices

Appendice I: Analyses géochimiques des roches basiques et granitiques	144
Appendice II: Analyses géochimiques des silicates par microsonde électronique	148

Résumé

L'étude des séries sédimentaires de la zone tibétaine au Haut Lahul - SE Zaskar a permis d'établir une colonne lithostratigraphique synthétique, dont l'extension va du Cambrien inférieur au Crétacé supérieur.

De nouveaux éléments sont apparus dans la structuration paléozoïque du segment gondwanien correspondant à la région investiguée. A l'Ordovicien ou au Silurien, des conditions localement extensives ont favorisé la création d'une faille syn-sédimentaire, dont le rejet est estimé à 800 m. L'histoire pré-rift de la zone tibétaine au Paléozoïque supérieur a été affinée par la mise en évidence d'au moins trois phases magmatiques distinctes: des basaltes alcalins intraplaques d'âge présumé carbonifère, un granite d'affinité mantellique ou infracrustale daté à 284 ± 1 Ma et les basaltes intraplaques tholéitiques des Panjal Traps du Permien supérieur. L'étendue temporelle, entre l'initiation du rifting et l'océanisation, est d'environ 80 Ma.

Des levés détaillés de coupes lithostratigraphiques ont mis en évidence des cycles sédimentaires complets, allant de faciès intertidaux à supratidaux dans les lithologies du Trias supérieur (Groupe de Lilang). La présence de niveaux évaporitiques dans les séries sommitales de ce groupe explique la présence quasi systématique des couches inférieures du Groupe de Kioto (Trias supérieur) comme niveaux basals des chevauchements à vergence externe au Ladakh-Zaskar.

Suite à la collision continentale entre l'Inde et l'Asie, les terrains de la marge nord-indienne ont été déformés, puis charriés en direction du SW. Cinq unités tectoniques ont pu être individualisées au SE Zaskar. Elles forment le front allochtone d'une structure tectonique majeure, la nappe de Nyimaling-Tsarap. Durant les phases à vergence externe (SW, D₁ et D₂), le métamorphisme s'est développé de manière progressive avec l'empilement des nappes en direction du SW; la culmination se situe approximativement à 40 Ma au Zaskar oriental. La limite maximale d'avancée des unités tectoniques de la zone tibétaine se situe dans la partie méridionale du terrain étudié. Du centre de cette zone en direction du sud, le métamorphisme diminue progressivement du faciès amphibolite au faciès schistes verts inférieur.

Dans une période tardive de la déformation, les isogrades métamorphiques sont tranchées par des mouvements syn- à post-métamorphiques à vergence externe.

Les phases de déformations post-métamorphiques peuvent être individualisées en deux événements distincts: une phase de rétrocharriage à vergence NE (D₃ et D₄) et une extension tardive (D₅ et D₆). Le transfert de masse en direction du NE (D₃) est souligné tout d'abord par de grands plis isoclinaux, puis par des rétrochevauchements. Cet événement se marque par le maclage de la calcite et la recristallisation du quartz. La phase D₃ a entraîné la formation d'un dôme tectonique D₄.

La zone tibétaine du Zaskar oriental a été affectée tardivement par une tectonique d'extension. L'effet combiné d'une première génération de failles normales à faible angle (D₅), d'une faille normale à fort pendage (D₆) et de l'érosion, est responsable de la dénudation qui permet l'affleurement actuel de terrains très métamorphiques.

Riassunto

Lo studio delle serie sedimentarie della zona tibetana nell'Alto Lahul e nel SE Zaskar ha permesso di ricostruire una colonna litostratigrafica sintetica, la cui estensione va dal Cambriano inferiore al Cretaceo superiore.

Nuovi elementi sono apparsi nella strutturazione paleozoica del segmento gondwaniano corrispondente alla regione esaminata. All'Ordoviciano o al Siluriano, delle condizioni locali di estensione hanno favorito la creazione di una faglia sin-sedimentaria, il cui rigetto è stimato in 800 m. La storia pre-rift della zona Tibetana al Paleozoico superiore è stata precisata dalla messa in evidenza di almeno tre fasi magmatiche distinte: dei basalti alcalini intraplaça di presunta età Carbonifera, un granito ad affinità mantellica o infracrostale datato a 284 ± 1 Ma e i basalti intraplaça toleitiici dei Panjal Traps del Permiano superiore. L'intervallo di tempo fra l'inizio del rifting e l'oceannizzazione è di circa 80 Ma.

La cartografia di dettaglio delle sequenze litostratigrafiche del Gruppo di Lilang ha evidenziato dei cicli sedimentari completi, da facies intertidali a supratidali nelle litologie del Triassico superiore. La presenza o meno di livelli evaporitici nelle serie sommitali del Gruppo di Lilang alla base degli strati inferiori del Gruppo di Kioto (Triassico superiore) potrebbe spiegare la presenza in coincidenza di questi livelli basali nei sovrascorrimenti a vergenza esterna nel Ladakh-Zaskar.

In seguito alla collisione continentale avvenuta fra l'India e l'Asia, i terreni del margine nord-indiano sono stati deformati, poi sovrascorsi in direzione del SW. Nel SE Zaskar sono state evidenziate cinque unità tettoniche, che formano la fronte di una struttura tettonica maggiore, la falda di Nyimaling-Tsarap. Durante le fasi a vergenza esterna (D_1 e D_2), il metamorfismo si è sviluppato in modo progressivo, con la superposizione delle falde verso il SW; la fase parossistica è situata approssimativamente a 40 Ma nello Zaskar orientale. Il limite di avanzata massima delle unità tettoniche della zona tibetana si trova nella parte meridionale del terreno studiato. Dal centro dell'aerea verso il sud, il metamorfismo diminuisce progressivamente dal facies anfibolitico al facies scisti verdi inferiore.

In un periodo tardivo della deformazione, le isograde metamorfiche sono trasposte da movimenti sin- a post-metamorfici a vergenza esterna.

Gli episodi deformativi post-metamorfici possono essere riassunti in due fasi distinte: una fase di retroscorrimento a vergenza NE (D_3 e D_4) e una fase estensiva tardiva (D_5 e D_6). La fase tettonica diretta verso NE (D_3) è sottolineata dapprima da grandi pieghe isoclinali, poi da retroscorrimenti. La fase D_3 causa la formazione di un duomo tettonico D_4 . La zona tibetana dello Zaskar orientale è stata interessata da una tettonica di tipo estensivo. Una prima generazione di faglie normali a basso angolo (D_5) combinata con un'altra faglia normale a forte immersione (D_6) e all'erosione è responsabile della messa a giorno di terreni interessati da metamorfismo di alto grado.

Abstract

The study of the sedimentary series of the Tibetan zone in the Higher Lahul-SE Zaskar resulted in the establishment of a synthetic lithostratigraphic column, extending from the Lower Cambrian to the Upper Cretaceous.

New elements were brought in the knowledge of the Paleozoic structuration of the Gondwanian segment corresponding to the investigated region. During the Ordovician or the Silurian, locally extensive conditions favoured the creation of a syn-sedimentary fault, which throw is estimated to 800 m. The pre-rift history of the Tibetan zone at the Upper Paleozoic has been precised by the evidence of at least three different magmatic phases: within plate alkaline basalts presumably Carboniferous, an alkaline granite of mantellic or infracrustal affinity dated 284 ± 1 Ma, and the tholeiitic within plate basalts of the Panjal Traps (Upper Permian). The lapse of time between the beginning of the rifting and the oceanization is of about 80 Ma.

The detailed study of lithostratigraphic sections revealed complete sedimentary cycles, ranging from intertidal to supratidal facies, in the lithologies of the Upper Trias. The evaporitic levels in the top series of the Lilang Group explain the almost systematic presence of lower layers of the Kioto Group (Upper Trias) as base levels of the externally vergent overthrusts in Ladakh-Zaskar.

Consequently to the continental collision of India and Asia, the terrains of the North-Indian margin have been deformed, then overthrust towards the SW. Five tectonic units have been individualized in SE Zaskar; they form the allochthonous front of a major tectonic structure, the Nyimaling-Tsarap nappe. During the externally vergent phases (D_1 and D_2), the metamorphism gradually developed with the stacking of the nappes towards the SW; the climax was reached at approximately 40 Ma in the eastern Zaskar. The maximal advance of the tectonic units of the Tibetan zone is situated in the southern part of the studied area. From the centre of the area towards the south, the metamorphism gradually decreases from the amphibolite facies to the lower green schists facies.

In a late period of deformation, the metamorphic isogrades are cut by syn- to post-metamorphic SW vergent movements.

The post-metamorphic deformation phases can be divided into two distinct events: a NE vergent backthrusting phase ($D_3 + D_4$) and a late extension ($D_5 + D_6$). The mass transfer towards the NE (D_3) is first underlined by great isoclinal folds, then by backthrusts. This event is underlined by calcite twinning and quartz recrystallization. The D_3 phase caused the formation of a tectonic dome D_4 .

The Tibetan zone of eastern Zaskar has been affected by late extensional tectonics. The combined effects of a first generation of low angle normal faults (D_5), a high-dipping normal fault (D_6), and erosion, are responsible for the denudation which allowed the outcropping of high metamorphic terrains.

Remerciements

C'est au moment d'écrire ces lignes que l'on s'aperçoit à quel point le travail de longue haleine qu'est une thèse n'a pu se faire sans le concours de nombreuses personnes.

Je remercie chaleureusement le professeur Henri Masson pour son soutien constant et efficace tout au long de mon travail. Le professeur Albrecht Steck tient une place particulière par les longues et nombreuses discussions que nous avons eues, au cours desquelles j'ai pu profiter de ses vastes connaissances. Aymon Baud, par ses remarques constructives, a contribué à améliorer le manuscrit; je lui suis reconnaissant pour sa disponibilité. Le professeur Arnaud Pêcher a tout particulièrement été généreux de son temps, ouvert et accueillant; son expérience himalayenne m'a grandement aidé.

J'ai eu beaucoup de plaisir à travailler avec Jean-Claude Vannay, mon voisin du sud et de bureau; ses avis m'ont toujours intéressé.

Sur le terrain, j'ai pu profiter de la présence de collègues et amis, Robin, Mario et Ruth, Marianne, Jean-Daniel, Anne, Guy, Hugo, Lukas, Preeta et enfin Edgar, celui par qui la boucle se boucle. Une émotion très forte m'étreint en pensant à tous les amis indiens que j'ai appris à connaître.

Je pense enfin à tous les gens de l'Institut qui m'ont apporté une aide précieuse, dans leurs laboratoires ou leurs bureaux, je les remercie de tout coeur.

Ce travail de thèse a été financé par le FNRS (projets 21-25 573.88 et 20-30297.90) et l'Université de Lausanne. L'impression de ce Mémoire a pu être réalisée grâce aux subsides de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, du Fonds Pierre Oguey et de l'Institut de Géologie de Lausanne. Je leur en suis très reconnaissant.

Enfin, comment pourrai-je exprimer ma gratitude à ma compagne, présente derrière chaque mot et entre chaque ligne de ce manuscrit.

Je te dédie cette thèse à toi qui m'as tellement donné.

Chapitre premier

Où l'on approche l'histoire d'un géant merveilleux

Cadre général

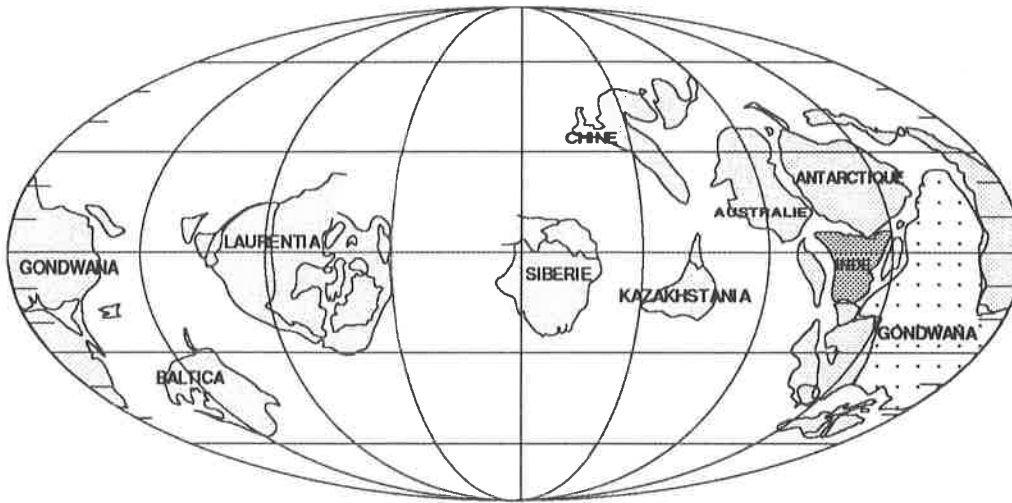
Parmi les chaînes de montagnes qui dominent la surface de la terre, l'Himalaya est certainement celle qui suscite en nous des images extrêmes, faites d'inaccessibilité, de froid et de solitude, mais aussi de beauté sauvage et de pureté.

Le bâti himalayen sert de trait d'union, ou de séparation, entre deux civilisations millénaires, la chinoise et l'indienne. De part et d'autre de cette chaîne vit pratiquement la moitié de la population du globe qui, par delà les difficultés morphologiques, a entretenu des échanges commerciaux et culturels constants à travers les siècles. D'autres peuples, d'importance numérique bien moindre, marquent cependant de leur empreinte religieuse et culturelle les hauteurs du séjour des neiges: les tibétains, les doms du Kumaon et du Gharwal, les kolis de l'Himachal Pradesh, les khasas du Népal central ou les khambas du Tibet sud.

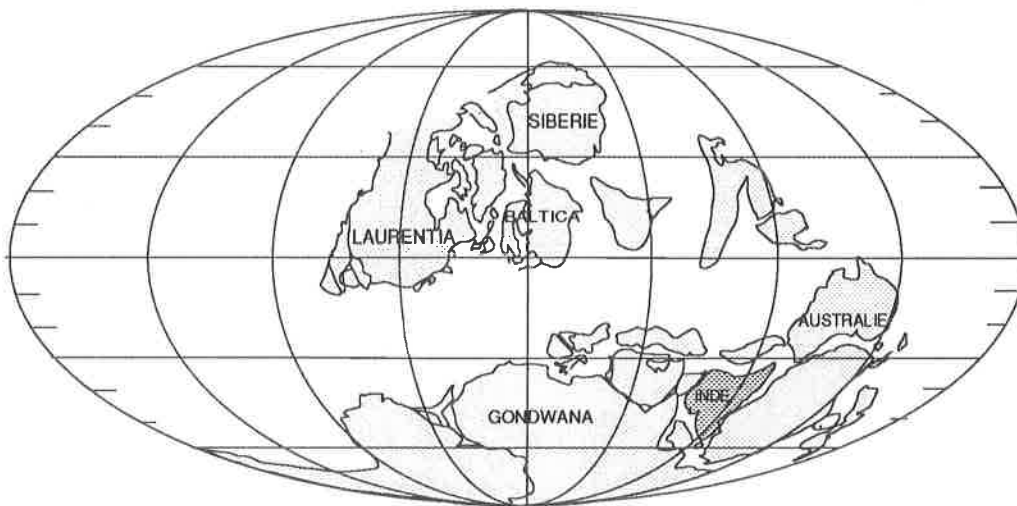
Malgré ses dimensions respectables, soit près de 2800 kilomètres, l'Himalaya ne représente qu'une petite partie d'un ensemble de systèmes montagneux qui s'étend de la péninsule indo-chinoise jusqu'aux Alpes.

Géologiquement, l'Himalaya est le point de rencontre de deux mondes éloignés à l'origine de plusieurs milliers de kilomètres, aujourd'hui partiellement disparus ou démembrés: les continents de Gondwana et de Laurentia. Les mouvements de tectonique des plaques, qui font de notre terre une planète active, modifient constamment les contours et la position relative des terres émergées aussi bien que de leurs prolongations sous-marines. Au cours des temps géologiques, le continent sud (Gondwana) se morcèle petit à petit (Fig.1), et les îles ou continents ainsi formés vont migrer dans différentes directions pour se rattacher à d'autres terres émergées, comme par exemple à Laurentia. Des mers ou des océans vont s'ouvrir entre les masses de terre qui se séparent, d'autres vont disparaître lorsque les plaques tectoniques vont se percuter et se souder les unes aux autres. Ainsi, les deux continents de Laurentia et de Gondwana seront séparés par un océan appelé Paléo-Téthys durant une grande partie du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque, et par la Néo-Téthys durant tout le Mésozoïque et le début du Tertiaire. Pendant toute l'histoire géologique du Gondwana, l'Himalaya va se former petit à petit en tant que partie de ce continent. Tous les événements tectoniques, magmatiques ou climatiques affectant le Gondwana vont avoir une répercussion plus ou moins grande sur le domaine paléogéographique nord indien, en particulier dans l'enregistrement sédimentaire. Au cours de millions d'années marquées par des périodes d'activité tectono-magmatique alternant avec des périodes plus calmes, le domaine himalayen nord indien du Gondwana va acquérir une identité propre, liée à sa position géographique. Lorsque le bloc indien se sépare de la masse continentale au Crétacé et se déplace en direction du nord pour aller percuter l'Asie, il emmène avec lui l'enregistrement de sa "vie" au Gondwana, du Protérozoïque au Crétacé.

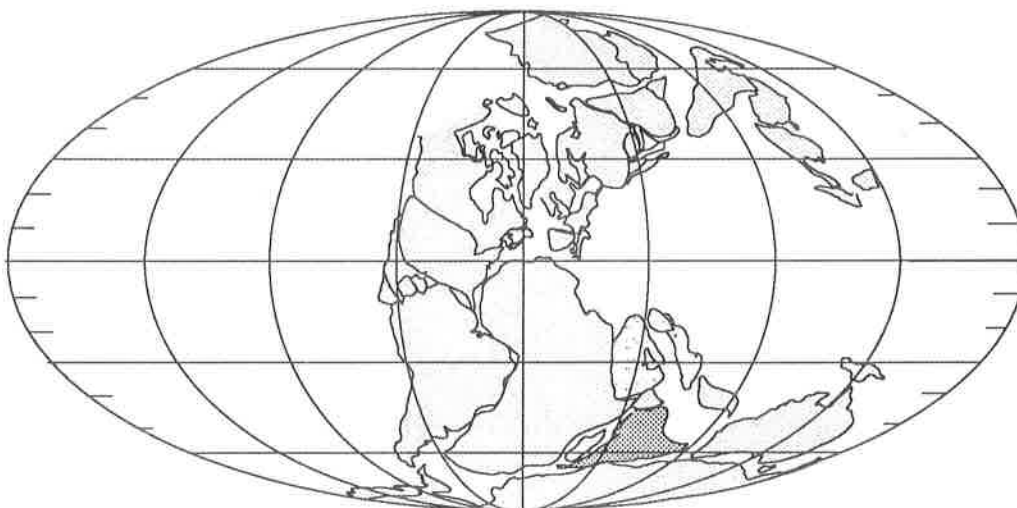
Les investigations géologiques dans l'Himalaya peuvent donc avoir deux buts, non nécessairement incompatibles: celui d'étudier les effets de la collision entre deux masses continentales, ou celui de se pencher sur les particularités du domaine paléogéographique du Gondwana, afin de permettre une reconstruction palinspastique de l'arrangement terrestre à des périodes déterminées. Dans ce dernier cas, la collision continentale aura comme effet négatif de perturber ou d'effacer la structuration originelle, ou même de faire disparaître des portions importantes de domaines paléogéographiques. La collision donne en revanche l'opportunité d'étudier des terrains qui seraient sans cela profondément enfouis sous la surface de la terre.



Reconstruction paléogéographique des terrains au Cambrien supérieur



Situation au Dévonien inférieur



Situation au Permien supérieur

Fig. 1: Reconstructions paléogéographiques des plaques tectoniques au Paléozoïque d'après Scotese et al. (1979)

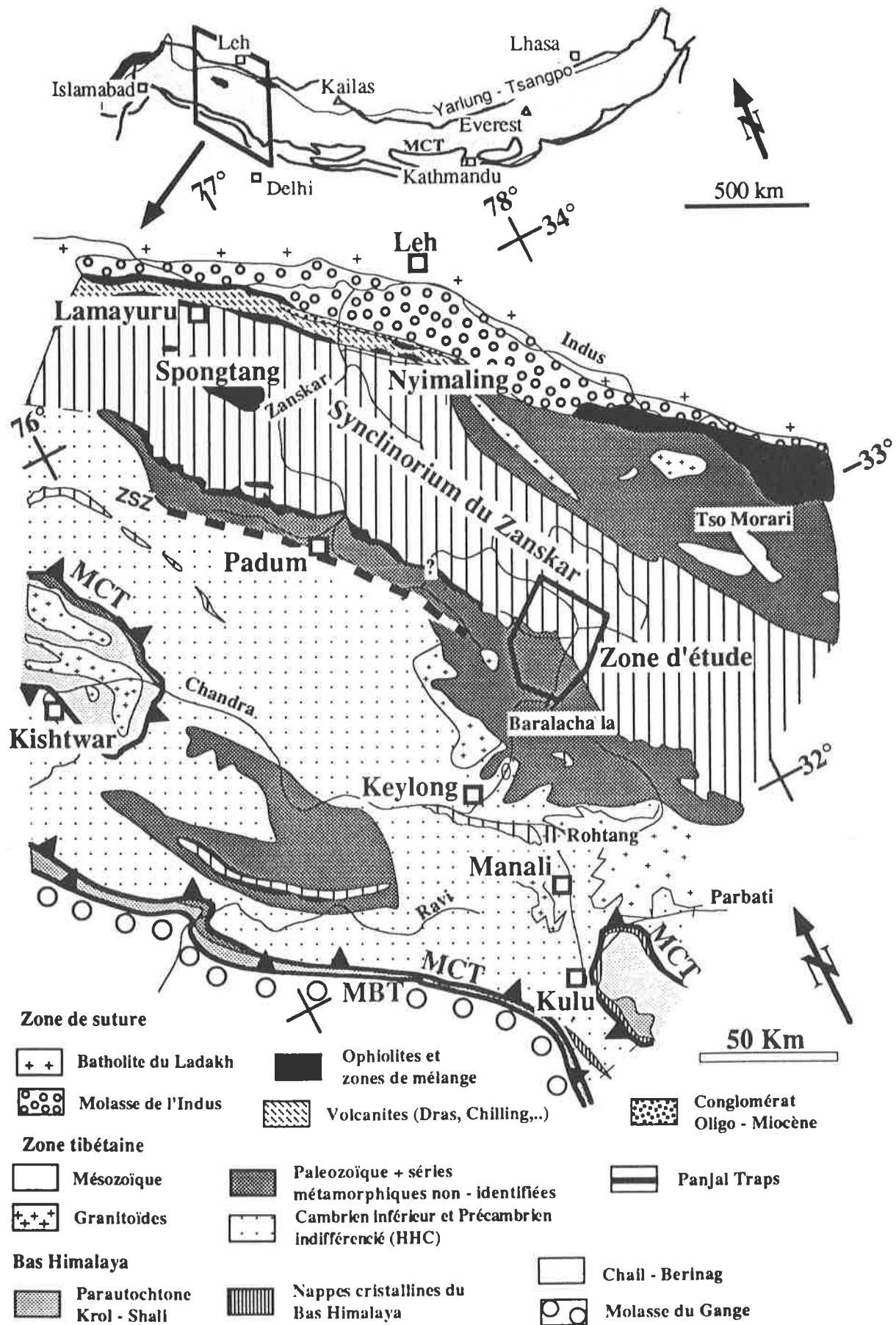


Fig. 2: Esquisse géologique de l'Himalaya indien d'après Fuchs (1982b), Baud et al. (1984), Frank et al. (1987), Stutz (1988) Sutre (1990), Talon (1990) Steck et al. (1993) et nos propres levés de terrain. MCT: Main Central Thrust, MBT: Main Boundary Thrust

Les principales unités structurales

Selon le consensus admis par les géologues himalayens, la partie nord-occidentale de l'Himalaya indien peut être divisée en six domaines tectoniques et lithologiques, de la paléomarge active sud asiatique au continent indien:

- 1) le batholithe calco-alcalin du Ladakh, intrusif dans la paléomarge active du bloc du Ladakh - Kohistan, engendré par la subduction de la croûte océanique depuis le Crétacé inférieur.
- 2) la zone de suture Indus-Yarlung, comprenant des roches ultramafiques, des sédiments océaniques, des flysch, des mélanges tectoniques et des conglomérats molassiques. Ces roches représentent les domaines océaniques distaux de la marge nord indienne qui seront petit à petit obductés vers le sud.
- 3) l'ensemble sédimentaire de la zone tibétaine, formé de terrains d'âge précambrien supérieur à éocène et d'intrusions du Paléozoïque inférieur, supérieur et du Tertiaire. Sont aussi compris dans ce domaine les sédiments distaux du Permien au Crétacé de l'unité de Lamayuru.
- 4) les séries cristallines du Haut Himalaya, appelées Dalle du Tibet par les français ou High Himalayan Crystalline (HHC) par les chercheurs anglo-saxons. Elles sont composées de métasédiments d'âge protérozoïque supérieur à paléozoïque (peut-être même mésozoïque), d'ortho et de paragneiss et d'intrusions de roches d'âge paléozoïque et tertiaire.
- 5) les séries du Bas Himalaya (Lesser Himalaya), séparées du HHC par un contact tectonique majeur à vergence externe (SW), le MCT (Main Central Thrust). Les terrains de ce domaine sont essentiellement des métasédiments allant du Précambrien au Mésozoïque, chevauchant les terrains du Sub-Himalaya par le MBT (Main Boundary Thrust).
- 6) les sédiments molassiques tertiaires du Sub-Himalaya, qui forment les contreforts méridionaux du bâti himalayen; il s'agit de la chaîne de collines des Siwaliks et des Murees. Ce domaine est séparé des dépôts quaternaires de la plaine indienne par le chevauchement frontal (MFT: Main Frontal Thrust) encore actif de nos jours.

Recherches géologiques au Zaskar - Spiti: 150 ans d'histoire

A l'opposé du Haut Himalaya du Ladakh, très longtemps fermé aux occidentaux, la région du Spiti a été rapidement connue des scientifiques du monde entier, en particulier pour sa grande abondance et sa variété de fossiles. Son accès étant relativement aisé par les "foothills", où les riches indiens et étrangers échappaient à la moiteur de la mousson, plusieurs expéditions ont parcouru le Haut Lahul et le Spiti, et ce, dès le 19^e siècle (Jacquemont, Gerard; cf. De Margerie 1929; 1935).

C'est vers le milieu des années 1860 que les géologues du Geological Survey of India s'aventurèrent plus au nord, à travers le Rupshu, jusqu'à la vallée de l'Indus, et par la suite, au Zaskar centre-oriental. Les comptes-rendus de ces expéditions furent publiés par Ferdinand Stoliczka (1866a, b). En 1883, Lydekker, géologue au Survey, publia la première synthèse d'importance sur les connaissances géologiques de l'Himalaya du nord-ouest, résultat de ses propres expéditions, ainsi que du matériel non encore publié du Survey. Cette tâche, initialement confiée à Stoliczka, a été menée à bien par Lydekker en raison de la mort accidentelle du grand géologue.

Le début du siècle fut marqué par l'approfondissement des connaissances paléontologiques de la région de Spiti, qui contribuèrent à l'établissement de coupes de référence. Hayden (1904, 1908) poussa ses recherches jusqu'au Tso Morari et au Zaskar oriental (Fig.2). Dans sa monographie de 1904, cet auteur publie une remarquable carte topographique, annotée d'observations géologiques. En 1912, le paléontologue autrichien Diener publie la somme des connaissances établies sur le Trias du Spiti. Les travaux de Stoliczka, Lydekker et Hayden vont influencer pendant près d'un siècle les recherches géologiques dans tout l'ouest himalayen, du Népal au Pakistan.

Les investigations himalayennes en Inde du nord-ouest vont connaître encore de belles heures, notamment avec l'expédition italienne de De Filippi en 1913-14 - dont les résultats seront publiés par Fossa Mancini (1928) et Dainelli

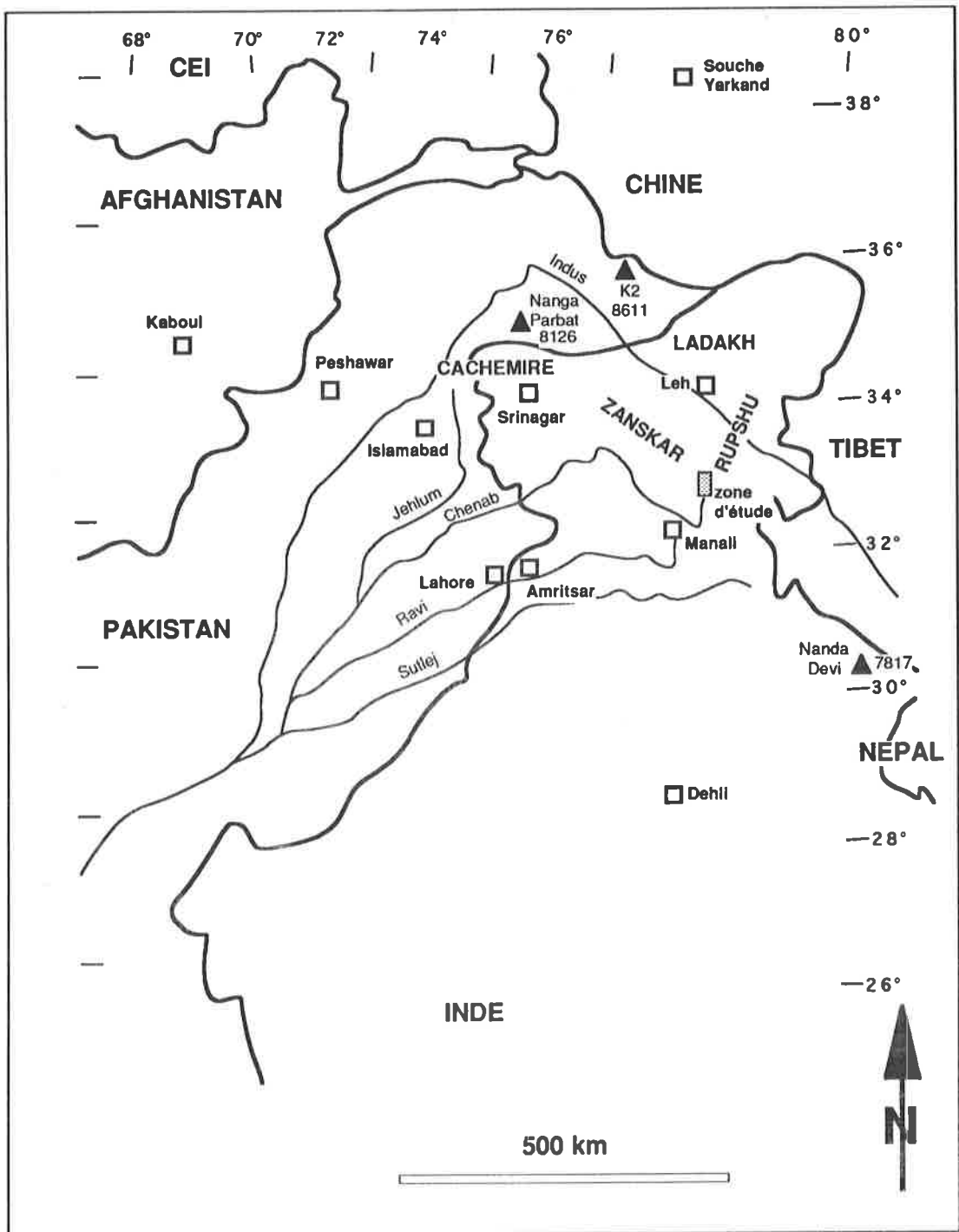


Fig. 3: Carte géographique de l'Himalaya nord-occidental

(1933-34) - ou celle de De Terra (1935). Ces recherches toutefois ne concernent que la partie orientale du Cachemire et le Ladakh. Citons encore Norin (1945) et Berthelsen (1953) qui ont travaillé aux environs de ce secteur, le premier du côté chinois et l'autre dans la région du Tso Morari, mais il faut attendre 1964 pour que paraisse le magnifique ouvrage d'Augusto Gansser, faisant la somme des connaissances de l'arc Himalayen.

Les années 70 furent marquées par l'avènement d'une école indienne de géologie himalayenne, impliquant les Universités de Chandigarh, Dehra Dun, Luknow et Roorkee. Alors que le Ladakh s'ouvrait aux étrangers, le Haut Lahul, et plus encore le Zaskar oriental furent interdits d'accès pour les non-ressortissants indiens, créant de fait une zone d'étude exclusive pour les géologues indiens. Seuls quelques géologues autrichiens et australiens purent mener à bien des recherches dans la vallée de Kulu, dans la Chandra et au Haut Lahul (Frank et al. 1973, 1977; Powell & Conaghan 1973a, b). Cette dernière région ne fut progressivement ouverte au tourisme, et par conséquent aux scientifiques étrangers, qu'au début des années 80. Le Zaskar oriental intéressa d'emblée les chercheurs italiens, anglais, autrichiens et suisses, qui purent confronter sur le terrain une décennie d'observations indiennes.

L'ouverture récente de la route Manali-Leh (1990), ainsi que du Spiti (1992) aux touristes n'a pas encore permis aux chercheurs de publier le résultat de leurs recherches.

Buts de l'étude

Depuis 1979, la section des Sciences de la terre de l'Université de Lausanne et du Musée de géologie ont entrepris un programme de recherches dans des régions encore peu connues géologiquement de la chaîne himalayenne indienne, au Ladakh et au Zaskar (Fig. 3). L'attention s'est rapidement concentrée le long d'un tronçon nord-sud, incluant une partie des domaines tectoniques et lithologiques impliqués dans la collision continentale, du batholithe du Ladakh jusqu'aux séries cristallines du Haut Himalaya. Jusqu'à ce jour, les professeurs Steck et Masson et le Dr Baud ont effectué plusieurs missions géologiques le long de cette traverse, et, en parallèle, quatre travaux de thèse se sont succédé sur certaines portions de la coupe. Géographiquement, les deux premières thèses se situent au nord, dans la zone de suture, comprenant les trois premiers domaines structuraux cités à la page 7. Les deux autres travaux se situent plus au sud, dans les séries sédimentaires et cristallines du Haut Himalaya du Zaskar oriental, du Haut Lahul et du Spiti nord-occidental.

La finalité de ces travaux d'étude a été de comprendre les mécanismes ayant contribué à la formation du système orogénique himalayen, et de proposer un modèle d'évolution tectono-métamorphique cohérent.

Dans le cadre de la présente thèse, l'étude des unités sédimentaires de la zone tibétaine au Zankar oriental et au Haut Lahul avait plusieurs buts:

1. Le levé cartographique détaillé de la région
2. Etablir l'histoire tectonique des unités structurales de la région
3. Préciser les conditions du métamorphisme amphibolite localisé au sud de Sarchu
4. Comprendre les relations tectoniques entre la zone de racine de la nappe de Langthang-Khurna (Stutz & Steck 1986; Stutz 1988) et les nappes du Zaskar (Baud et al. 1982, 1984)
5. Eclaircir la signification de la faille normale de Sarchu.

Cartographie et toponymie

Le levé géologique de terrain a été effectué sur la base d'une image-satellite au 1:400'000, agrandie sur film à l'échelle du 1:50'000 et tirée sur papier par procédé héliographique. La résolution des images obtenues par les prises de vue du satellite français SPOT (IDN 0137411K) permet d'identifier des objets (routes, ravines, rivières, végétation) de moins de 10 mètres de large. Les observations de terrain sont directement rapportées sur le tirage héliographique, ce qui permet une grande précision de report des levés.

Le géologue, dans son travail de terrain, se base sur la toponymie locale pour désigner des formations lithologiques, des unités tectoniques, ou plus simplement pour situer géographiquement une description. Dans le cas de notre région d'étude, nous nous sommes essentiellement basés sur la toponymie utilisée par l'office du tourisme de l'Himachal Pradesh (Trekking route map of Himachal Pradesh sheet # 2, first edition 1976), la carte des chemins de trek d'Artou (1987) et les noms publiés par les géologues ayant travaillé dans la région. Toutefois, nous avons dû utiliser de nouveaux toponymes, non attestés par écrit.

La région comprise entre le Baralacha la et le Marang la correspond à une zone de transition linguistique entre le tibétain et l'hindi, et à une frontière d'état entre l'Himachal Pradesh et le Jammu & Kashmir. Comme il n'existe aucune concentration permanente de population, l'établissement de la toponymie dépend donc très fortement des personnes vivant temporairement en ces lieux. Au cours de nos campagnes de terrain, nous avons surtout rencontré des bergers venant du sud, de la vallée de Kulu et même de Dharamsala, des paysans zanskarpas venant s'approvisionner en bois de saule ou menant leurs yacks à leurs pâturages d'été, des ouvriers népalais et tamouls entretenant l'impossible route reliant Manali à Leh, et des soldats provenant de toutes les régions de l'Inde. La présence tibétaine se manifeste non seulement par les chorten et les murs mani, disposés irrégulièrement le long du sentier qui relie le Haut Lahul au Zaskar par les cols du Baralacha et du Phirtse, mais aussi par les pèlerins rejoignant les monastères des environs (Zangla et Phugtal).

De par le caractère cosmopolite des personnes rencontrées durant notre étude et le manque d'habitants permanents, il ne nous a pas toujours été possible de vérifier le bien-fondé des toponymes.

Chapitre deuxième

Dans lequel les Formations et les Membres s'ébauchent et sont présentés aux lecteurs

Les séries sédimentaires de l'Himalaya téthysien dans la région du Zaskar - Spiti ont fait l'objet d'études stratigraphiques et sédimentologiques de différentes portées (Stoliczka 1866; Lydekker 1880, 1883; Hayden 1904, 1908; Diener 1912; Fossa Mancini 1928; Berthelsen 1953; Fuchs 1975, 1977, 1982a, 1987; Nanda & Singh 1977; Thakur & Virdi 1979; Srikantia et al. 1980; Ganesan et al. 1981; Baud et al. 1982, 1984; Kelemen & Sonnenfeld 1983; Thakur & Gupta 1983; Gaetani et al. 1986; Oloriz & Tintori 1991). Au SE Zaskar, certains stratigraphes ont entrepris des études plus ou moins approfondies: celles de Raina & Bhattacharyya 1974; Gupta & Kumar 1975; Kanwar & Ahluwalia 1979; Kanwar & Bhandari 1979; Srikantia 1981; Garzanti et al. 1986; Gaetani et al. 1990; Alméras et al. 1991, en sont les principales.

Le métamorphisme régional - pouvant atteindre le faciès amphibolite - et l'intense déformation qui caractérisent notre région ne permettent pas de constituer de bonnes coupes de référence. Par contre, sa position géographique en fait une zone clé entre deux domaines bien décrits de la zone tibétaine: les bassins du Zaskar et du Spiti. Une abondante littérature fournit de nombreux points de comparaison avec les séries sédimentaires situées à l'est et à l'ouest.

D'un point de vue structural, la région étudiée a la particularité d'être une zone de front de nappes. Un niveau stratigraphique peut être très différent selon l'unité tectonique dans laquelle il se trouve, en particulier les niveaux à conglomérats continentaux, dont la géométrie de dépôt est déjà difficile à appréhender dans des régions moins déformées. Même en connaissant la position relative originelle des unités, il n'est pas toujours possible de procéder à une reconstitution palinspastique du domaine nord-indien, des segments entiers pouvant être tectoniquement soustraits à l'observation.

Cette section de l'étude présente la lithostratigraphie locale, avec une description sédimentologique des unités, quand celle-ci a été possible. Les niveaux stratigraphiques reconnus sont présentés de manière systématique. Dans le cas de variations de faciès, plusieurs coupes de la même formation sont décrites.

L'établissement d'une colonne lithostratigraphique locale permet de comprendre les déformations subies par les terrains, et la reconnaissance de nombreux critères de polarité a souvent confirmé certaines interprétations tectoniques. Cette étude est à la base de ce travail de thèse, et, reportée sur la carte géologique, donne une vision spatiale de la distribution, de l'extension et de la déformation des unités.

L'extension temporelle maximale des séries de la région de Sarchu va du Cambrien inférieur au Crétacé supérieur. Trois études stratigraphiques détaillées ont été effectuées sur notre terrain d'étude. Il s'agit de celle de Gaetani et al. (1990) sur les unités lithologiques du Carbonifère inférieur au Permien supérieur, de celle de Bucher (1991, non publiée) du Permien supérieur - Trias inférieur dans les environs de Chumik Marpo, et d'Alméras et al. (1991) pour le Dogger de la région de Charas.

6'500 m de coupes ont été levés dans le cadre de cette étude. Les noms et les âges attribués aux formations correspondent à ceux de la littérature. La rareté de la faune, ainsi que son état de préservation médiocre, n'a pas permis de préciser l'âge des formations par rapport à ce qui est connu. Une synonymie a été établie entre les termes utilisés au SE Zaskar, au Spiti, au Népal et au Ladakh, nous avons donc cherché à constituer une colonne stratigraphique et lithostratigraphique comprenant les séries déjà reconnues dans des régions où l'analyse est moins perturbée par la tectonique ou le métamorphisme.

Consécutivement à la description lithostratigraphique, une tentative d'interprétation du milieu de dépôt a été insérée, lorsque celle-ci permet de préciser les interprétations faites par les spécialistes.

Dans le but d'alléger le texte, les termes: groupe, formation et membre seront abrégés en gr., fm. et mb. respectivement. Le nom des unités sera francisé, mais dans le cas de termes anglais largement usités, il sera mis entre guillemets. Le Permien moyen n'étant pas un intervalle de temps reconnu, il sera également mis entre guillemets.

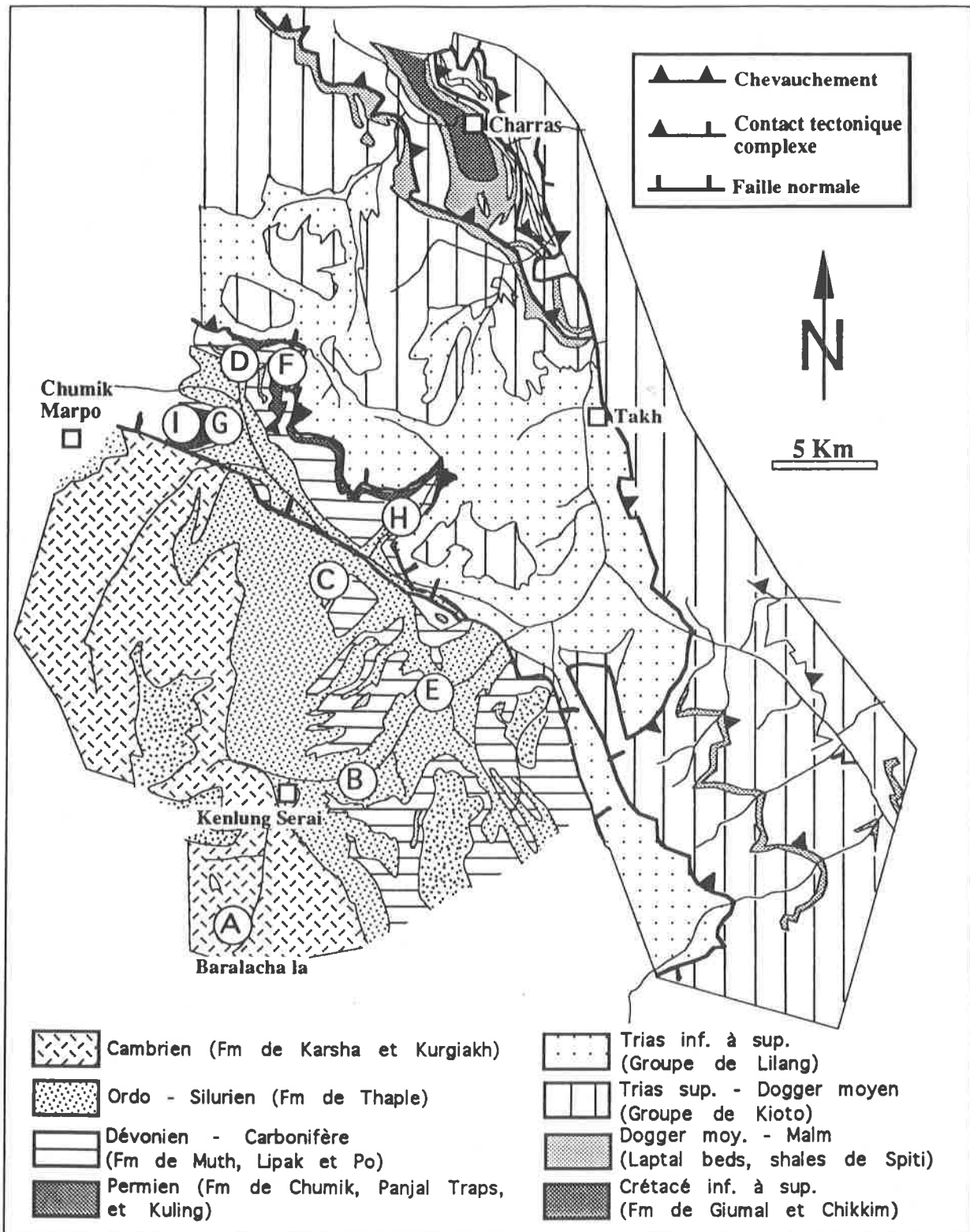


Fig.4: Localisation des coupes lithostratigraphiques du Paléozoïque

Le Paléozoïque

Les terrains du Paléozoïque affleurent essentiellement dans deux unités tectoniques, celles de Kenlung Serai et de Chumik (Fig. 31). L'unité de Zangla quant à elle, ne compte que trois formations du Permien "moyen" et supérieur.

Pour l'unité de Kenlung Serai, l'âge des formations reconnues va du Cambrien inférieur (Fm de **Karsha**) au Carbonifère inférieur (Fm de **Lipak**), et pour l'unité de Chumik, de l'Ordovicien (Fm de **Thaple**) au Permien supérieur (Fm de **Kuling**).


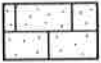

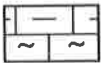

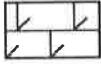
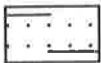
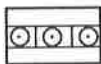

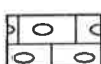


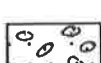
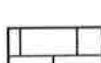
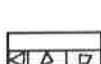

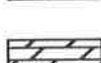
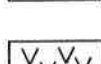
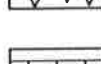
	Shale		Calcaire quartzitique
	Shale noir		Calcaire marneux
	Phyllite		Calcaire dolomitique
	Quartzschiste		Calcaire oolitique
	Quartzite		Calcaire nodulaire
	Grès, quartzarénite		Calcaire noir
	Conglomérat polygénique		Calcaire
	Brèche intraformationnelle		Gypse
	Dolomie		Basalte
			Granite Gabbro

Fig. 5: Légende des figurés lithologiques utilisés dans les profils lithostratigraphiques

La Formation de Karsha. (Nanda & Singh 1977)

Synonymie: Fm de **Kunzam La** (Srikantia 1981), Mb de **Parahio** (Fuchs 1982a)

Les **Bhabeh Series** de Lydekker (1883) comprennent les Fm de **Phe**, **Karsha** et **Kurgiakh**.

Le levé de cette coupe a été effectuée sur le versant ouest de la rivière Yunam à 3 km. environ au nord du Baralacha la (carte; Fig. 4A).

La Fm de Karsha est composée en grande partie du Membre de **Mauling** (~450 m) (Fig. 6), constitué principalement de grès et de siltstones, avec des intercalations de bancs de dolomies atteignant 5 m d'épaisseur. Mauling est chapeauté par les dolomies massives (10 m) du Membre de **Thidsi** (Garzanti et al., 1986), dans lequel ont été observées des colonies d'algues stromatolitiques formant des coupes de 10 à 15 cm de hauteur et d'un diamètre de 30 cm (Pl. 1A).

Le Membre de **Teta**, qui termine la Fm de **Karsha**, est composé d'une alternance de dolomies calcaires, de calcaires marneux et de niveaux à shales noirs. Les dolomies ont en général une couleur gris sombre, à l'aspect zébré quand elles contiennent des plages de calcaire dolomitique blanc recristallisé.

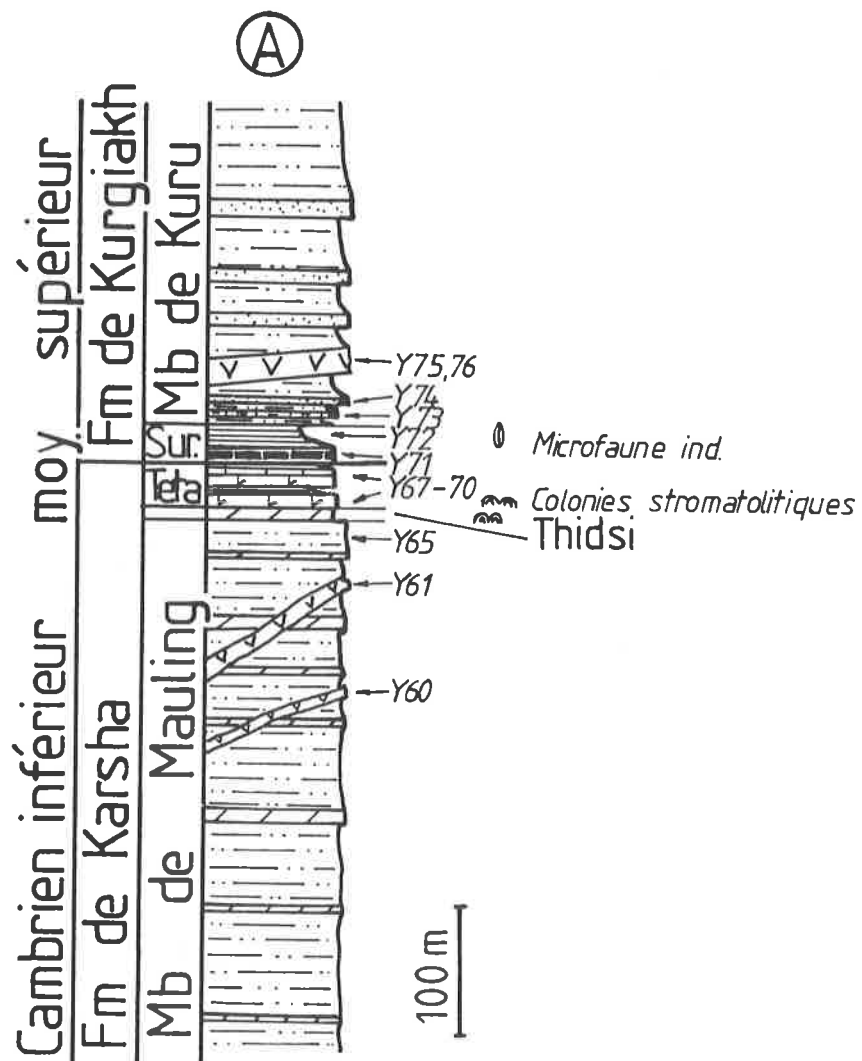


Fig. 6: Profil lithostratigraphique du Cambrien dans l'unité de Kenlung Serai. Localisation du profil: Fig. 4.

A la base des shales noirs apparaissent des galets de dolomie, parfois abondants. Leur taille ne dépasse pas 2 cm.

La partie supérieure du Mb de Teta devient progressivement plus calcaire et plus marneuse, et son sommet est formé d'une alternance de phyllites marno-calcaires à pyrite et de calcaire dolomitique noir zébré de calcite blanche. Ce Membre a une épaisseur d'environ 40 m dans notre région, mais peut passer à près de 200 à l'ouest (Garzanti et al., 1986). Dans cette Fm, l'absence de faune caractéristique n'a pas permis de préciser l'âge communément admis dans la littérature, le Cambrien inférieur à moyen.

Selon Gaetani et al. (1986), la Fm de Karsha a été déposée dans la zone de battement des marées, comme le montrent les structures de laminations entrecroisées bidirectionnelles des unités rythmées à rides de courant.

La Formation de Kurgiakh (Garzanti et al. 1986)

Synonymie: Fm de **Garbyang** (Heim & Gansser 1939; Valdiya & Gupta 1972; Sinha 1981); la Fm de **Tanze** (Thakur & Gupta 1983) serait en partie un équivalent de la Fm de **Kurgiakh**.

Le Cambrien moyen à supérieur, représenté par cette Fm, est divisé en deux membres: l'un, schisto-carbonaté, porte le nom de **Surichun** (80 m), l'autre, formé d'une alternance de siltstones et de grès, celui de **Kuru** (170 m) (Garzanti et al. 1986).

Le Mb de Surichun est composé à sa base d'un calcaire dolomitique noir d'aspect zébré, passant latéralement à un calcaire noir massif, légèrement phylliteux. Malgré la présence de tests dans le milieu du Mb, aucune détermination n'a été possible, le métamorphisme ayant recristallisé la roche.

Le Membre de Kuru présente des bancs de grès gris-vert fin à moyen, d'un à deux mètres d'épaisseur, alternés à des bancs de phyllites vertes massives très fines, épais de quelques dizaines de cm chacun.

Stutz (1988) a analysé en détail la sédimentologie des formations cambriennes dans la région de Nyimaling. Il cite deux milieux principaux de dépôts pour la Fm de **Karsha**:

- un milieu à haute énergie et faible profondeur (zone intertidale à supratidale)
- un milieu à énergie faible et faible profondeur (zones intertidale et subtidale)

Plus à l'est, dans la région du Kumaon, les terrains du Cambro-Ordovicien montrent un caractère plus carbonaté.

Entre la Fm de Karsha et celle de Kurgiakh, l'approfondissement du milieu de dépôt est expliqué par une accélération de la subsidence (Gaetani et al. 1986).

La Formation de Thaple (Nanda et Singh 1977)

Synonymie: Fm de **Thango** et de **Takche** (Srikantia et al. 1980)

D'âge Ordovicien à (?) Silurien, cette Fm affleure dans les unités de Kenlung Serai et de Chumik. Par leur environnement fluvial et deltaïque, certains sédiments de cette Fm peuvent présenter des variations de faciès et d'épaisseur considérables sur des distances relativement faibles. Plusieurs coupes à travers ces deux unités (Fig. 7) ont donc été nécessaires afin d'obtenir une vision complète des faciès que peut adopter Thaple. Certains faciès communs aux trois coupes sont caractéristiques et bien positionnés par rapport à une coupe synthétique. D'autres niveaux, par contre, peuvent s'exclure mutuellement. Il existe enfin des niveaux atypiques qui ne peuvent pas être corrélés avec d'autres coupes établies sur le terrain d'étude ou immédiatement au sud (Vannay, en prép.). La caractérisation des

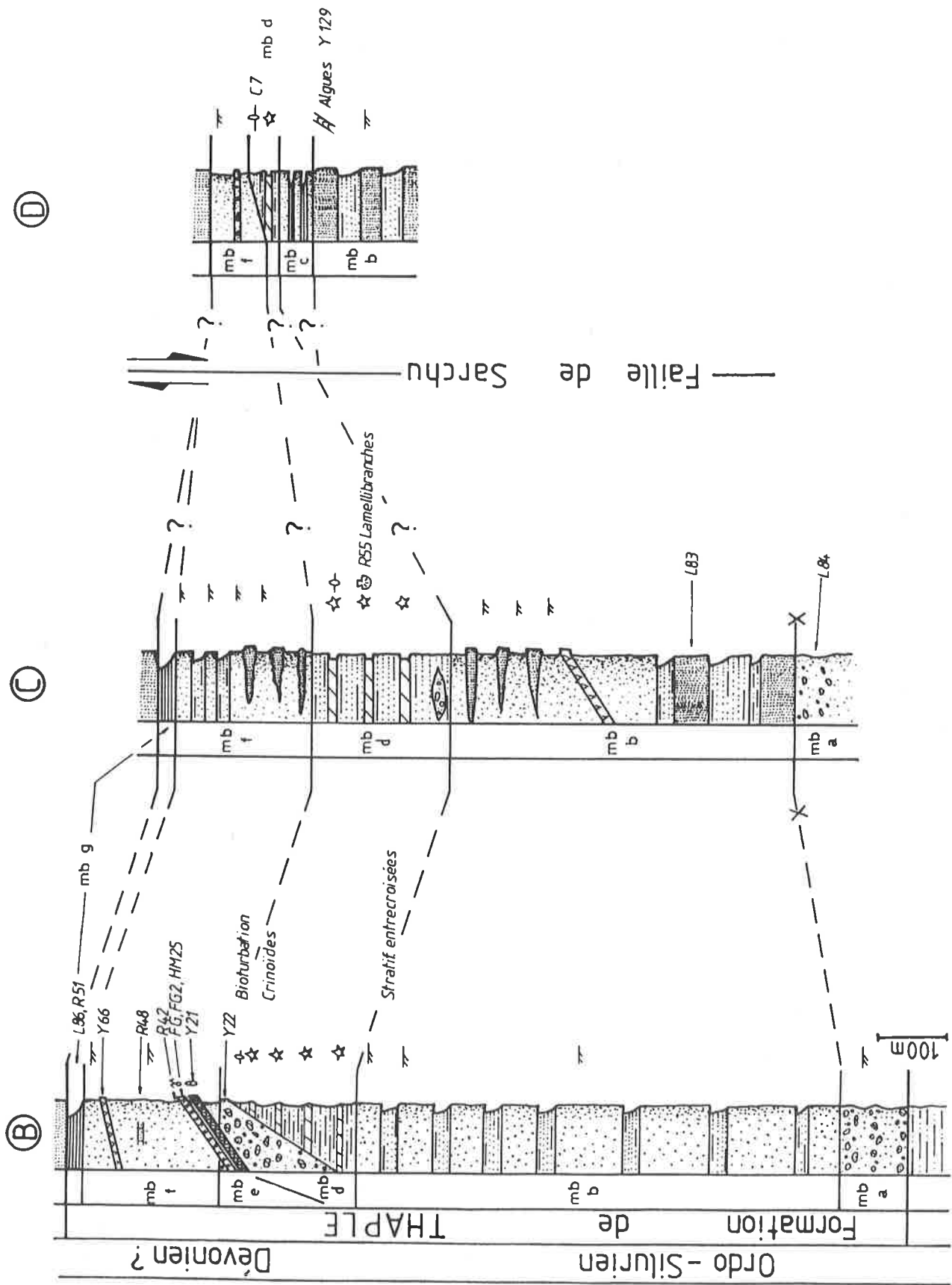


Fig.7: Profils lithostratigraphiques de la Fm ordovicienne de Thaple dans les unités de Kenlung Serai (B+C) et de Chumik (D). Localisation des profils: Fig.4.

niveaux de Thaple se base sur des critères de couleur, de contenu sédimentologique ou faunistique, et de structures sédimentaires. Ils ont été divisés en membres cartographiques.

Des trois coupes présentées ci-dessous, deux ont été levées dans l'unité de Kenlung Serai, et une dans celle de Chumik (Fig. 4B, C et D).

Coupe B - Unité de Kenlung Serai (Fig. 4B, 7B)

(lieu dit : Kenlung Serai)

La coupe a été établie en deux endroits, situés au sud et au nord de la rivière coulant d'est en ouest, qui se jette dans la Yunam pratiquement sous le pli en retour de Kenlung Serai.

La base de la Fm est composée d'un quartzschiste vert foncé à patine sombre incorporant des passes de galets de dolomies et de quartzites dont la taille varie de 3 à 30 cm. 100 mètres environ de ce faciès sont visibles à cet endroit. Cette série cartographique a été nommée **mb a**. Le passage au **mb b** est progressif; il est représenté par des quartzschistes verdâtres à biotite alternant avec des quartzites gris-verdâtre à patine gris-noir. Le haut est constitué de quartzites blancs et de grès jaunes et blancs où les stratifications entrecroisées ne sont pas rares (Pl. 1B). L'épaisseur du **mb b** atteint dans cette coupe près de 700 m.

Le bas de la falaise contenant le pli de Kenlung Serai (carte, Fig. 42) est composé de grès et de conglomérats du **mb e** (~200 m). Ce faciès conglomératique se différencie de celui du **mb b** par sa matrice violet foncé, plus grossière, et par une très forte proportion de galets de dolomies.

La série la plus typique de la Formation de Thaple dans la région est incontestablement le **mb f**, d'une puissance d'environ 200 m. Il s'agit d'un grès rouge moyen à grossier, montrant des stratifications entrecroisées à fort angle.

Les 50 derniers mètres de Thaple sont représentés par des sédiments pélitiques, fortement déformés et métamorphisés, à l'aspect lustré argenté contenant des mouchetures de biotite (**mb g**).

L'épaisseur totale de la Fm de Thaple dans la coupe de Kenlung Serai est de 1250 m.

Coupe C - Unité de Kenlung Serai (Fig. 4C, 7C)

(lieu dit : centre-sud de la Lingti chu)

Le **mb a** n'affleure que sur 50 m et semble dissocié de la coupe par un contact tectonique (cf. carte). Il n'y a pas de niveau conglomératique typique permettant d'identifier avec certitude cette série, mais les roches sont des quartzschistes vert foncé en tous points semblables à ceux observés dans la coupe précédente. En l'absence de conglomérats, le **mb a** ne se différencie que difficilement des phyllites vertes des Mb de Kuru et de Mauling.

Le **mb b** se présente comme dans la coupe précédente, par une alternance de quartzschistes à patine brun-noir et de quartzites blancs. Le haut de la série montre toutefois des structures en chenaux à remplissage de quartzite fin massif gris à patine gris-noir dans une matrice de grès grossiers à structures entrecroisées.

Le **mb e** n'apparaît guère, et fait place latéralement à une série composée d'une alternance de quartzschistes verdâtres et de bancs de dolomies à crinoïdes (**mb d**). Ces crinoïdes ont une forme de bouée, avec le canal central bien visible. Sur le terrain, le faciès à conglomérat (**mb e**) exclut le faciès à crinoïdes (**mb d**), et on peut penser que ce faciès à conglomérats, surtout composé d'éléments dolomitiques, prend sa source d'éléments dans le **mb d**. Il s'agit là d'une hypothèse basée sur le fait que les dolomies à crinoïdes n'ont pas été retrouvées dans les éléments du **mb d** des coupes B et C.

Enfin, les grès grossiers du **mb f**, suivis irrégulièrement de pélites (**mb g**), chapeautent la Fm dans cette coupe.

L'épaisseur de la Fm de Thaple au sud de la Lingti dépend directement d'une faille syn-sédimentaire (Fig. 8). Au sud-est, Thaple mesure 1250 m., alors qu'au nord-ouest la Fm n'a plus que 500 mètres environ. La faille est cachetée par les quartzites blancs de Muth du Dévonien. Dans la partie réduite de Thaple, le **mb f** est quatre fois moins épais, le **mb d** disparaît complètement, le **mb b** mesure encore près de 400 m., alors que le **mb a** n'apparaît que sous un contact tectonique (cf. carte).

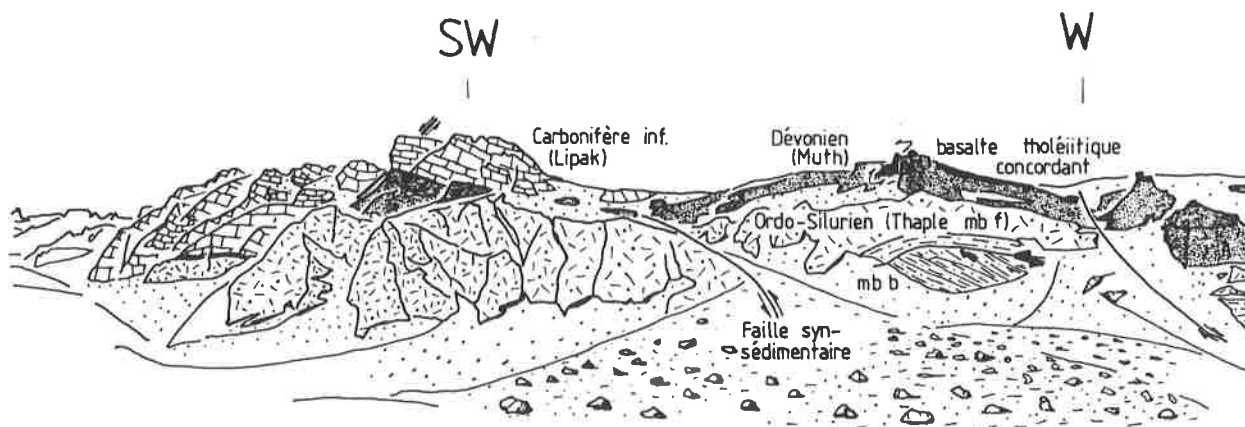


Fig. 8: Vue de la faille syn-sédimentaire de la Fm de Thaple. Cette faille, cachetée par les quartzites dévoniens de la Fm de Muth, affecte surtout le mb f de Thaple. La localisation de cette structure se trouve au sud de la Lingti chu, à 7 km environ à l'ouest de Sarchu, dans l'unité de Kenlung Serai.

Coupe D - Unité de Chumik (Fig. 4D, 7D)

Srikantia et al. (1980) et Fuchs (1987) mentionnent la présence de la Fm de **Thaple** dans le haut de la Lingti chu. La présence de cette Fm est une des caractéristiques de l'unité de Chumik pour deux raisons:

- d'après Baud et al. (1984), l'unité de Zangla n'a pas de sédiments antérieurs au Carbonifère.

- les sédiments de cette zone ne peuvent appartenir à l'unité métamorphique de Kenlung Serai (l'unité de Phugtal selon Baud et al., 1984), puisque le métamorphisme de Thaple au nord de la faille de Sarchu ne dépasse pas le faciès schistes verts inférieur, alors qu'il est de faciès amphibolite au sud.

La séquence stratigraphique de la Fm de Thaple diffère quelque peu de celle décrite dans l'unité de Kenlung Serai. Près de la Kamirup chu (cf. carte), seuls les membres b et f affleurent. Par contre, trois kilomètres vers le NW, apparaît un faciès atypique appelé **mb c**, composé de siltites jaunes alternant avec des argilites violettes en bancs métriques. Quelques bancs de grès montrent une bioturbation intense. Au-dessus, le mb f présente un faciès à grès rouge moyen à grossier à stratifications entrecroisées. L'épaisseur visible de la Fm de Thaple dans l'unité de Chumik est de 300 m.

Fuchs (1982a) et Baud et al. (1984) estiment que le matériel constitutif de cette Fm détritique se trouve dans les niveaux sous-jacents, allant jusqu'aux roches granitiques du "socle". Srikantia définit une Fm supplémentaire entre **Thango** et **Muth** qu'il nomme **Takche**, du nom d'une rivière au Spiti, formée d'une alternance de quartzites et de shales. Son sommet inclut des bandes de dolomies et un niveau de calcaire fossilifère. L'épaisseur de Takche est d'environ 150 m, et sa faune à brachiopodes et gastéropodes la situe entre le Silurien inférieur et le Dévonien inférieur. Baud et al. (1984) mentionnent la présence de cette Fm dans le haut de la vallée de la Lingti, mais son extension latérale semble être limitée, ce qui ne fait pas de Takche un élément caractéristique du sommet de la Fm de Thaple. Les seuls fossiles trouvés dans le sommet de Thaple sont les crinoïdes décrits précédemment.

Les déformations de l'aire de sédimentation durant l'Ordovicien

La géodynamique du domaine Nord-Indien à l'Ordovicien est caractérisée par trois éléments principaux:

- un épisode magmatique important, démontré par la mise en place de nombreuses intrusions granitiques dans cette partie du continent gondwanien (Le Fort et al. 1986)
- la présence des conglomérats de la Fm de Thaple.
- une discordance angulaire à la base de Thaple (Fuchs 1982a).

Mehta (1977, 1978), se basant sur des données radiochronologiques, associe l'intrusion des granites cambro-ordoviciens dans les séries cristallines du Bas-Himalaya à une orogénèse calédonienne, ce que réfutent avec raison Powell & Conaghan (1978) en argumentant l'absence totale de déformations liées à cette prétendue orogénèse.

La géochimie des granites cambro-ordoviciens du Cristallin du Haut Himalaya (HHC) (Debon et al. 1985, 1986; Le Fort et al. 1986; Miller & Frank 1992) peut montrer des affinités avec celle des granites intracrustaux typiques de collision et de surépaississement lié à une orogénèse (Pearce et al. 1984; Harris et al. 1986).

Selon Garzanti et al. (1986), les sédiments conglomératiques de Thaple sont engendrés par une orogénèse appelée pan-africaine, par association avec les mouvements affectant les terrains du Gondwana au Paléozoïque inférieur, situés beaucoup plus à l'ouest. L'origine des grès suggère à ces auteurs un apport cratonique, interprété par la surrexion et l'érosion d'un socle. C'est par un phénomène de basculement des séries lié à une orogénèse que Fuchs (1982a) interprète la discordance angulaire de Thaple sur les terrains du Cambrien supérieur. Dans notre région, il n'a pas été observé de discordance, tant à l'échelle de l'affleurement que cartographiquement.

Il est à relever que les éléments constitutifs des conglomérats de la Fm de Thaple proviennent des séries sédimentaires sous-jacentes du Cambrien et du Précambrien (Fuchs 1982a, Baud et al. 1984). Or, au Zanskar, le Cambrien est pratiquement complet, et au Spiti, Fuchs (1982a) mentionne une discordance basale de l'Ordovicien sur les séries cambriennes. La source du matériel constitutif de la Fm de **Thaple** pose donc problème, car le seul endroit où les séries de l'Ordovicien et une partie de celles du Cambrien manquent se trouve au nord, dans la région de Nyimaling, où les marbres de la Fm de **Lipak** du Carbonifère inférieur surmontent les quartzschistes sériciteux de la Fm de **Kurgiakh** (Stutz 1988). Il y a donc lacune là où manquent les termes supérieurs du Cambrien, jusqu'aux quartzites dévoniens de **Muth** y compris. Ces formations ont été érodées, ou ne se sont pas déposées. Ce n'est qu'au Carbonifère inférieur que la sédimentation pourra se poursuivre après une interruption d'environ 150 Ma, en concordance apparente avec les unités du Cambrien supérieur. Aucun indice de terrain n'a permis à Stutz (1988) de préciser l'origine de cette lacune.

Une alternative à des mouvements compressifs, dont la réalité n'a pas encore été démontrée, serait d'imaginer un système extensif qui affecterait cette partie du Gondwana au Paléozoïque inférieur. Si des mouvements extensifs existent à cette époque dans le continent gondwanien, ils pourraient être liés au rifting de la Paléo-Téthys. Dans la région de Sarchu, le phénomène extensif est marqué par la présence d'une faille syn-sédimentaire.. Si l'on poursuit cette hypothèse, la région de Nyimaling se trouverait à l'Ordovicien en position équivalente à l'épaulement du rift Paléo-Téthysien en Iran (Stampfli et al. 1991) où les sédiments du Dévonien supérieur reposent de manière concordante sur les séries du Cambrien inférieur.

L'existence d'une surface érosive au sommet des sédiments du Cambrien supérieur n'a pas pu être mise en évidence à Nyimaling et les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser la géométrie de cette lacune en direction du nord et du sud.

En conclusion, un certain nombre de faits nouveaux permet aussi de nuancer l'attribution univoque de la grande masse des granites cambro-ordoviciens à un phénomène de surépaississement crustal. Le Fort (comm. pers. 1992) mentionne la présence de granites d'affinité subalcaline du Paléozoïque inférieur dans les séries du Bas-Himalaya, indiquant par là une source anorogénique ou de rifting. Miller & Frank (1992) relèvent des enclaves mafiques dans le granite cambrien de Mandi, témoins d'une influence mantellique.

Compte tenu des faits nouveaux dont nous disposons, il nous est possible d'argumenter une phase extensive responsable du dépôt de conglomérats continentaux par érosion de terrains soulevés par surrexion thermique. Ce

phénomène a entraîné la formation de failles syn-sédimentaires syn-**mb f**. L'intrusion de magmas mixtes ou alcalins suggère la proximité du manteau par rapport à la surface.

L'extension temporelle des intrusions granitiques (de 620 à 460 Ma) est déjà significative du problème posé par la vision simpliste d'un seul événement "pan africain" compressif pendant une période aussi longue. D'après la datation relative de la faille syn-sédimentaire, l'événement extensif de la Lingti chu serait tardif (Silurien, peut-être Dévonien). L'étude détaillée de cette période dans l'Himalaya révélera certainement dans le futur une complexité qui croîtra avec l'accumulation des données.

La Formation de Muth (Stoliczka 1866)

Il s'agit d'un niveau-repère de première importance dans la zone tibétaine, affleurant de manière plus ou moins continue du Népal au Cachemire. Dans notre région, ce niveau est présent dans les unités de Kenlung Serai et de Chumik (Pl. 1D). Il se présente sous la forme de quartzénite (blanc-neige à légèrement jaunâtre), d'une puissance d'environ 50 m (Fig. 9), pouvant se pincer tectoniquement.

Dans l'unité de Kenlung Serai, le métamorphisme engendre de petites dépressions sur les surfaces exposées, liées à une légère hétérogénéité du matériel constitutif. L'action combinée de la déformation et de l'altération de ces surfaces donne un aspect tacheté en peau de léopard typique de ces quartzites. Dans cette même unité, la partie supérieure de Muth est composée d'une alternance de quartzites et de dolomies blondes. Quelques stratifications entrecroisées et des structures de fuite sont parfois visibles dans les quartzites de la base de la série.

L'âge de ce niveau n'est pas très bien connu, les fossiles y sont rares et peu caractéristiques (brachiopodes). Le Dévonien est un âge communément admis par sa position stratigraphique et par sa faune.

Srikantia (1981) décrit la Fm de **Muth** entre **Takche** et **Lipak** comme une alternance de quartzite blanc et de dolomies d'une épaisseur de près de 200 m. Le contact avec Takche est tranché, tandis que le passage à la Fm de Lipak semble progressif. Une faune du Dévonien moyen à supérieur a été reconnue par cet auteur. Selon Mukherjee & Dasgupta (1972), le mode de dépôt serait exclusivement éolien, tandis que Banerjee (1974) suggère un environnement de plage influencé par des dépôts éoliens. Pour notre région, un environnement intertidal à supratidal nous semble tout à fait crédible, si l'on en juge par les structures sédimentaires mentionnées.

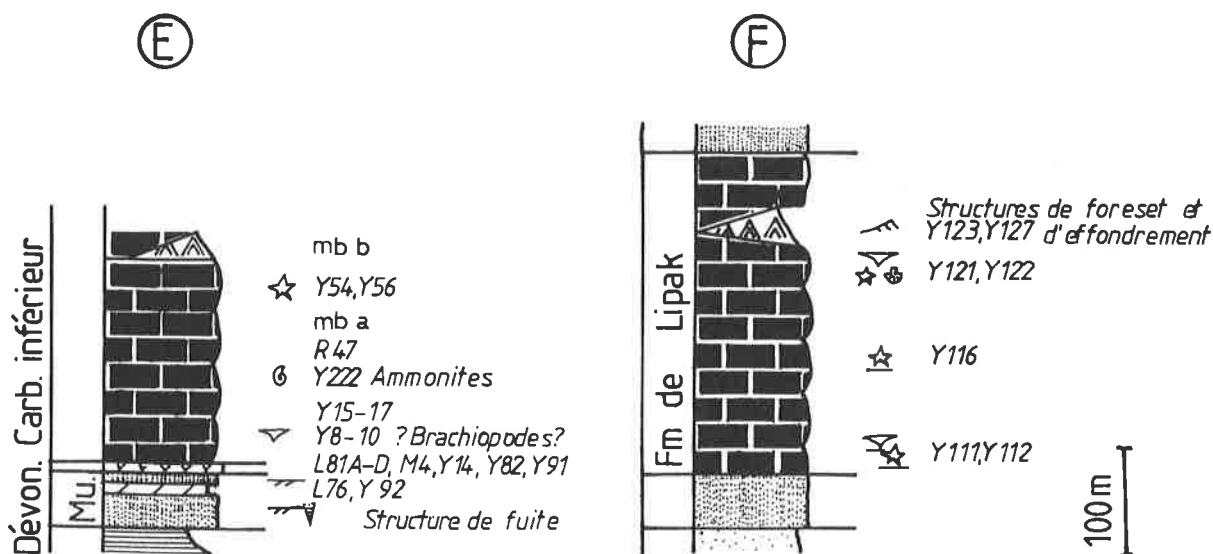


Fig. 9: Profils lithostratigraphiques des Fm de Muth (Mu) et Lipak dans les unités de Kenlung Serai (E) et Chumik (F).

La Formation de Lipak (Hayden 1908)

Synonymie: Le terme de **Kanawar System** a d'abord été défini par Hayden (1908) avant d'être repris par Srikantia sous le nom de **Kanawar Group**. Ce dernier inclut toutes les Fm entre **Muth** et **Kuling**, à savoir **Lipak**, **Po** et **Ganmachidan**. Nous pouvons mentionner encore la **Tanze Fm**, membres A et B (Nanda & Singh 1977) comme équivalent à la Fm de **Lipak**. Dans le Kumaun, les calcaires siliceux, les dolomies et les quartzites de la série de **Kali** (Valdiya & Gupta 1972) ont un âge Carbonifère inférieur.

Le Carbonifère inférieur est caractérisé par une transgression marine marquée parfois par un conglomérat de base, ce qui n'est pas le cas dans notre région. La Fm de Lipak est facilement identifiable dans la zone tibétaine, car elle forme les premières falaises importantes de calcaire sombre dans le Paléozoïque (Fig. 9).

Au nord du Baralacha la, elle représente la Fm affleurante la plus jeune dans l'unité de Kenlung Serai, où son épaisseur est d'au moins 200 m, alors qu'elle peut atteindre jusqu'à 300 m dans l'unité de Chumik. Le faciès le plus caractéristique de Lipak se présente sous forme de niveaux très riches en crinoïdes et brachiopodes (**mb a**), localisés surtout dans la partie inférieure de cette Fm. Les crinoïdes peuvent atteindre 10 à 15 cm de longueur (Pl. 1C), les brachiopodes (*spirifers*), 10 cm. La partie supérieure de la Fm est composée d'un membre à gypse d'environ 50 m (**mb b**). Ce niveau n'apparaît qu'épisodiquement dans Lipak, il est remplacé latéralement par des calcaires noirs massifs. L'absence de ce niveau est généralement due à un effet tectonique. Localement, des structures d'effondrement peuvent être mises en évidence dans les niveaux évaporitiques.

Dans l'unité de Kenlung Serai, le **mb a** présente la particularité de contenir des ammonites dans les calcaires sombres. Deux spécimens ont été trouvés en place, deux km au S de Sarchu sur la rive gauche de la Yunam, dans la trace synclinale du pli en retour de Kenlung Serai. Cet endroit se trouve approximativement dans les conditions maximales du métamorphisme régional, c'est-à-dire à 550°C et 5 kbars. Toute détermination s'est révélée impossible. Dans cette même unité, 2 km vers l'est, sur la rive opposée de la Yunam, quelques crinoïdes sont visibles. Ce n'est que 6 km au SE des affleurements à ammonites que le **mb b** est visible, en position stratigraphique sommitale (cf. carte). Il s'agit du niveau le plus jeune de l'unité de Kenlung Serai.

D'après Gaetani et al. (1986), le faciès du **mb a** représente un environnement subtidal de plateforme restreinte à ouverte, tandis que le **mb b** marque une séquence régressive et la transition d'une plate-forme interne à une *sebkha*.

Une faune riche en brachiopodes, coraux et crinoïdes donne un âge Carbonifère inférieur pour Lipak (Srikantia et al. 1980; Baud et al. 1984), plus précisément Tournaisien (Gaetani et al. 1986).

Relevons qu'avec la présence d'ammonites, l'environnement des unités du Carbonifère inférieur va de la mer ouverte jusqu'à des dépôts supratidaux.

La Formation de Po (Hayden 1904)

Synonymie: les **Fenestella shales** du Spiti (Stoliczka 1868)

Ces terrains du Carbonifère inférieur à supérieur n'affleurent que dans l'unité de Chumik, bien que Gaetani et al. (1986) mentionnent la présence de cette Fm à la base de l'unité de Zangla. Sa base est formée de grès quartzitiques gris souris à grandes stratifications entrecroisées, évoluant progressivement à une alternance de quartzites et de shales noirs en bancs métriques (Fig. 10). Le sommet de Po est composé de quartzites gris d'aspect huileux. L'épaisseur de cette Fm atteint environ 150 m.

Le milieu de dépôt est interprété par Gaetani et al. (1986) comme une plate-forme épicontinentale peu profonde passant à un environnement deltaïque proximal. Trommsdorff et al. (1982) y décrivent la présence de clastes volcaniques, et Srikantia (1981) celle de conglomérats. Gothan & Sahni (1937), sur la base de fossiles récoltés par Hayden (1904), attribuent un âge allant du Carbonifère inférieur à moyen pour la base de Po, et un âge Carbonifère supérieur pour le haut de cette Fm. Dans la basse vallée de Langthang, Stutz (1988) attribue à Po les quartzites d'aspect gras, d'après leur position stratigraphique sur les calcaires de Lipak et leur analogie avec la Fm de Po au Zanskar/Spiti.

La Fm de Chumik (Gaetani et al. 1990)

Synonymie: Le terme de **Ganmachidan** avait été introduit par Srikantia et al. (1980) pour désigner les lits de conglomérats reposant en discordance sur les quartzites de Po. Ils seraient l'équivalent des **Agglomeratic Slates** (Pareek 1976) du Cachemire.

Cette Fm a fait l'objet d'une étude détaillée de Gaetani et al. (1990) à l'extrémité ouest de notre zone d'étude, au lieu dit Chumik Marpo (Fig. 4). Elle peut être divisée en deux membres (Fig 10):

- Mb A: arénites glauconitiques vert foncé à brunes, avec quelques calcaires arénitiques, et des siltstones à la base. Ce membre contient des fossiles de brachiopodes, notamment *Megadesmus*, *Neochonetes* et *Neospirifer*.
- Mb B: microconglomérats quartzitiques à cycles métriques.

Sur la base de la description de Gaetani et al. (1990), il a été possible de reconnaître la Fm de Chumik dans les unités tectoniques de Chumik et de Zangla.

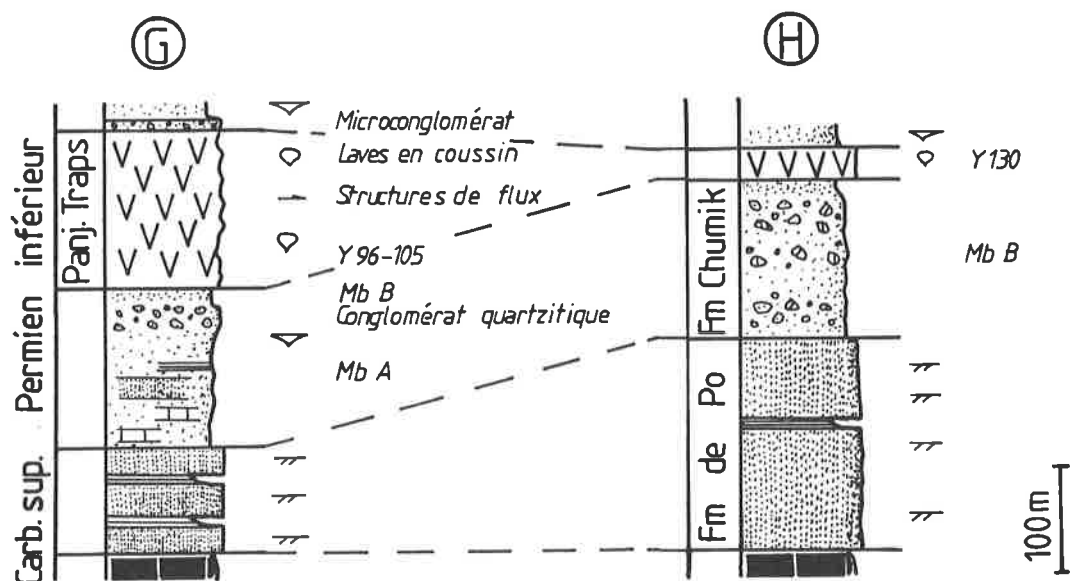


Fig. 10 Profils lithostratigraphiques des Fm de Po, Chumik et des Panjal Traps dans l'unité de Chumik ouest (G) et est (H).

Le Mb A est clairement visible dans ces deux unités, mais à cause du degré métamorphique beaucoup plus élevé dans l'unité de Zangla (schistes verts), ce n'est que dans l'unité de Chumik que des fossiles sont le mieux préservés (*Neospirifer*, Pl. 2B). Dans l'unité de Zangla, ce Membre affleure sous forme de grès grossier vert sombre, et des cristaux de muscovite métamorphique atteignant 4 mm sont présents sur les surfaces de schistosité.

Le Mb B est tectoniquement soustrait à l'affleurement dans Zangla. Deux faciès peuvent être différenciés dans l'unité de Chumik:

- 1) des microconglomérats quartzitiques, dont les éléments bien arrondis n'ont pas plus d'un à deux cm de diamètre, sont caractéristiques de la région de Chumik Marpo (Fig. 10G; Pl. 2C).
- 2) le faciès de ce Membre passe en direction de l'est, sur la rive nord de la Lingti chu, à des galets de quartzites, de dolomies et de calcaire (\varnothing : 0.5 à 20 cm) pris dans une matrice de grès moyen rouge foncé (Fig. 10H; Pl. 2D). Les

roches du Mb B de cette zone ressemblent beaucoup à la description des **Agglomeratic Slates**.

Le membre A contient des faunes du Sakmarien, tandis que le membre B ne contient pas de faune caractéristique (Gaetani et al. 1990).

Une surface d'érosion entre les Fm de **Po** et de **Chumik** a été observée au sud du Baralacha la (Vannay & Spring sous presse). Le type de dépôt du Permien inférieur ressemble beaucoup à celui de la Fm ordovicienne de **Thaple**: une discordance basale érosive suivie de conglomérats composés d'éléments des séries sous-jacentes. Un autre fait confirme cette similitude, avec la présence dans la région d'un granite daté par U/Pb de 284 ± 1 Ma (Spring et al. sous presse), au Sakmarien (Ross et al. 1992). Cet âge correspond plus ou moins à la lacune temporelle entre les Fm de Chumik et Po démontrée par Gaetani et al. (1990), et par la discordance mise en évidence au Baralacha la par Vannay & Spring (sous presse). Contrairement aux granites Cambro-Ordoviciens du Haut Lahul, le granite de la Yunam a une signature géochimique typique d'un granite alcalin de croûte amincie. Cette attribution est de plus attestée par l'étude typologique des zircons. Nous reviendrons par la suite plus en détail sur les roches magmatiques et leur interprétation dans un contexte géodynamique global (p. 62).

Les Panjal Traps (Lyddeker 1883; Rao 1981)

Ces basaltes effusifs constituent, comme les quartzites de **Muth**, un niveau repère dans cette partie de l'Himalaya. Epais de quelques 2500 m au Cachemire (Gansser 1964; Nakazawa et al. 1975; Honegger et al. 1982), ils n'atteignent que 30 et 150 m dans les unités de Zangla et Chumik respectivement. Les **Panjal Traps** de l'unité de Zangla n'affleurent, pour des raisons tectoniques, que dans l'extrémité ouest de la zone considérée, tandis que ceux de l'unité de Chumik se pincent, pour les mêmes raisons, dans le versant ouest de la vallée de la Faucille (cf. carte), sur la rive gauche de la Lingti chu. A partir de ce dernier lieu, ces coulées n'ont plus été décelées en direction de l'est. Plus au sud, dans la vallée de la Chandra, une vingtaine de mètres de Panjal Traps affleure entre la Fm de **Chumik** et les grès de **Kuling** (Vannay & Spring sous presse). Au Spiti, Hayden (1904) ne mentionne pas de niveau concordant de basaltes, mais note, ainsi que Fuchs (1982a), la présence d'essaims de filons basiques traversant les roches paléozoïques.

Les coulées basaltiques des **Panjal Traps** sont communément considérées comme les témoins de l'ouverture de la Néo-Tethys au Permien "moyen" (Andrews-Speed & Brookfield 1982; Honegger et al. 1982, Baud et al. 1989). Gaetani et al. (1990), n'ont pas observé de roche carbonatée interstratifiée avec les basaltes, contrairement à Singh et al. (1976), Nanda & Singh (1977), Gupta & Waterhouse (1978) et Papritz & Rey (1989). Nous reviendrons sur les caractéristiques géochimiques de ces basaltes dans le chapitre consacré aux roches magmatiques (p. 43).

La Formation de Kuling (Stoliczka 1866)

Synonymie: **Productus shales** (Hayden 1904, Spiti); **Riman Mb** (Nanda & Singh 1977; Zanskar); **Kuling system** (Kanwar & Bhandari 1979, Zanskar); **Kringkrong series** (Valdiya & Gupta 1972, Kumaun).

Elle est l'unité la plus jeune du Paléozoïque dans la région, divisée par Srikantia et al. (1980) en un membre inférieur gréseux (**Mb de Gashang**) et un membre supérieur schisteux (**Mb de Gungri**). Cette Fm affleure dans les unités de Chumik et de Zangla, mais c'est dans la première que les fossiles sont dans le meilleur état de conservation. L'analyse lithostratigraphique ne révèle pas de différence de faciès et de contenu faunistique entre ces unités structurales. Comme Srikantia et al. (op.cit.), nous reconnaissons les deux Mb de Kuling. Tout à la base du Mb de Gashang, apparaissent des passes microconglomératiques décimétriques dont l'interlit gréseux montre parfois des stratifications entrecroisées (Fig. 11). Les grès sont moyens à grossiers, de couleur rouge sombre, localement très riches en brachiopodes et crinoïdes. Ce niveau est bien reconnaissable, car les brachiopodes se présentent généralement sous forme de moule interne d'un blanc

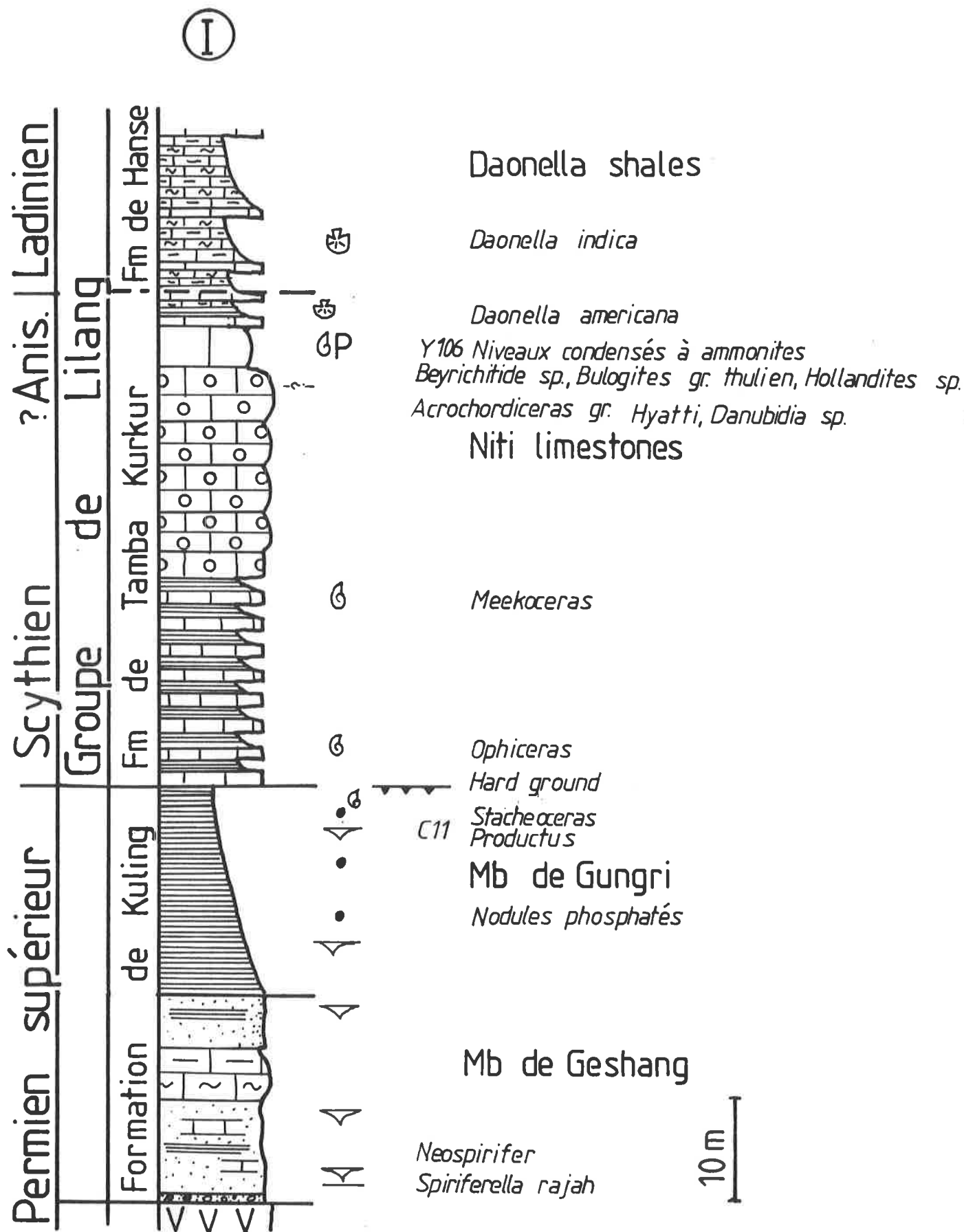
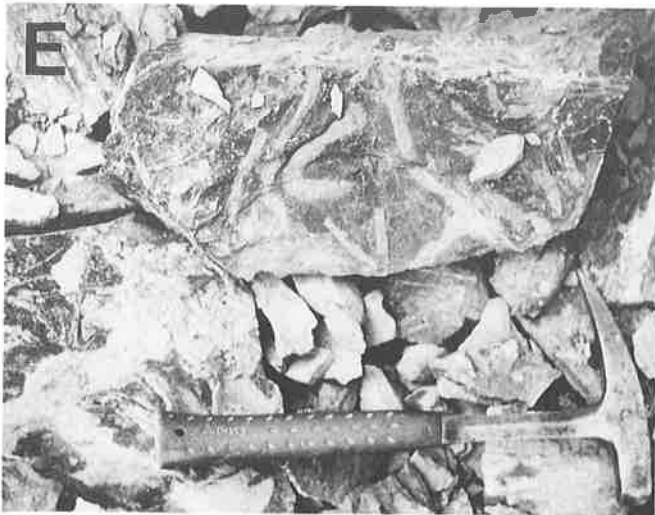
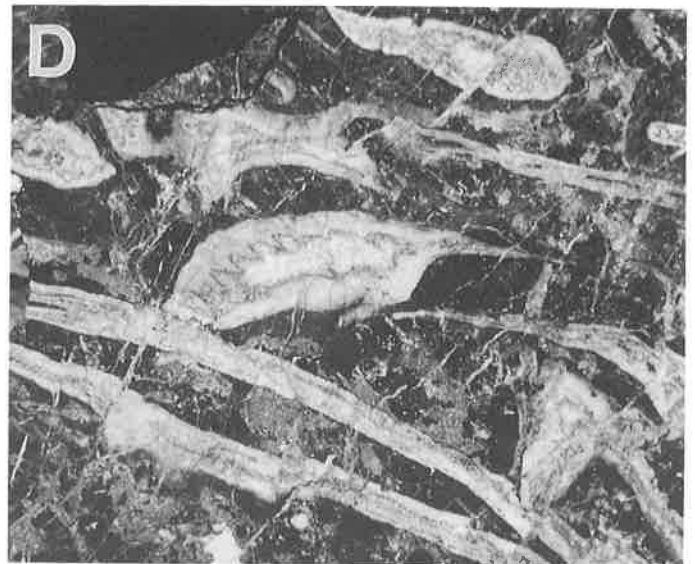
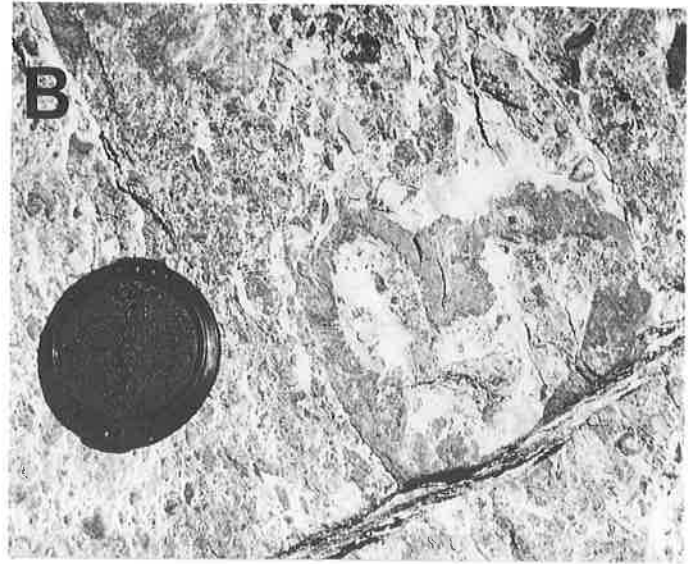
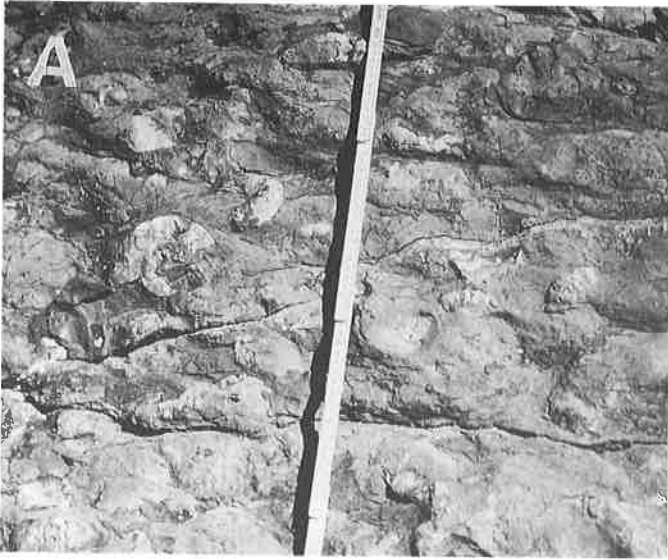


Fig. 11: Profil lithostratigraphique de la limite Permien - Trias des Fm de Kuling et de Tamba Kurkur au nord de Chumik Marpo dans l'unité de Chumik. Localisation du profil: Fig. 4.



Pl. 1A: Colonies stromatolitiques dans le Membre de Thidsi (Fm de Karsha, Cambrien moyen).
 Pl. 1B: Stratifications entrecroisées bipolaires dans le membre b de la Fm de Thaple (Ordovicien). \varnothing pièce: 28 mm.
 Pl. 1C: Faune à crinoïdes et brachiopodes dans le mb A de la Fm de Lipak (Carbonifère inférieur). \varnothing pièce: 22 mm.
 Pl. 1D: Faciès à conglomérat et microconglomérats du Mb B de la Fm de Chumik dans la région de Chumik Marpo.
 Pl. 1E: Conglomérat polygénique à matrice rouge lie-de-vin typique de la Fm de Chumik au nord de la Lingti chu.



- Pl. 2A: Niveaux condensés à ammonites (Anisien inf. à sup.) dans la partie sommitale de la Fm de Tamba Kurkur.
 Pl. 2B: *Megalodontide* dans le niveau basal de la Fm de Zozar.
 Pl. 2C: Alternance rythmique de bancs métriques à *Neomegalodons* de la Formation de Para (Groupe de Kioto, Rhétien).
 Pl. 2D: Niveaux à *Lithiotis* du Lias inférieur dans la Formation de Tagling (Groupe de Kioto).
 Pl. 2E: Terriers à remplissage micritique dans la Formation de Tagling.
 Pl. 2F: Ammonites de type *Lithoceras sp.* dans les niveaux de la Formation des "Laptal beds" (Dogger moyen).

éclatant, contrastant avec la matrice gréseuse sombre. Dans ce cas, la roche a un aspect vacuolaire, dû à la dissolution de la coquille. Dans l'unité de Zangla, ce niveau est également reconnaissable, mais la déformation tend à aligner les moules internes des brachiopodes selon la schistosité. L'épaisseur de ce Membre est d'environ 20 m, et l'âge proposé par Gaetani et al. (1990) dans la région de Chumik est le Djulfien.

Le Mb de Gungri, d'une puissance de 20 à 25 m, adopte un faciès caractéristique de schiste phylliteux à nodules vert-noir carbonatés. Ce Membre est moins fossilifère que le précédent, seuls quelques brachiopodes sont visibles dans sa partie inférieure. Deux mètres en-dessous de la limite Permien - Trias, une faune du Permien "moyen" à *Stacheoceras* et *Productides* (Dét. H. Bucher) est contenue dans les schistes, ce qui met en évidence des lacunes sédimentaires dans la partie supérieure de la Fm de Kuling. Nicora et al. (1984) proposent un âge Dorashamien pour Gungri. La Fm de Kuling représente une séquence transgressive liée à un phénomène de rifting (Honegger et al. 1982; Gaetani et al. 1986).

La longue liste des tricheries de V.J. Gupta (cf Talent et al. 1988, Talent 1989) s'allonge avec les prétendus calcaires à fusulinidés des "Sarchu limestones" de Gupta & Khaler (1973) décrits à l'est de la route Manali-Leh, dans les territoires interdits. Dans cette région, des mesures thermométriques (Spring et al., 1993) indiquent une température d'environ 500°C. La zone est de plus très tectonisée, les roches sont déformées à l'extrême. D'après la cartographie, les terrains du Carbonifère moyen au Trias moyen n'affleurent pas à l'est de Sarchu. L'étude combinée de la carte et de l'analyse structurale permet d'affirmer qu'il n'y a dans cette région aucune lacune stratigraphique liée à la transgression du Permien supérieur. La transgression de Kuling sur des terrains pré-carbonifères décrite par Gaetani et al. (Fig. 6 p.158, 1990) à l'est de la plaine de Sarchu n'existe pas; il s'agit d'un contact tectonique et d'une erreur d'attribution stratigraphique (Kuling à la place de Hanse, voir carte).

Hayden (1904) relève qu'au Spiti les grès calcaires et les shales de Kuling ("**Productus shales**") reposent en discordance stratigraphique sur des formations aussi anciennes que Thaple, suggérant une érosion des sédiments pré-permiens avant la transgression de Kuling. Quant aux allégations de Kanwar & Bhandari (1979) sur le prétendu contact entre les quartzites du "Kuling system" et les Fms de l'Ordovicien au SE de Sarchu Bridge, ces auteurs se sont trompés sur deux points:

- c'est un faciès très métamorphique de Lipak qui repose sur les grès de la Fm de Thaple, et non Kuling.
- cette zone fut le théâtre d'une intense activité tectonique (plissement, retrochevauchements et failles normales à faible et fort angle), qui juxtapose en apparente lacune stratigraphique des terrains jeunes sur des terrains anciens.

Dans la région de Nyimaling, la Fm de Kuling que reconnaissent Fuchs (1984), Stutz & Steck (1986) et Stutz (1988) diffère radicalement de la section classique observée au Zanskar/Spiti, tant en épaisseur (250 m) qu'en faciès lithologiques. Stutz a divisé le membre inférieur en quatre niveaux lithologiques comprenant successivement des marbres jaunâtres à crinoïdes, des shales noirs, des quartzites massifs blancs et des marbres à crinoïdes. Les schistes grésocalcaires composent le reste de la série. Des nodules de calcaire gréseux phosphaté y sont parfois incorporés, et leur description montre de grandes analogies avec les shales de Kuling du Zanskar/Spiti. Les marbres jaunâtres de la base de Kuling à Nyimaling donnent une faune à *Spiriferella? rajah* caractéristique du Permien supérieur de la zone tibétaine.

Le Mésozoïque

Les unités du Mésozoïque se divisent en deux grands groupes et deux Fm: le groupe de **Lilang** (du Trias inférieur au Norien supérieur), le groupe de **Kioto** (du Rhétien au Dogger moyen), les "**Laptal beds**" (Dogger moyen à supérieur) et les **shales de Spiti** (Malm). Affleurant au nord d'une ligne WNW-ESE passant par Sarchu, les formations du Mésozoïque sont présentes dans les unités de Chumik, Zangla, Zumlung et Marang la. Ces deux dernières unités sont exclusivement composées de sédiments mésozoïques. Nous reprenons la classification de Baud et al. (1984) pour les formations incluses dans le Groupe de Lilang, préférable à celle de Srikantia (1981) et Bharghava (1987), qui incluent le Groupe de Kioto et les "Laptal beds" dans Lilang.

Le Groupe de Lilang

Synonymie: Le groupe de Lilang est représenté dans la région de Nyimaling par les séries de **Samlung** et de **Khar** (Stutz, 1988). La série de Samlung, pratiquement dépourvue de macrofossiles, est interprétée par cet auteur comme l'équivalent des Fms de **Tamba Kurkur** et de **Hanse** sur la base de la nature non remaniée des sédiments pélagiques et de leur position stratigraphique sur les schistes de **Kuling**. La Fm de Samlung serait le lien entre la zone tibétaine et le domaine distal profond de l'unité de la **Markha (Dolto)**. La série de Khar peut s'apparenter aux "**Coral limestones**" de Stoliczka (1866) et aux shales à **Monotis** de Hayden (op. cit.), mais globalement, le Trias du versant ouest de Nyimaling n'a que peu d'affinités avec les séries du Zanskar.

La Formation de Tamba Kurkur (Srikantia et al. 1980)

Elle a fait l'objet d'un travail détaillé effectué par H. Bucher en 1991. Nous en donnons ci-après un résumé succinct; le matériel récolté est déposé dans les collections du Musée de géologie de Lausanne.

La coupe présentée ci-dessous se situe au nord de la localité de Chumik Marpo (cf. carte, Fig. 11+12), dans l'unité tectonique de Chumik. La Fm de Tamba Kurkur est présente également dans l'unité de Zangla, mais elle est très fréquemment affectée par la tectonique et un métamorphisme plus élevé.

Dans la région de Chumik Marpo, la base de Tamba Kurkur est marquée par un "hard ground" rouge. Cette limite est soulignée au Zanskar (Nicora et al. 1984) et au Spiti (Fuchs 1982a) par une couche latéritique incluant des résédiments des unités sous-jacentes, qui indique un arrêt de la sédimentation (Bhatt et al., 1981). Le banc basal de Tamba Kurkur à *Otoceras* se trouve dans un biseau stratigraphique et n'est donc pas présent partout. Le Trias inférieur (bancs à *Ophiceras*, bancs à *Mecoceras* et calcaires de *Niti*) montre une augmentation régulière du contenu en carbonate. Les bancs ont en moyenne 30-40 cm d'épaisseur et alternent avec des argilites. Les faunes, pourtant abondantes, n'ont pas pu être extraites en raison du faible métamorphisme. Masson, lors de son expédition en 1985, récolta dans les éboulis de la région de Sarchu, au nord de la Lingti chu, un spécimen de *Metussuria?* sp. (détermination E. T. Tozer) du Smithien. La présence de faune de la Fm de Tamba Kurkur dans les éboulis d'une paroi ne contenant que des niveaux du Trias supérieur a de quoi surprendre, mais aucune interprétation tectonique plausible, dans l'état actuel de nos connaissances, ne peut être invoquée permettant une explication simple de cette faune à cet endroit.

Le faciès à calcaire noduleux des calcaires de *Niti* (Fig. 11) s'est révélé improductif. La limite Trias inférieur-Trias moyen passe entre le sommet des calcaires de *Niti* et la base des couches à **Ptychites** (Fig. 11, Pl. 2A). Ces dernières correspondent au **Muschelkalk** de Diener (1912), et contiennent probablement le haut du Spathien, l'Anisien inférieur et l'Anisien moyen (H. Bucher comm. pers. 1991). Les couches à **Ptychites** sont généralement condensées à *Berichtide* sp., *Bulogites* gr. *thulien*, *Hollandites* sp., *Acrochordiceras* gr. *Hyatti* et *Danubia* sp. (dét. H. Bucher).

D'après Gactani et al. (1986), la Fm de Tamba Kurkur représente une sédimentation pélagique hypo-abyssale à faible taux.

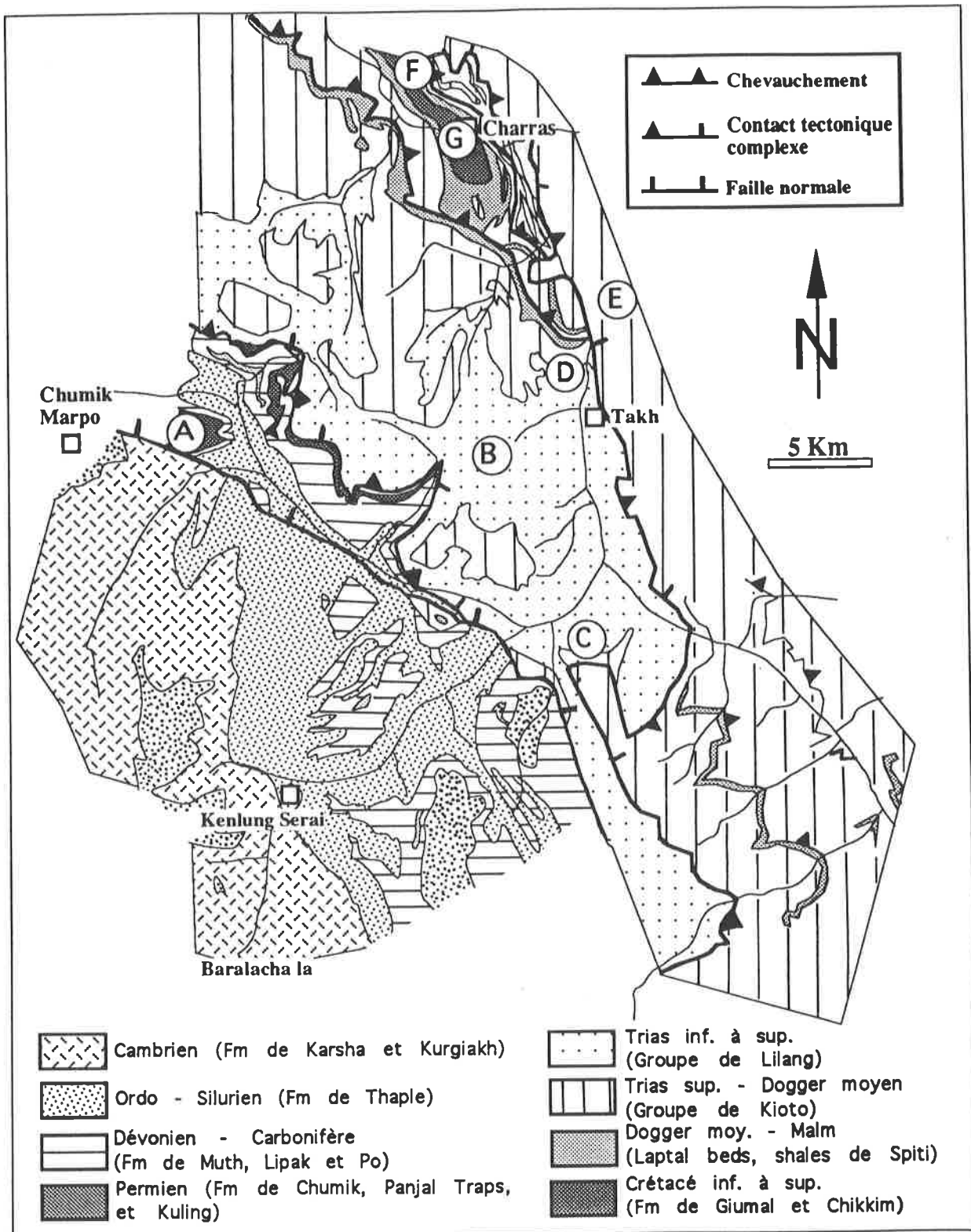


Fig.12: Localisation des coupes lithostratigraphiques du Mésozoïque.

La Formation de Hanse (Srikantia et al. 1980)

Elle affleure dans les unités de Chumik et Zangla, et représente les termes les plus jeunes de l'unité de Chumik. Il n'est pas certain que cette Fm soit complètement représentée à la fois dans Chumik et Zangla, dans la première pour des raisons stratigraphiques, dans la deuxième pour des raisons tectoniques. Dans Zangla, les termes basals de Hanse n'affleurent qu'à l'extrémité ouest de la zone étudiée, partout ailleurs le contact tectonique complexe soustrait à l'affleurement les niveaux de base de la nappe de Zangla, de la Fm de Chumik aux niveaux à "Daonella shales". Quelques chevauchements mineurs à la base de Zangla compliquent encore l'établissement d'une coupe stratigraphique. Nous avons donc établi une coupe synthétique de cette Fm où la base est la description lithostratigraphique dans l'unité de Chumik, et le reste, qui compose la majorité de Hanse, dans l'unité de Zangla. De grandes différences de faciès n'ont pas été remarquées entre ces deux unités tectoniques, mais chacune possède une position paléogéographique propre. L'épaisseur totale de Hanse est d'environ 400 m. La partie inférieure est composée d'une alternance de calcaires sombres et de marnes contenant localement des niveaux très riches en daonelles. La présence de *Daonella americana* donne un âge Anisien supérieur (comm. orale H. Bucher) pour la base des "Daonella shales", et Ladinien inférieur pour les autres espèces (*Daonella indica*, dét. H. Bucher). L'épaisseur de ce membre varie entre 50 et 80 m. Suit une série monotone de calcaires noirs massifs (Fig. 13), de calcaires noduleux, et de marnes sombres d'environ 250-300 m. Des dolomies et des calcaires vacuolaires blancs apparaissent vers le haut de la série. Le terme supérieur de Hanse, d'environ 100 m. d'épaisseur, est formé d'une alternance de calcaires sombres et de marnes. Ces calcaires sont localement très riches en bioclastes, devenant par endroits de véritables packstones. Une patine orange-rouge semble assez caractéristique de ces niveaux, tandis que les marnes ont souvent une couleur bleutée. Sur la base de la grande épaisseur de Hanse, Gaetani et al. (1986) proposent un âge allant jusqu'au Carnien, ce qui ne repose sur aucune base solide.

La plus grande partie de la Fm de Hanse s'est déposée dans un milieu pélagique (Gaetani et al., 1986), la partie supérieure montrant une transition à une sédimentation carbonatée de faible profondeur. Fuchs (1987) adopte les termes de "Daonella shales", "Daonella limestones", "Grey beds" et d'une partie des calcaires à Tropites pour définir la Fm de Hanse. Cet auteur ne fait que reprendre la terminologie employée au Spiti par Hayden (1904) et Diener (1912) en étendant ces termes au Zanskar. Il ne nous semble pas approprié de reprendre exactement toutes les divisions de Fuchs dans notre région d'étude, par manque de fossiles caractéristiques, car les terrains qu'il a différenciés au Zanskar central n'ont pas pu l'être dans notre région. Nous reprenons la terminologie de Gaetani et al. (1986) qui divisent Hanse en trois membres (I, II et III), selon leurs caractéristiques lithologiques (Fig. 13).

Les trois Fm supérieures du groupe de Lilang ne sont présentes que dans l'unité de Zangla. Il s'agit de Zozar, des "Juvavites beds", et de la fm de Takh (Fig. 13 et 14).

La Formation de Zozar (Baud et al. 1984)

Le passage de la Fm de Hanse à celle de Zozar (Fig. 13) est souligné dans cette région par un packstone à bryozoaires, coraux, crinoïdes, gastéropodes et mégalodontidés (Pl. 2B). Suit un niveau d'importance locale de calcaire dolomitique à brèches intraformationnelles, dont les éléments sont composés de calcaires, de dolomies et de quartzites. La taille de ces éléments varie de 1 cm. à près de 1 m. Sur la rive droite de la Tsarap, au lieu dit Whiskey Bridge (carte Artou 1987), ce niveau à mégabrèches se poursuit sur près de deux km. Sur ce niveau repose une alternance de calcaires sombres, de marnes et de calcaires dolomitiques blancs. Dans cette partie de la Fm de Zozar, un marbre blanc est localement riche en bivalves de type *Megalodon sp.*, présente des surfaces de bancs indurés de couleur rouge. Le sommet de Zozar est composé d'un niveau caractéristique de dolomies blanches riches en bioclastes. A Sarchu, au NW de la confluence Lingti chu - Yunam, cette dolomie présente un faciès de mégabrèches à cimentation calcaire géodique. L'âge de cette Fm est Carnien selon Hayden (1904) et Diener (1912).

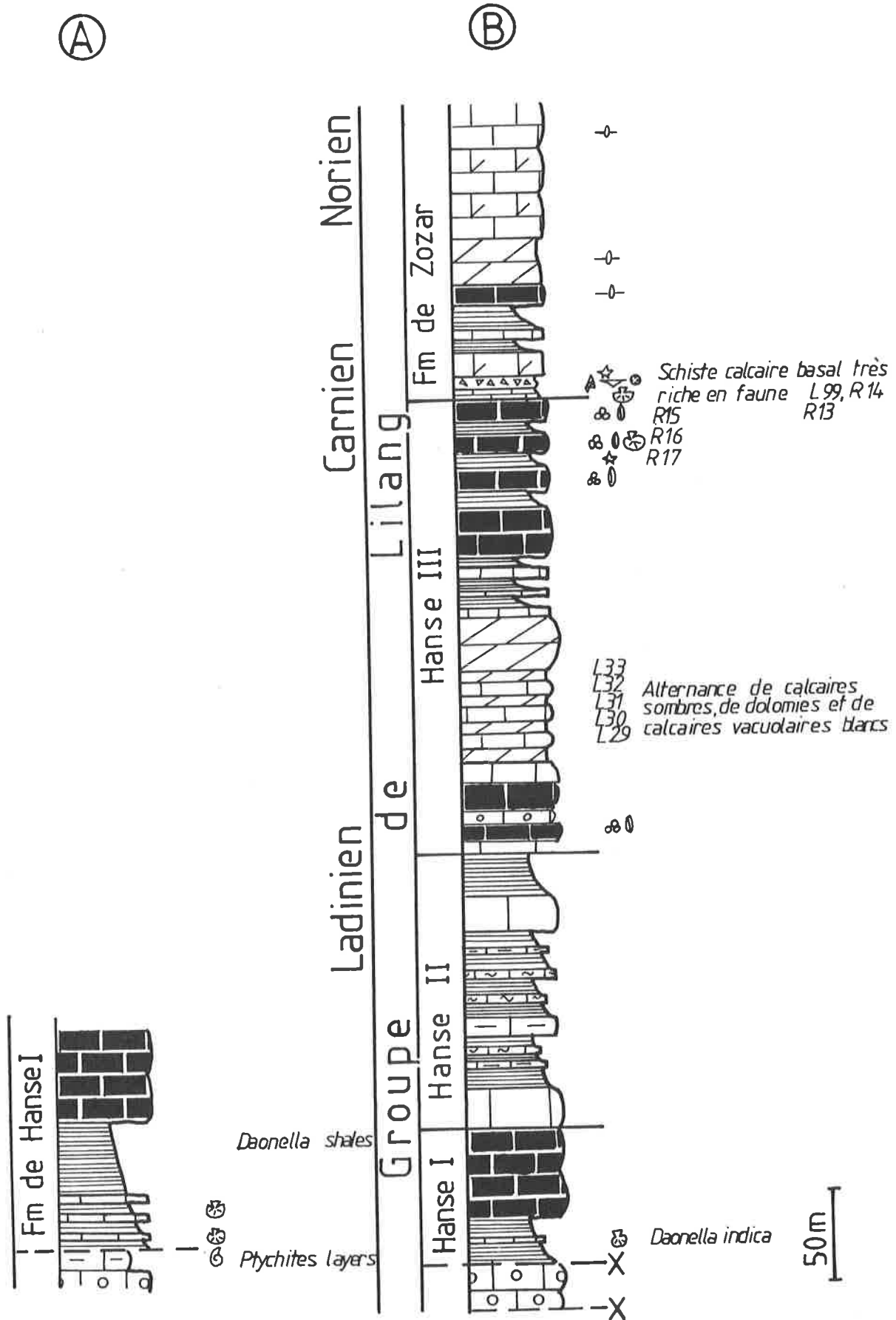


Fig. 13: Profils lithostratigraphiques de la base du groupe de Lilang dans l'unité de Chumik (A) et celle de Zangla (B). La base du groupe de Lilang dans l'unité de Zangla est tectonique. Localisation des profils: Fig. 12.

La "Quartzite series" (Hayden 1904)

Cette appellation ancienne englobe les Fm des "Juvavites beds", des "Coral limestones", des shales à **Monotis** et d'une unité informelle que nous avons appelée **formation de Takh** (voir carte) du nom de la localité proche de la coupe D (Fig. 14). Fuchs (1987) fait une mise au point de la confusion possible entre le terme de "Quartzite series" au sens large, comme l'ont adopté Baud et al. (1984), et les différentes Formations qui la composent. Ces termes ont été définis au Spiti par Hayden, mais certains d'entre eux peuvent également être utilisés dans cette partie du Zanskar. Les "Juvavites beds" et la fm de Takh ont pu être reconnus par leur lithostratigraphie et leur contenu fossile.

Les "Juvavites beds"

Sous ce nom a été cartographiée une arénite calcaire bleutée d'aspect lustré. A la base de la série, dans les affleurements dominant le nord de Sarchu, a été trouvée une ammonite donnant son nom à cette Fm. Malgré la déformation intense et le métamorphisme atteignant le faciès schistes verts moyen, l'ammonite est dans un état de conservation remarquable, il s'agit d'une *Juvavites sp.* (dét. H. Bucher). Une empreinte de lamellibranche a également été trouvée dans ces niveaux arénitiques. La lithologie des "Juvavites beds" est tellement caractéristique de notre région, qu'elle a été promue au rang de formation cartographique. Dans le haut de la série apparaissent de belles colonies de coraux de 10 cm de diamètre, ainsi que des crinoïdes noirs ayant un diamètre de près de 3 cm. Ce niveau caractéristique à coraux fait partie des shales à **Monotis**, incluant les "Coral limestones" de Hayden (1904). Malheureusement, ce faciès typique ne semble pas être continu, et a donc été englobé cartographiquement, dans le cadre de ce travail, dans la Fm des "Juvavites beds". Les colonies de coraux sont présentes dans un calcaire massif sombre, tandis que les crinoïdes, de couleur noire, sont pris dans une matrice de calcaire arénitique grossier. Dans le haut de cette Fm, les arénites bleutées font place à une alternance siltstones-calcaires noirs, et siltstones-calcaires siliceux bleus (Fig 14). Les "Juvavites beds", par leur lithologie, enregistrent très bien la déformation; ainsi, les 130 m de cette Fm peuvent atteindre couramment 250 ou 300 m par empilement de plis isoclinaux et chevauchements.

La formation de Takh

Des dolomies blanches et des dolomies quartzitiques rousses révèlent la présence de cette série dans le paysage. Il n'est pas aisé d'établir une coupe-type pour cette fm, qui représente les niveaux les plus jeunes du groupe de Lilang. Il s'agit principalement d'une alternance de quartzites à patine beige, rousse, blanche ou rose, de dolomies, de dolomies quartzitiques et de calcaires bioclastiques noirs (Fig. 14). Approximativement au milieu de l'unité, un niveau de calcaire gris-noir cendré contient des mégalodontidés. La fm de Takh est très fossilifère sur les 100 m de son épaisseur. Les bivalves, brachiopodes, lamellibranches et bryozoaires y sont les faunes les plus courantes. Les structures sédimentaires les plus communes sont les stratifications entrecroisées, les laminites et les structures de fuite. Plusieurs cycles successifs intertidaux à supratidaux peuvent être remarqués, ainsi que l'attestent des niveaux à évaporites et loférites d'une vingtaine de cm (Fig. 14). C'est la première fois au Zanskar oriental que de tels niveaux sont décrits. Mc Elroy et al. (1990) mentionnent également des niveaux évaporitiques au Trias supérieur dans leur formation de Tsatsa.

Deux coupes ont pu être établies, la première à un km au N de Sarchu Bridge, la seconde en face de Takh, sur la rive gauche de la Tsarap (Fig 12). L'âge généralement admis pour la partie sommitale du groupe de Lilang est le Norien supérieur - Rhétien.

Du Zanskar au Népal, les couches du Norien sont caractérisées par une sédimentation de type terrigène/carbonatée, donnant lieu à des alternances Shales-siltites-arénites-calcaires. De la partie supérieure des calcaires à Tropites (*Zozar*) jusqu'à la fm de Takh, le milieu de dépôt est peu profond, mis à part l'épisode à ammonites des "Juvavites beds". La fm de Takh représente un milieu de dépôt intertidal à supratidal, et marque ainsi la régression générale du Norien - Rhétien dans tout l'Himalaya téthysien (Fuchs 1987).

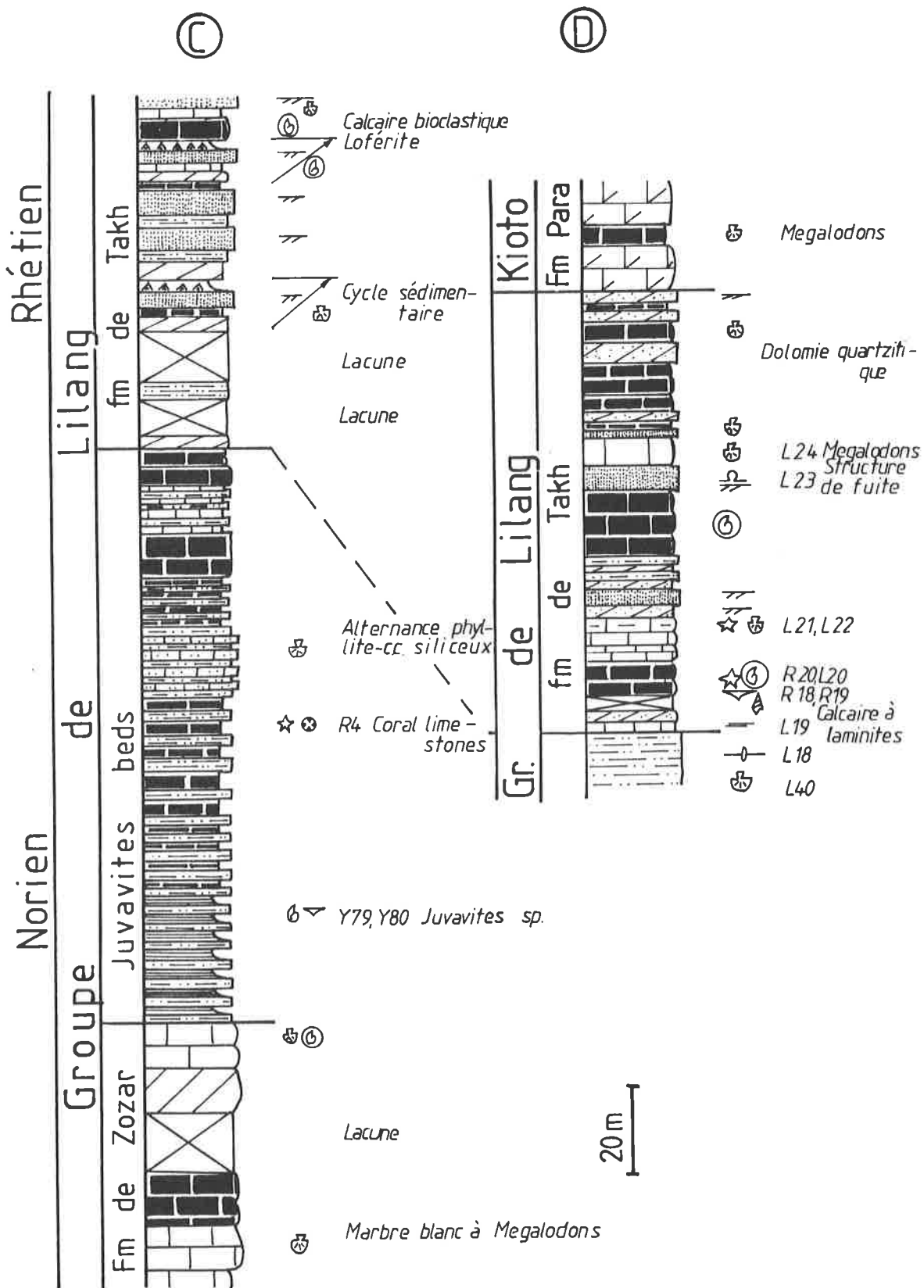


Fig. 14: Profils lithostratigraphiques du Trias supérieur du Groupe de Lilang dans l'unité de Zangla à Sarchu (C) et au nord de l'unité (D).

La limite entre la fm de Takh et le Groupe de Kioto a été arbitrairement définie par la dernière apparition des quartzites.

Le Groupe de Kioto (Hayden 1908)

Synonymie: Dans notre région, le groupe de Kioto a été décrit par Raina & Bhattacharyya (1974) sous le nom de calcaire à *Megalodon*. Quant au nom de *Simokkanbda Fm* proposé par Srikantia (1981), il est considéré comme synonyme du Groupe de Kioto par Jadoul et al. (1990).

Le nom des calcaires de Kioto évoque, dans la zone tibétaine du Ladakh et du Zaskar, des falaises formidables et des vallées impénétrables flanquées de rives en à-pic vertigineux. Kioto forme l'ossature des nappes de cette région, et couvre de très grandes surfaces, donnant au Zaskar son aspect typique, mystique et légendaire.

Stoliczka (1866) introduit les termes de calcaires de *Para* et Fm de *Tagling*, que Hayden (1908) inclura dans le nom de Kioto. Les calcaires sombres de *Para* sont caractérisés par la présence de *Neomegalodon* et de *Dicerocardium*, indiquant le Trias sommital et un environnement récifal à péri-récifal. La Fm de *Tagling*, également définie par Stoliczka, est constituée d'une alternance monotone de dolomies, de dolomies gréseuses, de calcaires dolomitiques et de calcaires (Fig. 15). Pour cet auteur, la partie supérieure de *Tagling* inclut ce qui deviendra par la suite la Fm des "*Laptal Beds*" (Heim & Gansser 1939) du Dogger moyen à supérieur. La partie inférieure de *Tagling* contient la faune caractéristique à *Lithiotis* (Pl. 2D). Pour des raisons stratigraphiques et de terrain, le Groupe de Kioto a été carté en une seule formation, puisque *Para* n'est pas toujours visible, et que son extension latérale est difficile à appréhender. Le haut de la série a été cartographié séparément, car les "*Laptal Beds*" de Heim & Gansser (1939) forment un horizon repère caractéristique dans la région. Le Groupe de Kioto est présent dans toutes les unités tectoniques supérieures affleurant au Zaskar, soit les unités de Zangla, Zumlung, et Marang la.

Le Groupe de Kioto forme la base des unités de Zumlung et du Marang la (Fig. 32), le niveau de décollement des chevauchements se situant probablement dans les calcaires marneux du Trias moyen ou supérieur ou même dans les niveaux évaporitiques que nous avons signalés dans la fm de Takh. A l'est de Sarchu, dans l'unité du Marang la, Kioto est répété en série complète jusqu'à quatre fois, expliquant les 1500 m apparents des calcaires à *Megalodon* décrits par Raina & Bhattacharyya (1974). Jadoul et al. (1990) ont établi une stratigraphie fine des terrains allant de Zozar aux *Oolites ferrugineuses* du Dogger, et reconnaissent (p. 375) qu'il n'est pas aisé de définir la limite entre *Tagling* et *Para*.

Les fossiles et structures sédimentaires sont le plus souvent localisés dans la base du Groupe de Kioto (Pl. 2E). Selon Gaetani et al. (1986), cette unité représente une séquence transgressive-régressive à grande échelle; le bas de la série s'est déposé dans un environnement à haute énergie, récifal à péri-récifal. Dans le milieu de la série, les conditions sont celles de plateforme interne à basse énergie, et le haut est d'énergie moyenne de plateforme interne. Le Groupe de Kioto varie entre 400 et 500 m d'épaisseur.

Stutz (1988) différencie sur sa carte les Fm de *Para* et de *Tagling*, mais celles-ci enregistrent des variations importantes d'épaisseur; elles ont de 4 à 500 mètres près du Tso Morari au SE, mais disparaissent en direction du sud (Spiti). A Nyimaling, *Para* mesure plus de 500 mètres et *Tagling* plus de 200; Stutz explique cette différence avec le Zaskar/Spiti par la présence d'une construction récifale (p. 72): la bordure de la marge nord indienne correspondrait à une plateforme externe profonde au Trias moyen et à une barrière récifale au Trias supérieur. Au cours du Lias et du Dogger inférieur à moyen, il y a progradation de la plateforme carbonatée et de la zone littorale (Stutz 1988). Ce phénomène est couplé avec un haut niveau marin (Haq et al. 1987).

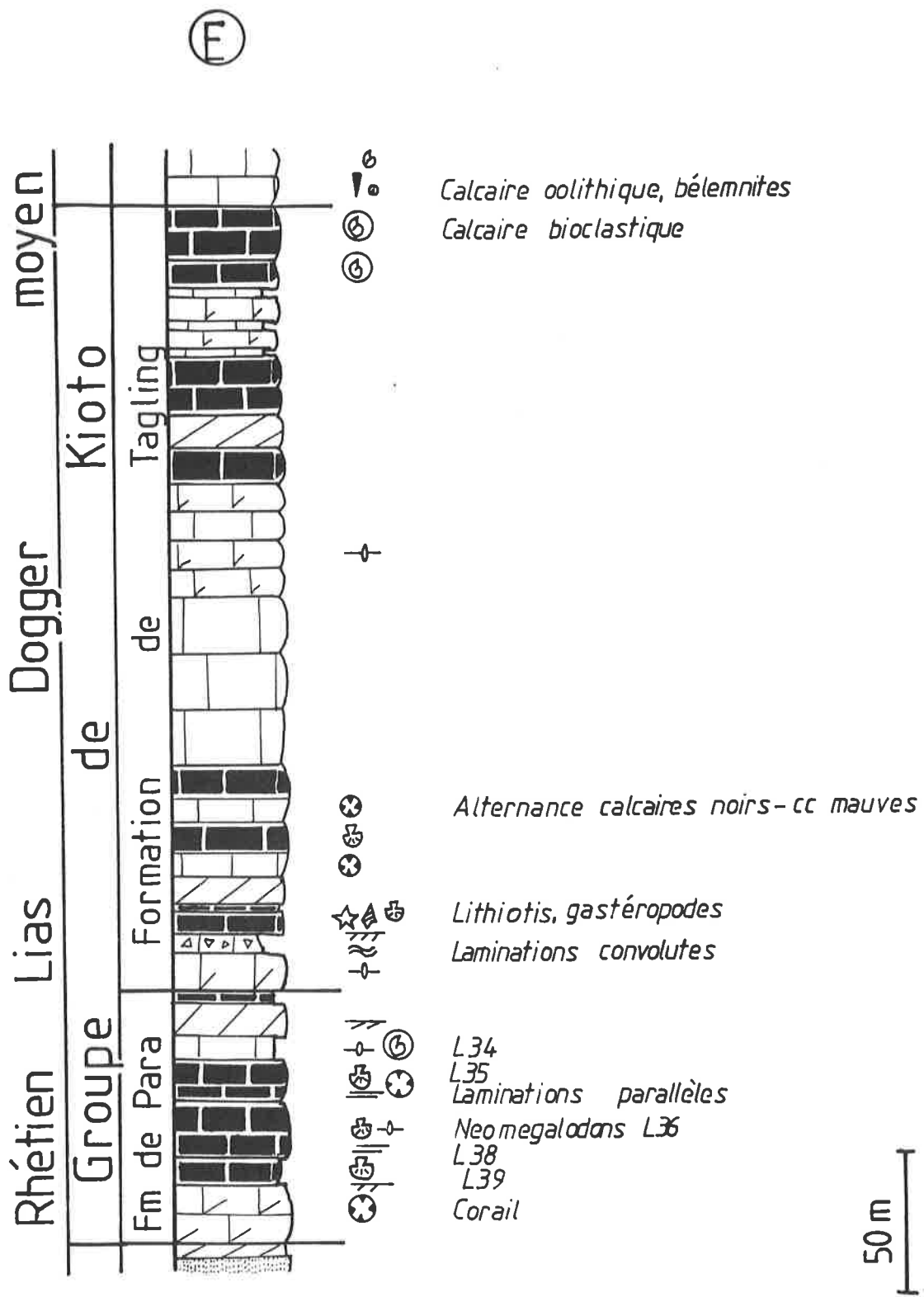


Fig. 15: profil lithostratigraphique du Groupe de Kioto dans l'unité du Marang la.

Les Laptals Beds (Heim & Gansser 1939)

Synonymie: Kanwar et Bhandari (1979), qui ont travaillé à l'est de Sarchu, nomment ces niveaux du Dogger **Belemnites beds**.

Dans notre région, ces niveaux, d'une puissance d'environ 50 m, forment une bande de couleur rouille caractéristique entre les shales noirs du Malm de la Fm des shales de Spiti, et les calcaires noirs de la Fm de Tagling. Pour l'établissement de la carte, les "Laptal Beds" ont été séparés de Tagling, et la Fm des **Oolites ferrugineuses** du Bathonien supérieur au Callovien moyen (Jadoul et al., 1985; Garzanti et al. 1989) y a été incluse. Alméras et al. (1991) ont levé une coupe dans cette Fm près de la localité de Charras (appelé Takh dans leur article). Curieusement, ils n'ont pas observé d'affleurement à "Laptal Beds" entre la fin de la route Manali-Leh (Takh, sur notre carte géol.) et Charras, alors que nous disposons d'une abondante faune récoltée elle aussi dans les parages, mais sur la rive gauche de la Tsarap.

Outre leur couleur caractéristique, ces niveaux contiennent une faune très abondante en belemnites et ammonites (Fig.16, Pl. 2F) (*Lithoceras sp.*, dét. J. Guex). Gaetani et al. (1986) reconnaissent quatre lithozones, dont la basale est riche en oolites ferrugineuses, en belemnites et ammonites, et la troisième est composée de quartzarénites à stratifications entrecroisées. Ces auteurs relèvent une lacune stratigraphique de plusieurs millions d'années entre le sommet des calcaires de Kioto et la base de la Fm des Oolites ferrugineuses. Le contexte de sédimentation a radicalement changé entre la plateforme interne prévalant au sommet du Groupe de Kioto, et les conditions pélagiques à haute énergie qui règnent au Dogger. Cette transgression, qui est pourtant un événement mondial (Haq et al. 1987, 1988), ne semble pas avoir été enregistrée (érodée?) au nord de la marge indienne, dans la région de Nyimaling (Stutz 1988), où une partie de la Fm crétacée de **Giumal** repose directement sur les calcaires de la Fm de Tagling. Nous reviendrons par la suite sur l'implication de cette lacune (p. 41).

Les shales de Spiti (Stoliczka 1866)

Les 130 mètres de cette Fm peuvent être divisés en un membre inférieur, composé essentiellement d'argilites et de calcaires schisteux noirs, et un membre supérieur de calcaire gréseux, de calcaire noduleux, et d'argilites sombres (Fig.16). Quelques rares bélemnites, par ailleurs bien préservées dans un grès de couleur rouille sombre, sont présentes à la base. Ce niveau a été retrouvé dans une écaille de très faible métamorphisme de l'unité de Chumik à Sarchu. Dans l'unité du Marang la, en remontant la Unmag chu dans les territoires interdits à l'est de Sarchu (cf. carte), Kioto inférieur repose en contact tectonique chevauchant sur les schistes noirs à nodules des shales de Spiti. Un de ces nodules contenait une ammonite de type *Perisphinctide* (éch. Y 30, dét. H. Bucher), en excellent état de conservation, malgré la proximité du plan de chevauchement. Les schistes noirs ont, selon toute vraisemblance, absorbé toute la déformation.

Les Fms des Laptal Beds et des shales de Spiti sont présentes dans les unités de Chumik, Zangla, Zumlung et Marang la. Il est intéressant de noter que Kioto chevauche fréquemment les shales de Spiti (Zumlung / Zangla et les chevauchements internes du Marang la). Pour cette raison, la Fm des shales de Spiti est souvent incomplète. Son épaisseur maximale se trouve dans l'unité de Zumlung, tout au nord du terrain, dans la région du pont de Charras (cf. carte). Cette Fm est présente dans le synclinal de Charras (Spring & Crespo-Blanc 1992), équivalent latéral du synclinal de Shade à coeur de Crétacé (Baud et al. 1982). Les shales de Spiti y ont une épaisseur de 130 m au maximum de leur extension.

D'après Fuchs (1977), cette Formation du Malm s'est déposée dans des conditions euxiniques dans un milieu de mer ouverte profonde, affectée sporadiquement par des tempêtes (Gaetani et al. 1986). Kanwar et Bhandari (1979) relèvent une intrusion de roches basaltiques concordante dans les Spiti shales à l'est de Sarchu. Des galets de quartz arrondis inclus dans ce basalte suggèrent à ces auteurs une effusion simultanée à la déposition des shales. Ces basaltes annonceraient les événements magmatiques du Crétacé (Gaetani & Garzanti 1991).

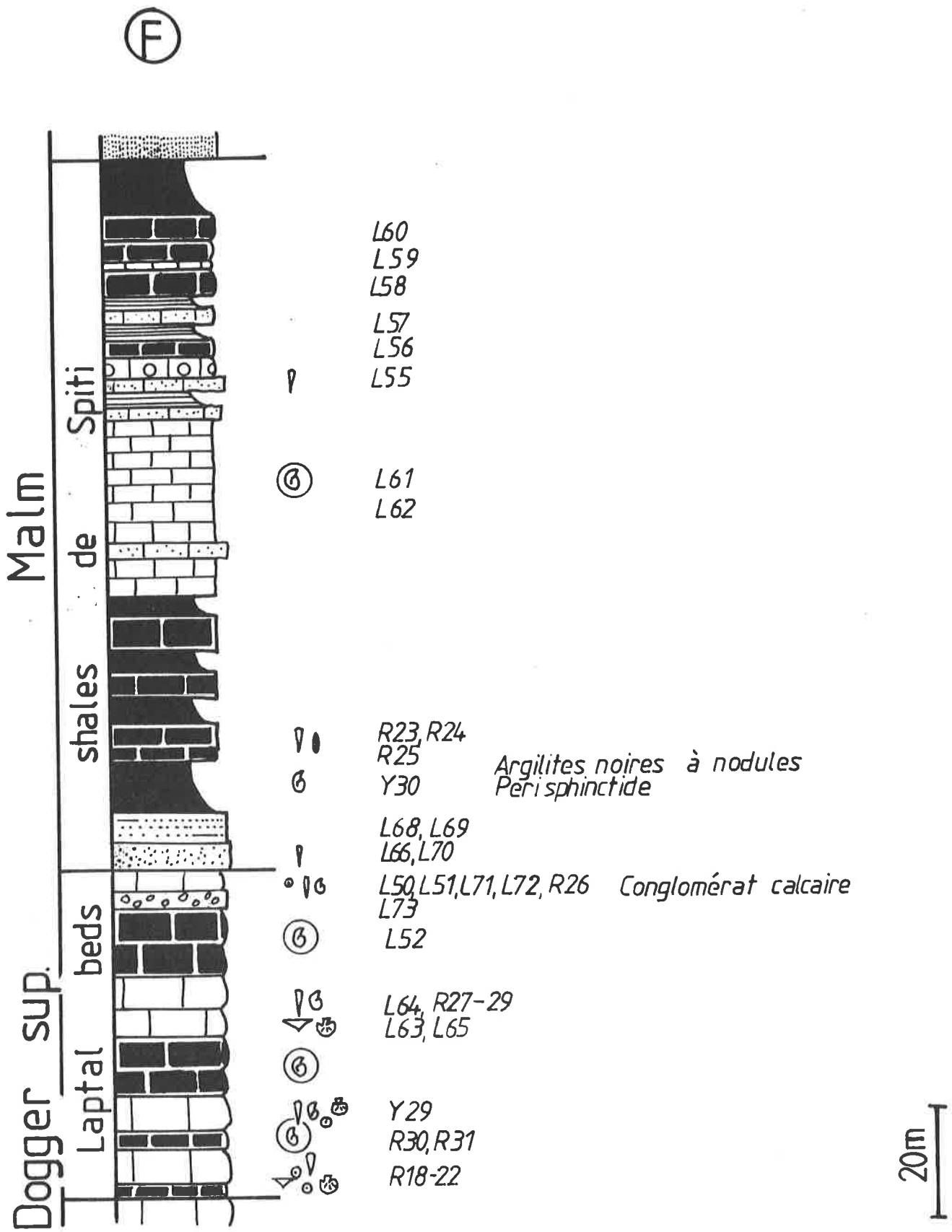


Fig. 16: Profil lithostratigraphique des Laptal Beds et des shales de Spiti dans la partie inférieure de l'unité de Zumlung.

Les Fm du Crétacé (**Giumal** et **Chikkim**) ne sont présentes que dans l'unité de Zumlung, au nord de notre terrain d'étude (cf. carte). Ces deux Fm, de couleur et de nature très contrastées, ressortent parfaitement sur les images satellite. C'est à Fuchs (1987) que l'on doit une publication relevant la présence du Crétacé de Charras (ou Takh selon les versions de cartes topographiques), mais en 1985 déjà, Masson découvrait un calcaire à *Globotruncanides* en cette localité (Masson et al. 1990).

Les grès de Giumal (Stoliczka 1866)

Synonymie: Srikantia (1980) introduit le nom de **Kibber Group** pour les Fms des **Spiti shales** et des grès de **Giumal**.

Gaetani et al. (1986) ont divisé cette Formation en trois parties, pour un total de 360 à 430 mètres, alors que la section mesurée à Charras n'atteint que 120 m. La coupe levée présente en outre des caractères propres qui ne se trouvent pas dans la Fm décrite par Gaetani et al. (op. cit.).

La base se compose de quartzites massifs, à grain fin à moyen, de couleur rouille à gris foncé, alternant avec des niveaux pélitiques décimétriques (Fig. 17). Quelques clastes d'argilites sont parfois observables, ainsi que des laminations parallèles, et de rares stratifications entrecroisées. La bioturbation peut être localement intense, notamment dans un niveau calco-gréseux ocre. Le sommet de la série présente une alternance de quartzites grossiers verts et de calcaires gris-noir à bioclastes.

Dans la région de Nyimaling, les grès de Giumal présentent un faciès plus pélitique et plus distal qu'au Zanskar (Stutz 1988).

C'est dans la partie supérieure de Giumal que Gaetani et al. (1986), Garzanti et al. (1987) et Garzanti & Brignoli (1989) relèvent la présence de grès glauconieux à nodules ferrifères, et une alternance de pélitites noires avec des arénites volcaniques. L'âge de cette Formation est compris entre l'Aptien supérieur et le Cénomanién supérieur. Ces séries ont enregistré de nombreuses progradations de détritiques clastiques amenés par des systèmes deltaïques dans un milieu intertidal. Les shales indiquent une transgression du milieu pélagique illustrée par des niveaux condensés à phosphates, et des hardgrounds glauconitiques ou ferrifères.

Au Crétacé inférieur, une activité magmatique basaltique est enregistrée sur la marge passive indienne. Les arénites volcaniques du sommet de la Fm de Giumal, datant de l'Albien, sont recouvertes par une série carbonatée du Crétacé supérieur en discordance cartographique (Garzanti et al. 1987). La source des arénites volcaniques proviendrait de basaltes intraplaques (Garzanti & Jansa 1990), liés à l'éclatement final du Gondwana (Gaetani & Garzanti 1991).

Les calcaires de Chikkim (Stoliczka, 1866)

Ils affleurent au coeur du synclinal de Charras de la sous-unité inférieure de Zumlung. Cette Fm n'est que partiellement représentée, seuls 60 mètres en sont visibles. Elle se divise en deux membres d'épaisseur inégale (Fig. 17). La partie inférieure de Chikkim consiste en calcaires gris clair à blancs (**mb a**), contrastant très nettement avec les grès de Giumal sous-jacents. Gaetani et al. (1986) ont remarqué un niveau à clastes de quartz, resédiment probable des grès de Giumal. Ce membre mesure près de 50 m. Les dix derniers mètres affleurants de la Fm sont formés de calcaires schisteux et de calcaires plaquetés gris clair (**mb b**). C'est dans ce niveau que Masson (comm. pers. 1989) a découvert des *Globotruncana*. L'échantillon R30 donne la faune suivante:

Pseudolineana, *Marginotruncana*, *Dicarenella concavata* et peut-être des *elevata* (dét. G. Di Marco). Cette faune donne un âge Santonien-Campanien inf.

D'après le faciès, nous attribuons le Crétacé supérieur de Charras à la Fm de Chikkim dont les calcaires sont liés à un environnement pélagique pauvre en oxygène à faible taux de sédimentation. La Fm de **Fatu La** (Bassoulet et al. 1978) a plutôt un faciès distal, et donc ne peut être attribuée aux calcaires du Crétacé supérieur de Charras.

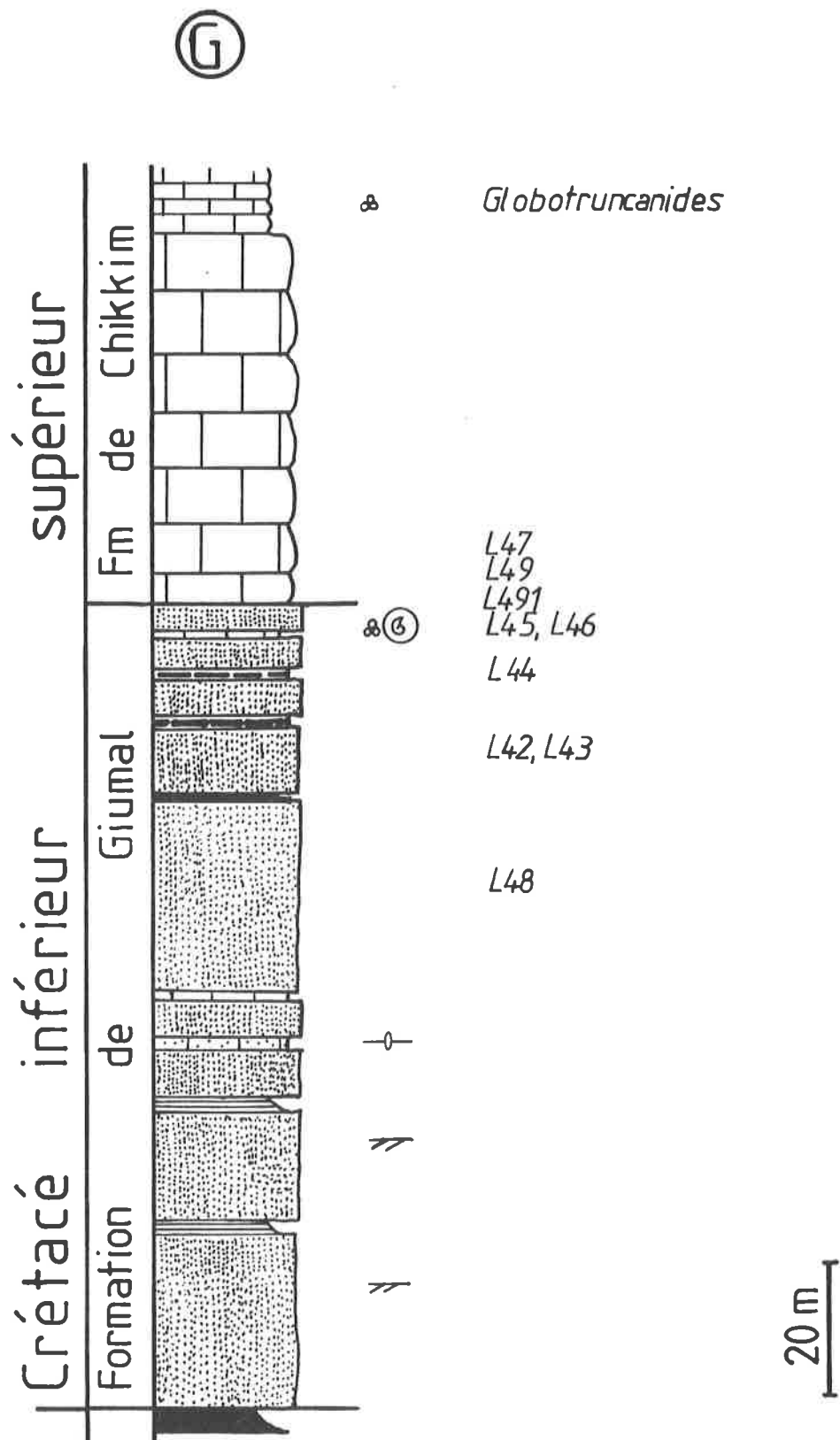


Fig. 17: Profil lithostratigraphique des Fm crétacées de Giumal et de Chikkim dans le synclinal de Charra, partie inférieure de l'unité de Zumlung.

Conclusions générales

Evolution de la marge nord-indienne du Cambrien inférieur au Crétacé supérieur

La littérature montre que l'histoire sédimentaire de la marge passive nord-indienne du Cambrien inférieur au Crétacé supérieur (selon Gaetani et al. 1986) s'établit de la manière suivante:

A	Episode tardi-pan-africain (Cambrien au Dévonien) :	Fm de Karsha Fm de Kurgiakh Fm de Thaple
B	Période épicontinentale (Dévonien au Permien):	Fm de Muth Fm de Lipak Fm de Po Fm de Chumik
C	Période de marge continentale passive (Permien au Crétacé sup.):	Panjal Traps Fm de Kuling Fm de Tamba Kurkur à Chikkim

L'épisode dit pan-africain reste sujet à discussion, puisqu'aucun élément déterminant ne permet une attribution univoque des conglomérats de Thaple et des granites de cette époque à une phase orogénique ou de rifting. L'argument en faveur d'une orogénèse est sans conteste l'abondance des roches granitiques cambro-ordoviciennes dont la signature géochimique au Haut Lahul suggère celle de granites de surépaississement crustal. F. Debon (comm. pers. 1992) semble toutefois mettre en doute cette attribution univoque basée sur des diagrammes discriminants empiriques pour les granites de cette époque, voyant plutôt dans ces roches les produits d'une extension. La découverte récente de magmas mixtes (Miller & Frank 1992) et de granites d'affinité alcaline contemporains à cette phase (Le Fort comm. pers. 1992) amène un argument très fort en faveur d'un phénomène extensif. La faille syn-sédimentaire de la Lingti chu est un élément supplémentaire pour cette hypothèse. Les conglomérats de la Fm de **Thaple** ainsi que la discordance basale décrite par Fuchs (1982a) peuvent être le résultat d'une érosion liée soit à des déformations orogéniques, soit à un soulèvement thermique dû à un rifting. Les deux phénomènes sont à même de produire des grès d'origine cratonique. Dans le cas des déformations orogéniques, il n'a pas encore été prouvé que les déformations dites pan africaines aient affecté de manière notable cette partie du continent Gondwanien.

Quelques auteurs (Jain et al. 1980; Baig et al. 1988; Williams et al. 1990), se basant sur leurs observations en Inde du NE ou au Pakistan, ont pu mettre en évidence un métamorphisme ancien lié selon eux à cette phase pan-africaine, mais les marqueurs de mouvements orogéniques importants restent cependant peu convaincants.

En conclusion, les mouvements affectant l'Inde au Paléozoïque inférieur semblent avoir eu deux composantes (compressive et extensive) qui ont pu être contemporaines. Dans l'état actuel de la recherche, il ne nous est pas possible de déterminer les champs de contraintes régissant cette partie du Gondwana.

Influence de la structuration de la zone tibétaine dans l'orogénèse tertiaire

Un certain nombre d'éléments nouveaux, apparus durant les dernières années dans la littérature, et au cours de nos propres travaux, nous amènent à modifier quelque peu l'image géotectonique du Ladakh-Zaskar, pour le Paléozoïque essentiellement. La reconnaissance de structures ante-himalayennes est primordiale, puisqu'elles peuvent potentiellement conditionner le style des déformations liées à la collision entre l'Asie et l'Inde. Ces structures peuvent être de deux types:

- **A: lithologiques**, où les hétérogénéités dues au type de roche influent par la mécanique sur les caractéristiques rhéologiques et donc sur le style de la déformation.
- **B: paléotectoniques**, où les zones de faiblesse préexistantes jouent un rôle plus ou moins important lors de la déformation tertiaire.

A: Les roches du futur HHC (actuellement des ortho et paragneiss et les métasédiments siliceux), vont réagir autrement à la déformation que les roches marno-gréseuses et carbonatées du Permien supérieur, du Trias et du Malm de la zone tibétaine. La présence ou l'absence d'un type de roche va influencer le comportement tectonique régional. Au Haut Lahul - SE Zaskar, les roches compétentes affleurent au sud, et comprennent les roches du HHC passant graduellement aux sédiments du Paléozoïque inférieur des unités de Khoksar, Darcha et Kenlung Serai (Vannay en prép; Steck et al. 1993). Au nord, l'unité de Nyimaling (Stutz & Steck 1986; Stutz 1988) inclut le granite de Nyimaling et les sédiments du Cambrien inférieur au Permien supérieur. Entre ces deux régions, les unités tectoniques (Fig. 2) forment ce qui est traditionnellement appelé le synclinorium du Zaskar (Kelemen & Sonnenfeld 1983). Il faut relever la faible importance des roches cristallines ou siliciclastique n'affleure dans ce domaine comprenant les nappes du Zaskar (Baud et al. 1984). La région de Nyimaling par contre, comprenant les roches compétentes de l'unité de Nyimaling (Stutz 1988), subit une tectonique différentielle intense. Au sud du synclinorium, une situation typique de front de nappe a pu être démontrée dans la région de Sarchu (Spring & Crespo-Blanc 1992; Steck et al. 1993), où il a été possible d'établir une colonne stratigraphique complète des sédiments siliciclastiques du Paléozoïque inférieur. Dans la région de Nyimaling, cette colonne est lacunaire. Entre ces deux localités, comme mentionné ci-dessus, aucune roche antérieure au Permien supérieur n'affleure (Steck et al. 1993).

La différence très marquée du style de déformation entre le synclinorium du Zaskar et les régions le bordant permet de supposer l'absence des roches compétentes du Paléozoïque inférieur à moyen, créant une disharmonie potentielle au cours de la déformation tertiaire. La question fondamentale est de savoir si de telles disharmonies au niveau de la sédimentation existent réellement, et à quels phénomènes elles sont liées (lacunes stratigraphiques ou style structural).

La comparaison des régions de Nyimaling et de Sarchu permet de mettre en évidence au moins trois lacunes stratigraphiques. Dans la région de Nyimaling, ces lacunes sont:

- 1): du Cambrien supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur
- 2): du Carbonifère supérieur (?) jusqu'au Permien supérieur
- 3): du Lias supérieur (?) jusqu'au Crétacé inférieur

1): Cette première lacune d'une durée d'environ 150 Ma ayant déjà fait l'objet d'une discussion (p. 19), notre attention se porte ci-après sur les deux autres.

2): La lacune affectant le Paléozoïque supérieur dans la région de Nyimaling est de l'ordre de 50 Ma. La sédimentation ne reprend qu'à partir du Permien supérieur, après l'océanisation du rift de la Néo-Téthys (Stampfli et al. 1991). Il est possible que les séries ante-rift aient été érodées, et que le matériel ne se soit pas résédimenté dans la zone d'étude de Stutz. Au SE Zaskar, le conglomérat de la Fm de **Chumik** a pour éléments constitutifs les séries sous-jacentes, mais celles-ci ne montrent de surface érosive qu'au sud du Baralacha la (Vannay en prép). Au SE Zaskar-Haut Lahul, l'ouverture de la Néo-Téthys est enregistrée de diverses manières (failles transtensives, événements magmatiques alcalins acide et basiques, épanchement de basaltes continentaux tholéitiques) (Vannay & Spring sous presse; Spring et al. 1993), alors qu'à Nyimaling il n'y en a aucun indice.

3): La lacune supérieure de Nyimaling affecte le Jurassique moyen à supérieur sur une durée d'environ 35 Ma. Le haut de cette lacune serait plus ou moins contemporain de la séparation finale entre le Gondwana et l'Inde. La seule observation que nous pouvons faire est que le Dogger moyen et le Malm semblent être complets au Zaskar (Almèras et al. 1991; Oloriz & Tintori 1991) et que cette période est marquée par des conditions de mer ouverte. Nous avons la possibilité d'envisager soit une histoire semblable entre le Zaskar et la région de Nyimaling durant le Jurassique supérieur avec un changement au Crétacé inférieur (érosion), soit une différenciation de la région nord, déjà au Dogger moyen (sédimentation faible à nulle).

B: L'importance des structures paléotectoniques peut être de premier ordre lorsque celles-ci sont reprises par la tectonique tertiaire. Un certain nombre de ces structures ont été identifiées le long de la traverse Haut Lahul-Nyimaling; par ordre chronologique, il s'agit de:

- 1) la faille syn-sédimentaire dans les grès ordoviciens de la Fm de **Thaple** (Fig. 8) au sud de la Lingti chu, dans l'unité de Kenlung Serai
- 2) les failles transtensives du Carbonifère inférieur (Vannay & Spring sous presse) situées au sud du Baralacha la
- 3) la faille normale séparant l'unité de Nyimaling de celle de Langthang-Khurna (Stutz 1988, réinterprété par Steck et al. 1993).

Ces trois structures ont une influence prouvée ou probable sur la tectonique tertiaire:

- 1) la conjonction d'événements tectono-métamorphiques dans la région de Sarchu empêche de quantifier l'influence de la faille syn-sédimentaire ordovicienne, qui d'ailleurs ne semble avoir été reprise par aucune structure tertiaire majeure.
- 2) les failles du Carbonifère inférieur peuvent avoir eu deux impacts régionaux:
 - l'intrusion sur une très grande distance d'un filon de roche granitique d'âge Permien inférieur, à composante mantellique, impliquant un cheminement préférentiel de cette roche le long de grandes cassures.
 - l'inversion de ces failles lors de la tectonique tertiaire dans les chevauchements du Baralacha la (Vannay 1990); les plans de chevauchement se situent parallèlement aux filons de basalte alcalin.
- 3) enfin, un plan tectonique met en contact des terrains du Permien supérieur (nappe de Langthang-Khurna) sur ceux du Carbonifère inférieur de l'unité de Nyimaling (Stutz 1988, p.81). Cette faille normale a probablement joué en chevauchement lors de la compression tertiaire, mais n'a pas eu d'influence majeure, puisqu'il n'y a pas inversion de la relation stratigraphique de faille normale.

L'influence de ces structures ante-himalayennes dans la tectonique tertiaire passe d'abord par une reconnaissance systématique de celles-ci, ce qui n'est pas toujours aisé, à cause de l'intense déformation subie par les roches.

En conclusion, l'établissement et la comparaison de coupes lithologiques au Haut Lahul - SE Zaskar et Nyimaling ont permis de mettre en évidence:

- une colonne lithostratigraphique complète, allant du Cambrien inférieur au Crétacé supérieur en série continue dans la région du SE Zaskar, et trois lacunes stratigraphiques dans la région de Nyimaling
- des structures synsédimentaires ordoviciennes, carbonifères et permienues.

La combinaison de l'influence mécanique de la lithologie et de ces structures ante-himalayennes a une importance qui reste à quantifier dans un modèle de déformation à grande échelle de la marge nord-indienne au Tertiaire.

Chapitre troisième

Au cours duquel certaines roches font intrusion dans l'histoire.

Au SE Zaskar-Haut Lahul, plusieurs études portant sur les roches intrusives ont été publiées depuis de nombreuses années déjà, sur les roches acides en particulier. Il s'agit de corps intrusifs de taille variable dont l'âge de mise en place s'étend du Paléozoïque au Tertiaire. Les roches basiques ne sont que faiblement représentées dans cette région où elles affleurent sous forme de filons ou de coulées concordantes, aussi bien dans le HHC que dans les sédiments de la zone tibétaine. Dans la région de Sarchu, ce sont au contraire les roches de la séquence basique qui dominent, le terme acide n'y est représenté que par le granite de la Yunam (Fig. 18). En collaboration avec J.C. Vannay, nous avons entrepris une étude régionale sur les basaltes du Haut Lahul-SE Zaskar (Vannay & Spring sous presse), tandis que le granite de la Yunam a fait l'objet d'une étude particulière (Spring et al. sous presse).

Ce chapitre condense les deux articles, développe la description de terrain et étoffe la caractérisation géochimique des roches. La pétrographie des basaltes et granites, ainsi que la description des paragenèses des roches de la séquence basique sera développée dans le chapitre cinq.

La séquence basique

Dans la région allant du Cachemire au Zaskar, lorsque le terme de basalte est utilisé, le géologue himalayen fait immédiatement la relation avec les basaltes effusifs des **Panjal Traps (PT)**, qu'il s'agisse de coulées, de filons ou de niveaux concordants. Sur la base de données de terrain entrant en contradiction avec cette image consensuelle de "tout ce qui est basaltique est relié aux PT", nous avons entrepris une étude systématique de toutes les roches basiques de la région, étendant la zone d'étude aux deux terrains de thèse.

Au nord du Baralacha la, les roches basiques affleurent de différentes manières:

- en filons discordants dans les sédiments de la zone tibétaine, où ils recoupent uniquement des séries plus anciennes que l'Ordovicien (Fm de Thaple). Il s'agit des **filons de Sarchu** (Fig. 18).
- en **microgabbro** associé spatialement au granite de la Yunam; les deux roches sont intrusives dans les grès et conglomérats de la Fm de Thaple.
- comme coulées concordantes de basalte, reposant sur les sédiments du Permien moyen de la Fm de Chumik (Gaetani et al. 1990). Ce sont les **Panjal Traps** (Lydekker 1878, 1883).
- comme corps concordants (sills ou coulées) entre la Fm dévonienne de Muth et celle de Lipak, datant du Carbonifère inférieur; il s'agit des **basaltes concordants de Sarchu**.

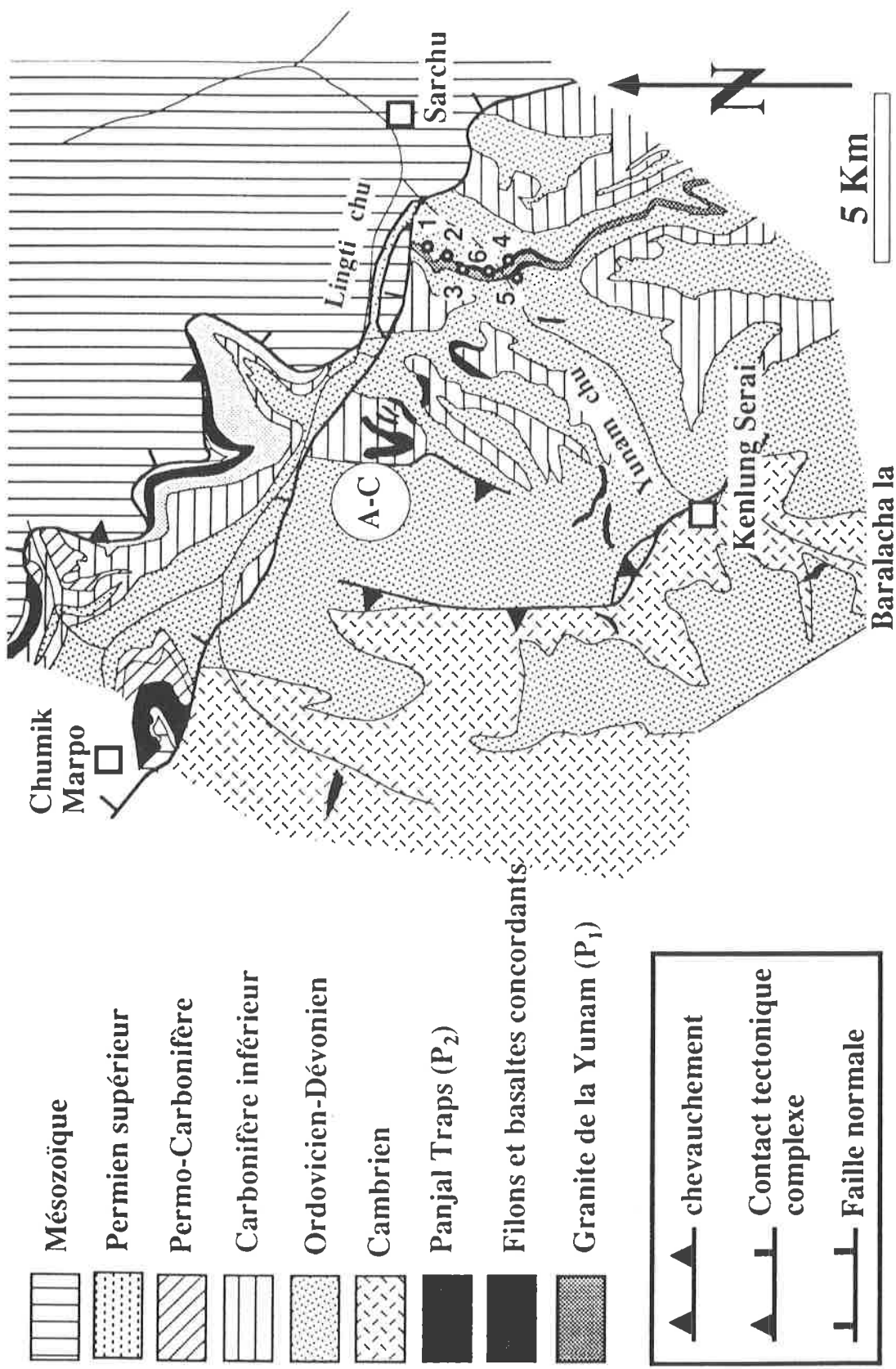


Fig. 18: Esquisse géologique et occurrence des roches magmatiques au Haut Lahul - SE Zaskar.

Les filons de Sarchu

Ils affleurent exclusivement dans l'unité de Kenlung Serai et traversent les séries du Cambrien (Membres de Mauling à Kuru) et de l'Ordovicien (Fm de Thaple). Ils sont géographiquement proches de l'essai de filons du Baralacha la (= BDS, Vannay & Spring sous presse), mais n'en suivent pas l'orientation préférentielle WNW-ESE, et leur nombre est comparativement réduit. Ces filons ont une taille variant de 2 à 15 m et peuvent être subconcordants à perpendiculaires à la stratification. Les roches sont métamorphisées dans des conditions allant du faciès schistes verts inférieur au faciès amphibolite et ont subi toute la déformation tertiaire. Pour Gaetani et al. (1986), les filons affleurant dans l'unité de Phugtal (équivalent occidental de l'unité de Kenlung Serai), seraient les roches nourricières des PT. Cette hypothèse repose sur l'analyse géochimique de deux échantillons.

Le microgabbro de la Yunam

Une intrusion composée d'un granite subalcalin, le granite de la Yunam, et d'un microgabbro (Pl. 3A) peut être observée de part et d'autre de la vallée de la Yunam (Fig. 18). Ces filons affleurent dans la zone où le métamorphisme est le plus intense (faciès amphibolite). Le **microgabbro** est toujours associé spatialement au granite, mais il n'affleure que sur quelques dizaines à centaines de mètres, alors que le granite peut être suivi sur plus de 7 kilomètres en direction de l'est. La roche basique a une puissance de deux à dix mètres. Le granite et le microgabbro ne sont que faiblement discordantes dans la Fm de Thaple (~ 10°) et il n'existe aucun argument de terrain permettant de donner une chronologie relative de ces deux événements magmatiques.

Nous reviendrons plus en détail sur leur description dans la deuxième partie de ce chapitre, dévolue aux roches acides.

Les Panjal Traps

Ils affleurent dans l'Himalaya du nord-ouest et se poursuivent du Pakistan au SE Zaskar sous la forme de coulées basaltiques massives. Les Panjal Traps (PT) marquent le pic d'une activité volcanique qui a débuté par la production de roches de composition intermédiaire à acide. Il s'agit des **Agglomeratic Slatés** (Middlemiss 1910, Pareek 1976). L'épaisseur totale des extrusions atteint 2'500 m dans la vallée du Cachemire. Géochimiquement, les PT sont des tholeiites continentales pouvant parfois atteindre une composition légèrement alcaline (Nakazawa & Kapoor 1973, Singh et al. 1976, Bhat & Zainuddin 1978 a,b,;1979, Honegger et al. 1982, Pareek 1983, Gupta et al. 1983). A ce jour, les termes intermédiaires à acides n'ont été décrits que par Pareek (1976).

Le type de dépôts sus et sous-jacents, ainsi que la présence de laves en coussin, indiquent que les PT sont effusifs dans un environnement subaquatique, et probablement subaérien à aérien (Nakazawa & Kapoor 1973, Nakazawa et al. 1975). L'âge des **Panjal Traps** est évalué par la faune des sédiments des Fm de Chumik et Kuling (Nakazawa et al. 1975, Kapoor 1977, Gaetani et al. 1990). Il est compris entre le Sakmarien terminal et le Kungurien-Kazanien.

Un essai de datation radiométrique par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été entrepris sur les PT de l'unité de Chumik. Le seul minéral susceptible de donner un âge par cette méthode est le plagioclase, mais celui-ci est très sensible au métamorphisme. Si les conditions dépassent 150°C, le système montre une réjuvenation partielle, très visible par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ou même une réjuvenation complète si les conditions dépassent 250°C. L'unité de Chumik est métamorphisée dans le faciès zéolite à schistes verts inférieur, ce qui implique des conditions limites de température pour ce genre de datations. La quantité d'argon radiogénique contenue dans les plagioclases était suffisante pour obtenir 5 paliers: les deux premiers donnent un âge d'environ 40 Ma, soit à peu près l'âge du pic du métamorphisme dans la zone tibétaine du Ladakh-Zaskar. Les trois autres donnent des résultats aberrants mais remarquablement proches, soit environ 930 Ma. D'après M. Cosca (comm. pers. 1992), les plagioclases ont tendance à donner des résultats difficilement

interprétables pour des raisons encore mal connues, et donc ne sont que rarement utilisés.

Dans la littérature, différentes propositions ont été avancées quant à la genèse de l'événement magmatique donnant naissance aux PT. Wakhaloo (1972) suppose un environnement orogénique pour l'extrusion des basaltes, alors que Nakazawa & Kapoor (1973) ont démontré la similitude entre les PT et les basaltes océaniques. A partir de cette deuxième interprétation, certains auteurs proposent un contexte de "géosynclinal" (Bhatt & Zainuddin 1979, Wakhaloo 1979), tandis que Rao (1981) lie les PT à une orogénèse hercynienne engendrant une chambre magmatique qui évoluerait de manière continue jusqu'au Crétacé. Honegger et al. (1982) démontrent que les PT s'intègrent dans un contexte de rifting résultant de la séparation de la Cimmérie et du Gondwana. Cette hypothèse jouit actuellement d'un large consensus.

Dans notre région, les PT affleurent dans les unités de Zangla et de Chumik. Ces roches peuvent être suivies de manière continue en direction de l'ouest (Frank et al. 1987, Fuchs 1987), alors que les affleurements de la Lingti chu (Fig. 18) et ceux de la Haute Chandra (Vannay en prép.) marquent l'extension orientale maximale de ces basaltes. Dans l'unité de Chumik, les PT forment des falaises atteignant 150 m (Pl. 3B), alors que cette épaisseur se réduit rapidement en direction de l'est, n'atteignant plus que 20 à 30 mètres au nord de la Lingti chu. Ce niveau de basalte ne mesure qu'une vingtaine de mètres dans l'unité de Zangla, où il est parmi les niveaux stratigraphiques les plus bas qu'atteignent les PT. Ils sont en effet fréquemment soustraits à l'affleurement pour des raisons tectoniques. Au Zanskar central, les PT constituent le niveau structural de base de l'unité de Zangla, chevauchant la nappe de Phugtal (Baud et al. 1984).

Le basalte concordant de Sarchu

Cette roche affleure au sud de la Lingti chu, dans l'unité de Kenlung Serai (Fig. 18). Sa caractéristique est d'être partout concordante et d'être toujours située entre la Fm de Muth et celle de Lipak (Fig. 19, Pl. 3C). L'extension géographique de ce basalte est relativement grande puisqu'il affleure de manière discontinue, sur une surface de près de 50 km² (cf. carte, Fig. 18). Dans cette partie de l'unité de Kenlung Serai, les roches sont métamorphosées dans le faciès amphibolite, et la déformation interne est très grande. Sur une même coupe, l'alternance Muth-basalte-Lipak a pu être observée jusqu'à quatre fois (Fig. 19). Pour toutes ces raisons, la nature du contact entre le basalte et les roches sus et sous-jacentes n'a pas pu être clairement établie. Nous avons levé trois coupes lithostratigraphiques de ce contact au centre-sud de la Lingti chu (Fig. 18, A-C, Fig. 19), mais les épaisseurs mesurées sont fortement dépendantes de la déformation; le basalte peut mesurer de trois à quinze mètres.

Sur le terrain, la roche adopte deux faciès. Le plus typique apparaît comme un basalte massif dont les surfaces de schistosité présentent des gerbes d'amphiboles syn-métamorphiques post déformationnelles. Le sommet du basalte montre un faciès de type volcanosédimentaire (Pl. 3D) constitué principalement de carbonate, de quartz et d'amphibole. La coupe C, comporte une zone de passage un peu floue d'un mètre, entre une dolomie basale attribuée à Lipak et le sommet du faciès volcanosédimentaire. A l'extrême base de cette zone affleurent de petits bancs de dolomie quartzitique interstratifiés avec des quartzites. Dans le tout premier banc de quartzite au-dessus du faciès volcanosédimentaire, quelques rares grains de plagioclase ont pu être mis en évidence, ce qui n'est pas le cas des niveaux supérieurs. Le contenu pétrographique des quartzites ou des dolomies quartzitiques dans les coupes A et B ne comprend pas non plus de minéraux ignés. Sur le terrain, aucun élément lithique provenant du basalte n'a pu être décelé dans les niveaux sus-jacents, pas plus qu'une éventuelle auréole de contact, bien que dans le cas de la coupe B, les quartzites de Muth montrent une couleur rosée atypique sur 5-10 cm.

Du point de vue pétrographique, textural et d'aspect sur le terrain, les quartzites sus-jacents au basalte n'ont que peu d'affinités avec les quartzites de Muth. Ces dernières sont très matures et sont constituées exclusivement de quartz, alors que les quartzites supra-basalte incorporent une quantité variable de carbonate, de biotite, de muscovite, de tourmaline et de minéraux opaques. Il est peu probable que ces deux types de quartzite appartiennent à la même Fm, et par conséquent le niveau de basalte pourrait occuper un hiatus dans l'évolution paléogéographique entre le Dévonien et le Carbonifère.

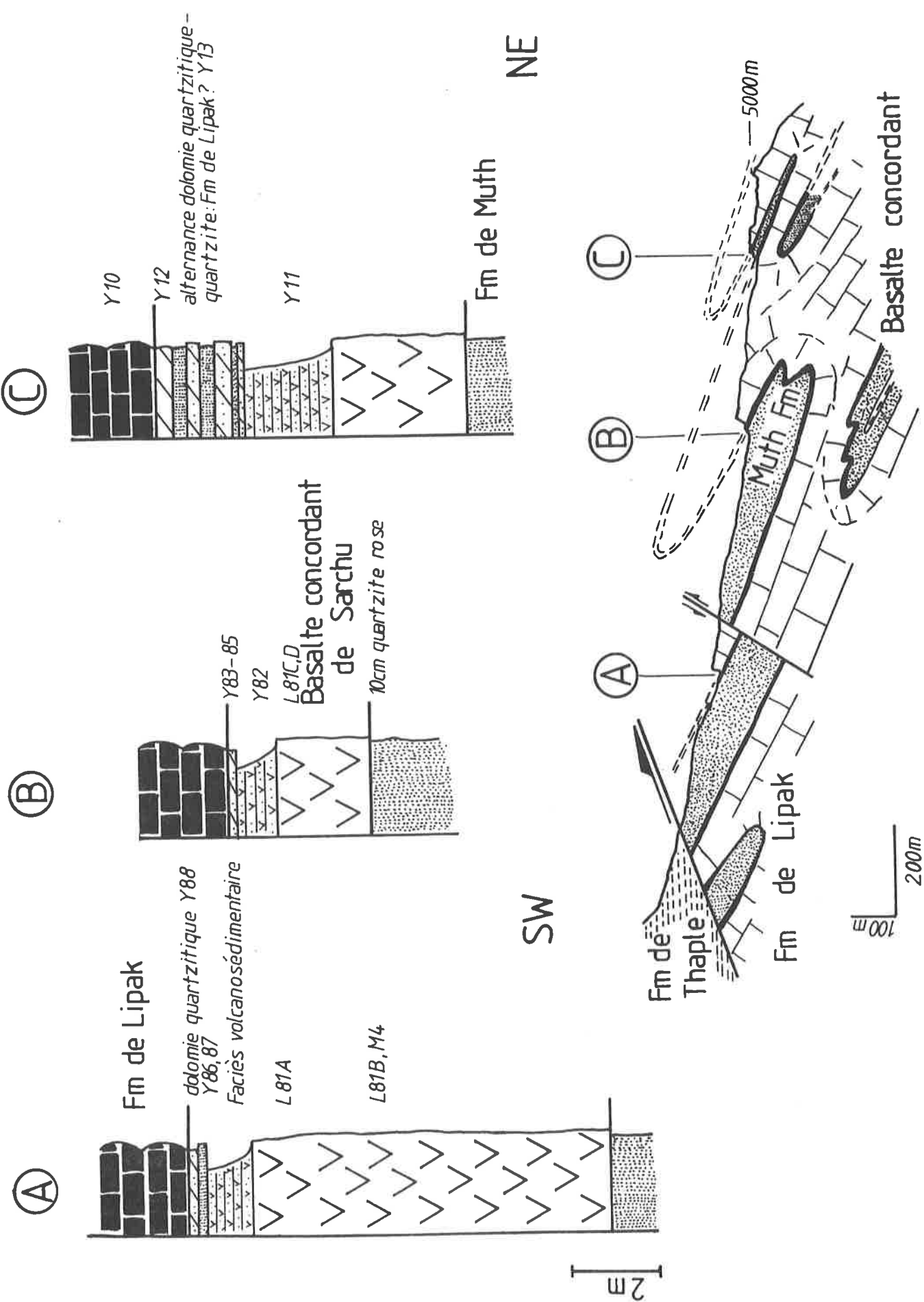


Fig. 19: Profils lithostratigraphiques et coupe tectonique des basaltes concordants de Sarchu. Localisation sur la Fig. 18.

Cette position implique une coulée concordante du Dévonien supérieur ou du Carbonifère inférieur. De plus, il semblerait qu'une lacune stratigraphique existe entre la Fm de Muth et celle de Lipak (Gaetani, comm. pers. 1990). Au sud du Baralacha la, la base de Lipak est soulignée par une alternance de dolomie, de grès carbonatés, de quartzschistes et de quartzites (J.C. Vannay, comm. pers. 1990), confirmant l'attribution des grès quartzitiques à la zone supra-basalte de la Fm de Lipak.

Ni les observations de terrain, ni l'étude pétrographique ne permettent de préciser la nature de cette roche basaltique. Il peut s'agir d'un sill ou d'une coulée concordante.

Caractérisation géochimique des basaltes du Haut Lahul-SE Zanskar

Afin de comparer les roches basiques d'attribution incertaine (filons, niveaux concordants, microgabbro) et les **Panjal Traps**, nous avons échantillonné systématiquement les différents groupes décrits ci-dessus. Le but est de confirmer ou d'infirmer le postulat qui faisait des basaltes intrusifs du Lahul-Zanskar des équivalents cogénétiques des PT. Pour ce faire, 82 échantillons ont été prélevés de part et d'autre du Baralacha la, et ont été analysés par XRF au Centre d'analyse minérale de Lausanne pour les éléments majeurs et traces, et par ICP pour les terres rares (REE) à Vandoeuvre-Nancy, au laboratoire du CNRS. Les conditions d'échantillonnage, de méthode analytique et de validité des résultats sont décrits par Vannay & Spring (sous presse).

La comparaison géochimique des roches intrusives du Haut Lahul - SE Zanskar avec les PT a amené les constatations suivantes:

- par leur concentration en éléments majeurs, traces et REE, les **Panjal Traps** du SE Zanskar / NW Spiti ont une composition tholéitique primitive. Les roches ont comme origine un magma enrichi de type P-MORB, qui a subi une contamination crustale marquée et une évolution magmatique limitée. La signature géochimique des PT reste remarquablement homogène, sur plusieurs centaines de kilomètres (Fig. 20A; Fig. 21A). Leur composition relativement primitive indique qu'ils n'ont pas été affectés par une différenciation importante, et que les liquides sont probablement montés rapidement à travers la lithosphère. En conclusion, les PT sont très vraisemblablement liés à l'ouverture de la Néo-Téthys (Honegger et al., 1982 ; Stampfli et al., 1991)
- le **basalte concordant de Sarchu** présente la composition géochimique la plus primitive des roches étudiées. Par la proportion de ses éléments traces et REE, ce type de roche pourrait montrer des analogies cogénétiques avec les PT (degré moindre de fusion partielle d'un magma commun ou apparenté) (Fig. 21A; Fig. 22)
- les basaltes de l'**essai de filons du Baralacha la (BDS)**, le **microgabbro** de la Yunam et les **filons de Sarchu** semblent être liés cogénétiquement. La composition de ces roches varie entre des tholéites de type P-MORB et des basaltes alcalins de type OIB (oceanic island basalt). Les éléments traces indiquent que ces roches appartiennent à une suite cogénétique évoluant principalement par cristallisation fractionnée, bien que la contamination crustale ait probablement influencé cette évolution. Les rapports d'éléments traces indiquent que les roches du BDS ne peuvent pas être un terme évolué des PT, et ne peuvent pas être liées par des processus de fractionation. Elles sont issues de magmas ayant une composition initiale différente (Fig. 22)

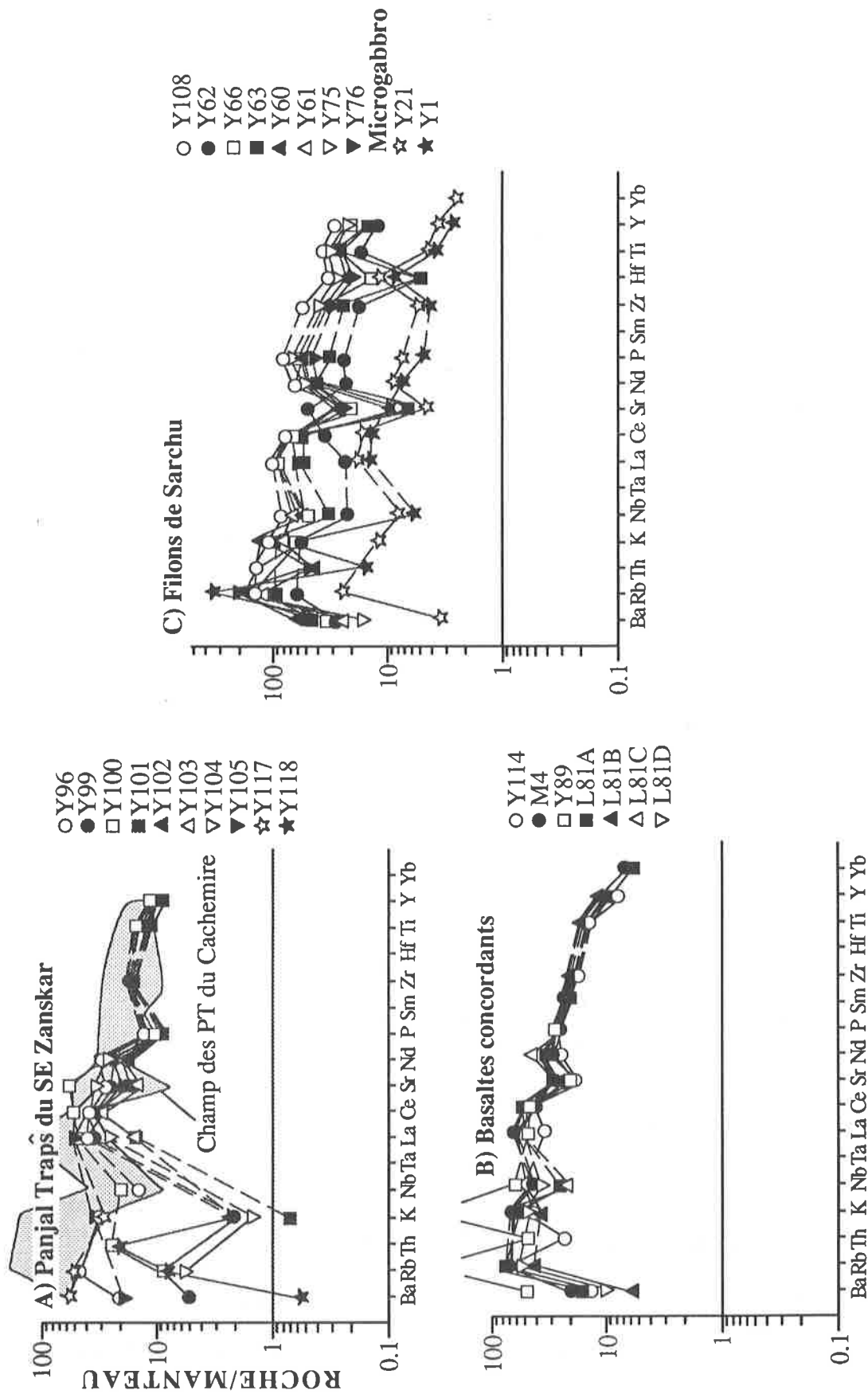


Fig. 20: Spider diagrams des éléments majeurs et traces pour les Panjal Traps (A), les basaltes concordants (B) et les filons de Sarchu (C). Valeurs de normalisation du manteau d'après Thompson et al. (1984). Analyses des PT du Cachemire d'après Honegger et al. (1982).

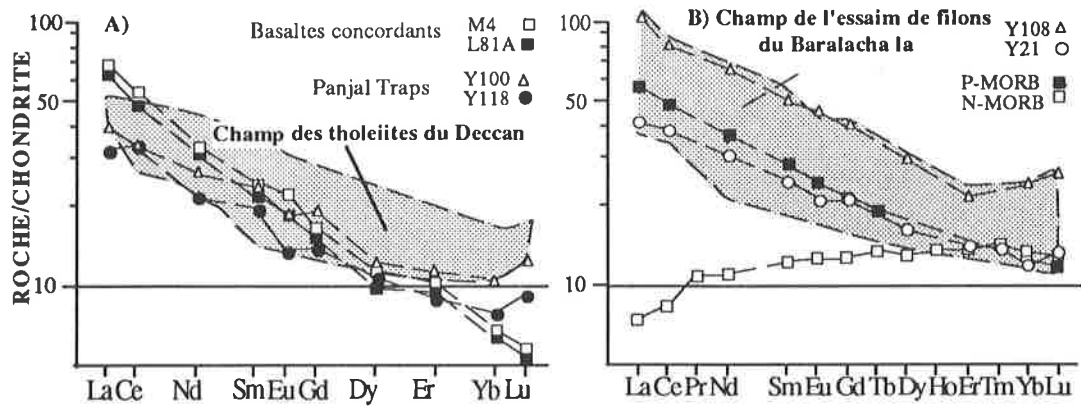


Fig. 21: Spiderdiagrams des terres rares pour les Panjal Traps et les Basaltes concordants (A), les filons de Sarchu (Y108) et le microgabbro (Y21)(B). Les valeurs du N-MORB sont de Sun & Mc Donough (1989), celles du P-MORB sont de Le Roex et al. (1983). Les analyses représentatives des tholeiites du Deccan sont de Lightfoot et al. (1990) et Mahoney et al. (1985).

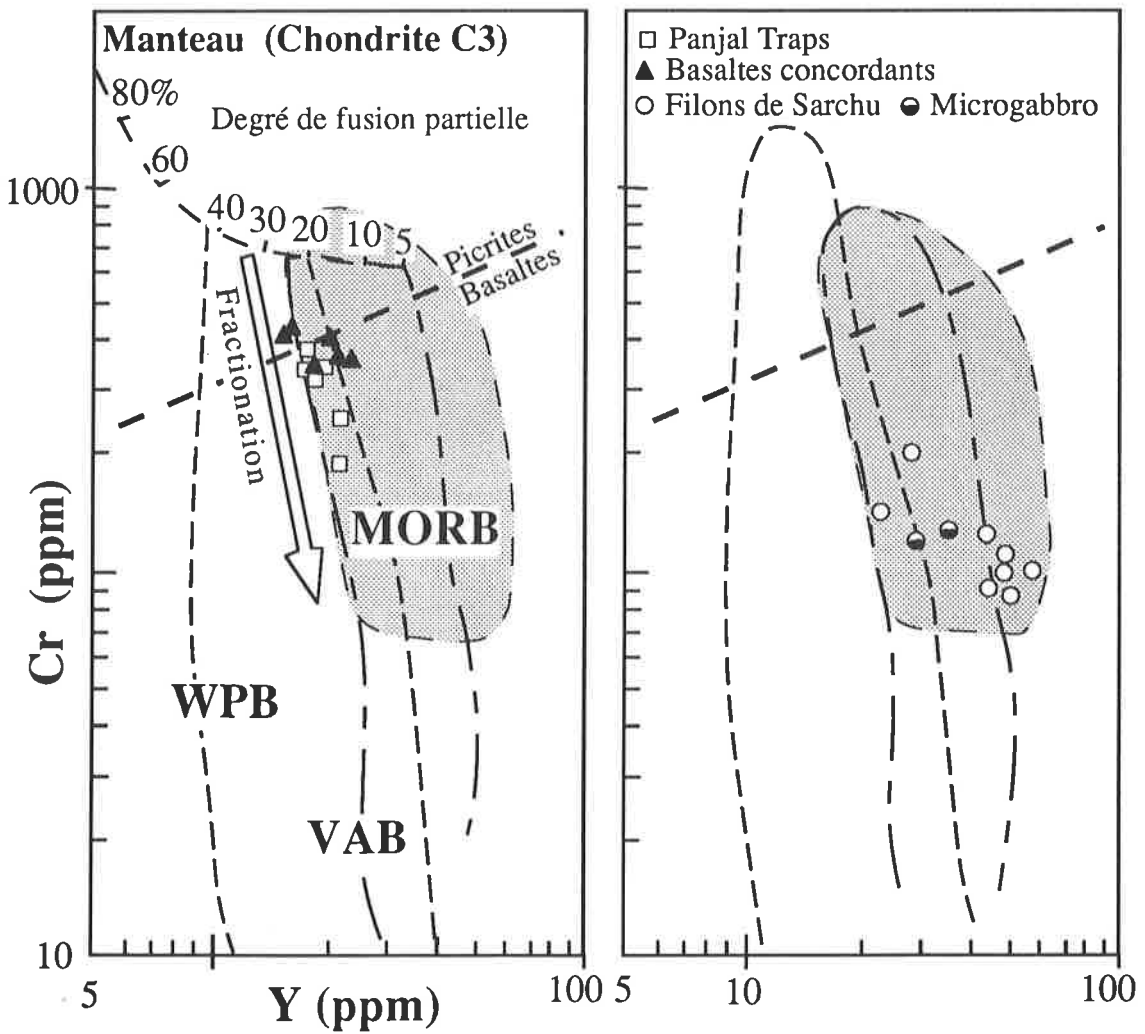
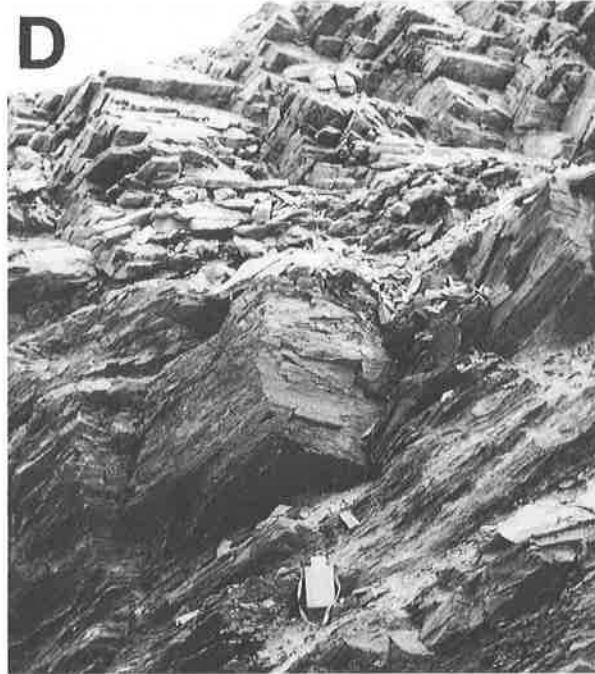
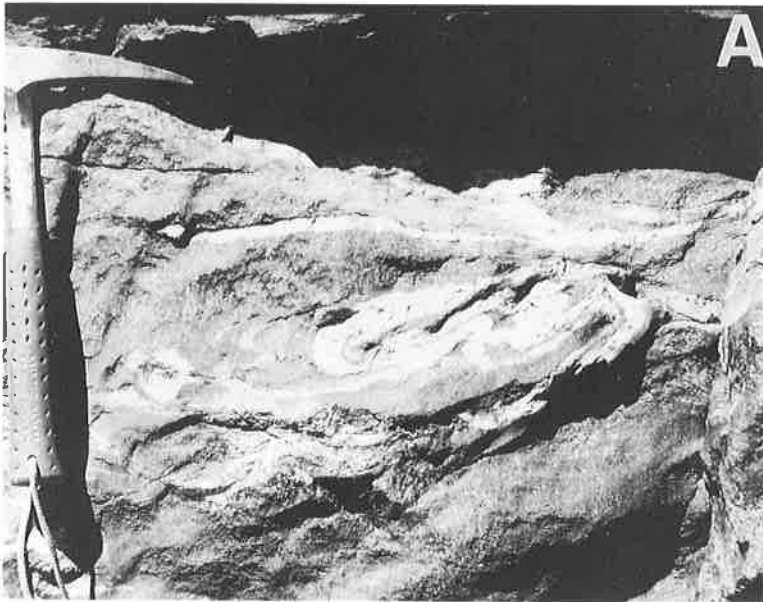


Fig. 22: Diagramme Cr - Y d'après Pearce (1980, 1984). Le chrome est un marqueur de la fractionation du chrome-spinelle et du clinopyroxène, alors que la tendance de la fusion partielle s'aligne plus ou moins parallèlement à l'axe de l'ytterbium. WPB: champ des basaltes intraplaques, VAB: champ des basaltes d'arc volcanique, MORB: basaltes de ride océanique.



- Pl. 3A: Intrusion sub-concordante du granite de la Yunam (masse claire au milieu de la photo) et du microgabbro (gris clair, sous le granite dans les grès ordoviciens de la Fm de Thaple (couleur sombre). Taille de l'affleurement: 50 à 60 mètres.
- Pl. 3B: Panorama en direction du SW sur les effusions basaltiques des Panjal Traps, formant la barre de crête au premier plan. L'épaisseur de ces basaltes atteint 150 mètres dans cette région.
- Pl. 3C: Basalte concordant de Sarchu en flanc inverse avec les quartzites blancs de la Fm dévonienne de Muth et les grès ordoviciens de la Fm de Thaple. Echelle: géologue espagnole de taille moyenne à inférieure.
- Pl. 3D: Basalte concordant de Sarchu en position renversée. De haut en bas: quartzites blancs de Muth, basalte massif, faciès volcanosédimentaire. Gourde: h= 35 cm.



Pl. 4A: Faciès de bordure microgrenu du granite de la Yunam.

Pl. 4B: Texture microgranitique porphyrique à gros feldspaths (~ 5cm), quartz bleu et biotite. ø pièce: 22 mm.

Pl. 4C: Enclave sombre d'une taille d'environ 10 cm dans le granite de la Yunam.

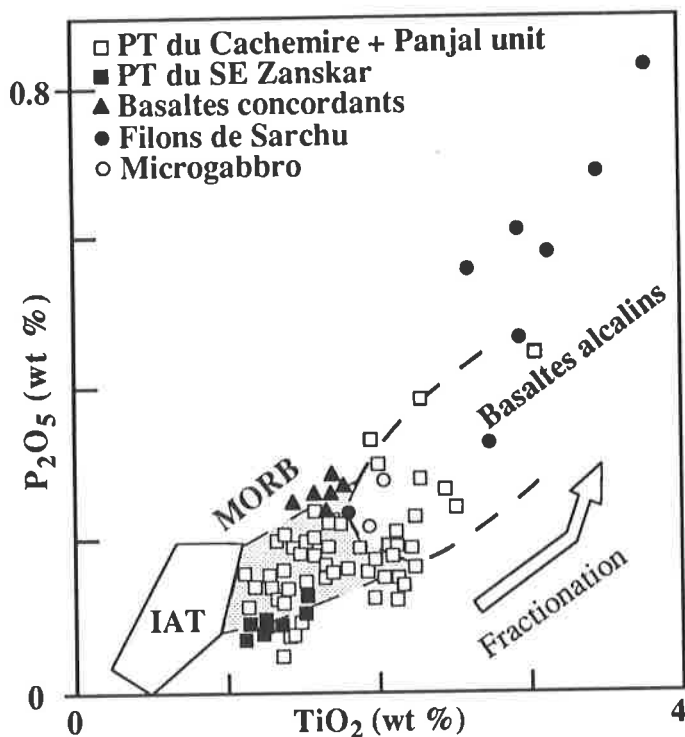


Fig. 23: Diagramme P₂O₅ - TiO₂. Limites de champ d'après Hawkins (1980). IAT: tholeiites d'arc insulaire. Les analyses des Panjal Traps du Cachemire et de la Panjal Unit sont compilées d'après Pareek (1976, 1983), Singh et al. (1976) et Bhat & Zainuddin (1979).

En conclusion, nous proposons un certain nombre d'interprétations concernant les intrusions basiques du Haut-Lahul - SE Zanskar:

- 1) Les **Panjal Traps** correspondent à des coulées de basaltes tholeiitiques intraplaques (Continental flood basalts, CFB) enrichis de type P-MORB. Ils sont très vraisemblablement liés à l'ouverture de la Néo-Téthys.
- 2) Les **basaltes concordants de Sarchu** sont probablement liés cogénétiquement aux **Panjal Traps**. Il peut s'agir de termes moins évolués ou ayant subi une contamination crustale moindre durant la mise en place. Aucune relation chronologique n'a pu être établie entre les **PT** et les **basaltes concordants**.
- 3) Le **microgabbro** et les **filons de Sarchu** sont des basaltes dont la composition varie du P-MORB à l'alcalin. Ils sont liés cogénétiquement à l'essai de filons du Baralacha la (BDS) (Vannay & Spring sous presse).

Les filons de Sarchu, le microgabbro et certains PT peuvent correspondre à des magmas contemporains mais non-cogénétiques. Cette première hypothèse implique que ces magmas proviennent de sources géochimiquement distinctes.

L'autre hypothèse serait d'envisager un événement magmatique distinct, déconnecté temporellement des extrusions des PT. Un certain nombre d'observations dans la même région prouve l'existence d'activités tectoniques et magmatiques antérieures au Permien "moyen":

- la présence d'un magmatisme acide daté à 284±1 Ma, le granite de la Yunam, prédatant les extrusions des PT.
- les filons de Sarchu et le microgabbro ne recoupent pas de roches plus jeunes que l'Ordo-silurien, et montrent une association spatiale étroite avec des failles synsédimentaires transtentionnelles du même âge au sud du col. Quelques modèles récents montrent que les processus de rifting sont initiés par une phase transtentionnelle associée à un volcanisme syn-rift. Cette étape précède une phase d'extension par cisaillement simple, contemporaine à des extrusions de basaltes de plateau (Voggenreiter et al., 1988; Coleman & McGuire, 1988; Stampfli et al., 1991). Les failles du Carbonifère inférieur au sud du Baralacha la représentent probablement une phase précédant le rifting de la Néo-Téthys, et les filons associés du BDS pourraient être liés à cet événement.

Les roches granitiques

Les granites du Lahul-Ladakh affleurent sous forme de corps intrusifs dans les lithologies Précambriennes et Paléozoïque inférieur du HHC et de la zone tibétaine (Fig. 24). Deux générations de granites ont été mises en évidence à ce jour, l'une d'âge cambro-ordovicien, et l'autre du Tertiaire. Les granites anciens sont les mieux représentés, tant par leur volume que par leur répartition. Ils affleurent très souvent sous forme d'orthogneiss, et ne montrent que rarement une texture et une paragenèse originales. Les granites tertiaires sont intrusifs dans les roches métamorphiques cristallines et sédimentaires. Au Haut Lahul-Zaskar, ils sont représentés par les granites du Gumburajun (Fig. 24/4), et d'Oji Bihal (Fig. 24/3).

Dans notre région, le terme acide n'est représenté que par quelques filons de microgranite, intrusifs dans les sédiments métamorphisés de l'Ordo-silurien. Ces filons ont été regroupés sous le terme de Granite de la Yunam (Spring et al. sous presse). La caractérisation pétrographique et géochimique a révélé que ce granite diffère de ceux affleurant habituellement dans la région. Cette différence a été confirmée par les datations radiométriques.

La comparaison du Granite de la Yunam avec ceux du Haut Himalaya a soulevé certains problèmes:

- aucune étude géochimique systématique n'a été publiée sur ces granites. Quelques analyses ont été parfois présentées sous forme de tableaux de données, mais l'interprétation géochimique n'a été que rarement réalisée. La répartition des informations est très inégale: le granite tertiaire de Manaslu a été largement étudié (Le Fort 1973, 1981; Cocherie 1976, Vidal et al. 1982; Debon et al. 1985, 1986), contrairement aux granites cambro-ordoviens de l'Inde nord-occidentale qui, par leur volume, occupent une place considérable dans la structuration régionale.
- le métamorphisme influence le comportement de la plupart des éléments permettant la caractérisation pétrographique et géochimique des granites. Il peut parfois être difficile ou impossible de donner un nom à certaines roches, la paragenèse initiale et les rapports d'éléments traces et majeurs n'ayant pas été conservés. L'effet des processus secondaires est très difficilement évaluable.
- aucune lignée cogénétique pouvant mettre en évidence de manière certaine des termes extrêmes ou intermédiaires n'a été décrite. Les conditions magmatiques régnant dans la croûte ou le manteau lors de l'injection des liquides n'ont donc pas pu être précisées.
- certains objets magmatiques de l'"événement à 500 Ma" (Le Fort, 1986) se révèlent difficiles à comparer. Seuls leur âge et leur caractère peralumineux sont relativement bien connus. Les datations radiométriques ont été effectuées par diverses méthodes (U/Pb, Rb-Sr, K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), et l'étendue mesurée de cet événement va de 620 à 460 Ma.

Il n'est pas de notre propos d'entrer dans une discussion basée davantage sur des hypothèses que sur des faits concrets concernant l'origine des granites cambro-ordoviens. L'état actuel des connaissances met en évidence certaines contradictions, par rapport à l'hypothèse orogénique de l'événement à 500 Ma (Garzanti et al. 1986), telles que la découverte de magma mixte (Miller & Frank 1992), de granites du Paléozoïque inférieur d'affinité alcaline (Le Fort, comm. pers. 1992), ou la présence de failles syn-sédimentaires à l'Ordovicien. Les analyses géochimiques disponibles sur les granites du Haut Lahul étant fort rares, nous avons pris celles de Searle & Fryer (1986) comme base de comparaison.

L'étude des granites tertiaires tend à s'approfondir avec la découverte de leucogranites datés de l'Eocène supérieur dans la vallée de Kaghan au Pakistan (Smith & Chamberlain 1992).

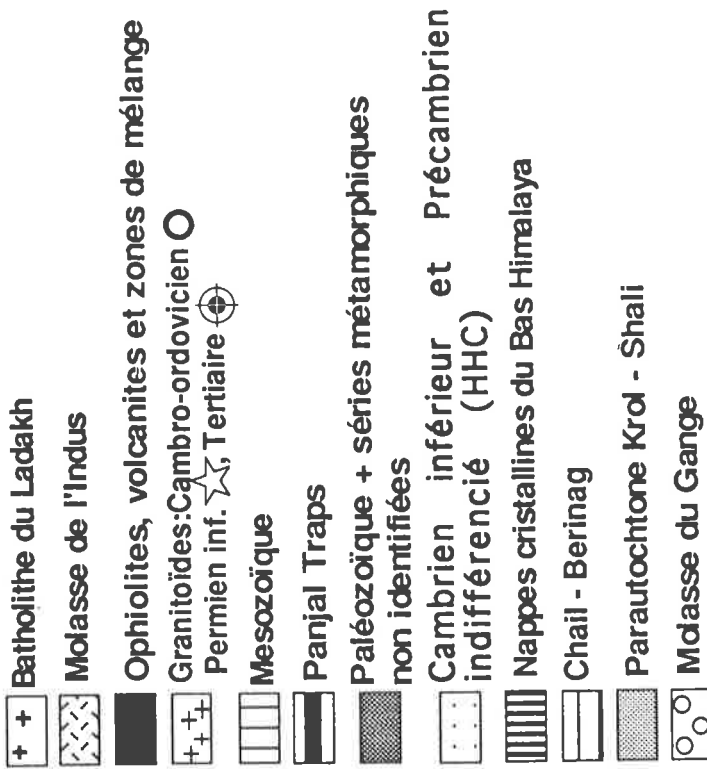
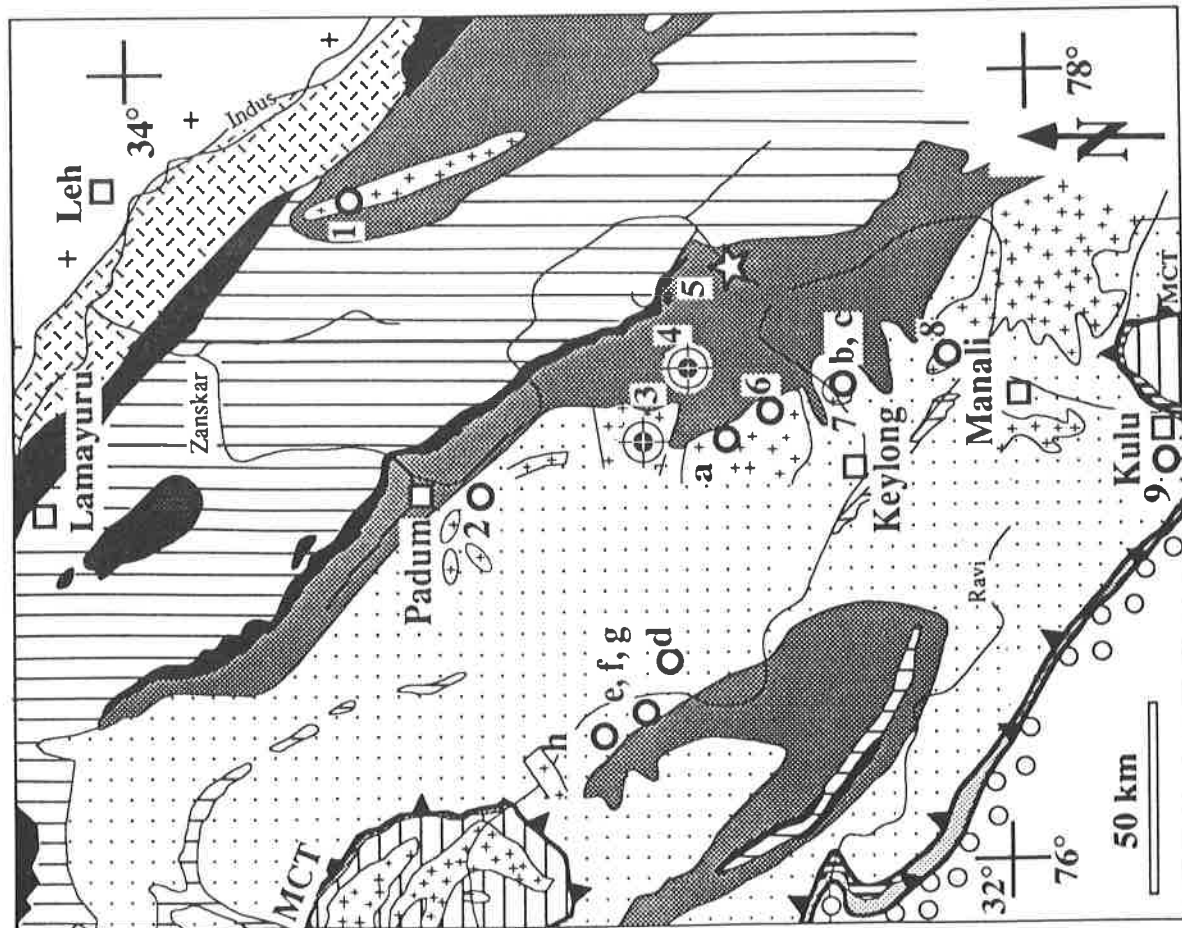


Fig.24: Localisation des granites du Haut Himalaya au Lahul-Ladakh: 1: granite de Nymaling (Stutz & Thöni 1987): 460±8 Ma (Rb/Sr WR); 2: orthogneiss du HHC (Pognante et al. 1990): 472±9 Ma (U/Pb zircons); 3: granite tertiaire d'Oji Bihal (Vannay en prép.) (U/Pb monazite); 4: granite du Gumburajun (Ferrara et al. 1987): 18,8±0,3 Ma (Rb/Sr biotite), 20,7±0,3 Ma (Rb/Sr muscovite); 5: granite de la Yunam (Spring et al. 1993): 284±1 Ma (U/Pb zircons), 19,3±0,2 (40Ar/39Ar biotite), 20,8±0,5 K/Ar biotite, 33,5 Ma (40Ar/39Ar amphibole); 6: granites du Lahul (Frank et al. 1977): 495±16 Ma (Rb/Sr WR), >400 Ma (Rb/Sr muscovite), 16 Ma (Rb/Sr biotite); granite du Kade (Ferrara et al. 1987): 621±41 Ma (Rb/Sr WR), Pognante et al. (1990): 549±70 Ma (Rb/Sr WR), 20±0,3 Ma (Rb/Sr biotite); 7: granite de Jispa (Pande & Khumar 1974): 20-50 Ma (K/Ar); 8: granite du Rohiang (Mehta 1977): 581±9 Ma (Rb/Sr WR); 9: granite de Kullu (Mehta 1977): 500±8 Ma (Rb/Sr WR); a-g: granites échantillonnés par Searle & Fryer (1986) pour l'étude comparative de la géochimie des granites du Haut Himalaya et de la Yunam.

Le granite de la Yunam

De part et d'autre de la Yunam chu (Fig. 18) affleure un groupe de filons granitiques, intrusifs dans les grès ordoviciens de la Fm de Thaple (Pl. 3A). Ces filons ont une orientation générale WNW-ESE et plongent de 10 à 60° vers le sud. Kanwar & Bandhari (1979) les ont décrits pour la première fois, en les interprétant, sur la base de leur position stratigraphique, comme marqueurs d'une activité magmatique calédonienne; Fuchs (1987) mentionne leur présence sur sa carte sans toutefois en donner de description.

Sur le terrain, ce granite est étroitement associé à des filons de microgabbro. Les conditions médiocres d'affleurement du contact entre le granite et la roche basique ne permettent pas d'observations plus détaillées. Il n'a cependant jamais été relevé d'interpénétration, de bordure mobile, ni d'enclave d'une roche dans l'autre. Leur coexistence spatiale va de quelques centaines de mètres à un kilomètre, alors que le granite peut être suivi seul sur plus de sept kilomètres (Fig. 18, carte). Il n'a donc pas pu être établi de chronologie relative pour ces filons.

Les terrains au sud de Sarchu ont subi toute la déformation tertiaire, et le métamorphisme atteint le faciès amphibolite. Concernant le microgabbro, une bordure de trempe et un métamorphisme de contact avec les grès de l'encaissant ont pu toutefois être mis en évidence (Pl. 4A).

Pétrographie

Le granite de la Yunam est un microgranite porphyrique à gros cristaux de feldspaths perthitiques (5 cm, Pl. 4B), quartz bleus, biotite et muscovite. Des enclaves sombres de taille centi à décimétrique, contenant des ocelles de quartz sont parfois présentes (Pl. 4C). Dans les parties mieux préservées de la déformation, une structure de flux est nettement visible.

La roche est caractérisée par la paragenèse métamorphique - qz - olig. - microcl. - biot. - musc. - hbl. - sph. - zirc. - ap. Quelques reliques de l'assemblage magmatique originel sont représentées par le quartz bleu (inclusions de rutile créés à haute température), le plagioclase et les porphyroclastes de feldspath. Selon des critères plus subjectifs, l'absence de zonage dans les plagioclases et la présence de perthites dans les feldspaths potassiques suggèrent une origine alcaline à hyperalcaline (J. Hernandez, comm. pers. 1992).

Caractérisation géochimique du granite

Comme les LILE (Large Ion Lithophile Elements: CaO, K₂O, Na₂O, Sr, Rb et Ba) sont susceptibles d'être remobilisés durant le métamorphisme, il faut les considérer avec prudence dans les diagrammes. Les HFS (High Field Strength Elements: Ti, Zr, Hf, Nb, Y, Th et les REE) sont par contre peu sensibles aux processus secondaires. Ce sont ces éléments qui donnent la signature géochimique de la roche.

Les analyses en roche totale donnent les indications suivantes:

- le granite de la Yunam est une roche acide peralumineuse au sens de Shand (1927) ($A/CNK=1.1-1.24$). Il se place dans le champ II (biotite > muscovite) du diagramme de Debon & Le Fort (1982) (Fig. 25). Malgré son faible pourcentage d'alumine (11-12%), la roche contient du corindon normatif entre 3.5 et 4.8%, et son rapport Fe/(Fe+Mg) est élevé (0.85-0.92).
- il se situe en revanche dans le champ des granites alcalins lorsque l'on projette les analyses dans le diagramme R1R2 de De La Roche et al. (1980) (Fig. 26), bien que son rapport $(K_2O+Na_2O)/SiO_2$ soit faible.
- enfin, la roche est alcali-calcique dans le sens de Peacock (1931) et Brown (1981).

Ces apparentes contradictions dans la classification du granite de la Yunam montrent que les LILE ont été remobilisés. La présence de corindon normatif se traduit par la croissance de muscovite métamorphique. Par conséquent, une typologie précise basée sur les LILE ne peut pas être obtenue.

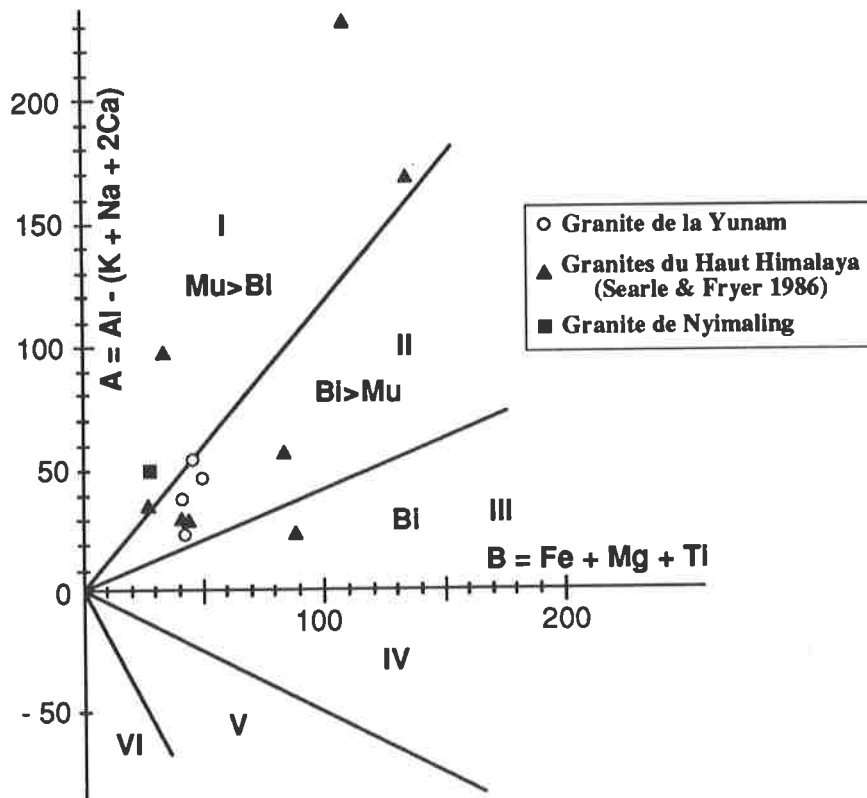


Fig. 25: Diagramme de Debon & Le Fort (1986) discriminant les granites peralumineux et metalumineux. Les analyses du granite de la Yunam (FG, FG2, R1 et HM25) semblent se concentrer dans le domaine II (Biotite>muscovite), alors que les granites peralumineux du Haut Himalaya (L.107-123; Searle & Fryer 1986; 48931: granite de Nyimaling) couvrent les champs I à III. L'effet du métamorphisme régional a certainement eu un effet de remobilisation sur les "alcalins" (K et Na) et sur le Ca, ce qui rend ce diagramme difficile à interpréter. Cependant, tous les granites de la région se situent dans le champ des granites peralumineux (A>0).

En terme d'éléments "immobiles" (HFS), le granite de la Yunam présente des teneurs élevées par rapport aux granites tertiaires et cambro-ordoviens (Fig. 27A-C), et montre une bonne corrélation avec les granites intraplaques (WPG) de croûte amincie (Pearce et al. 1984). Les WPG montrent en général un enrichissement en Rb, Th, Ta et Nb relativement aux granites de ride océanique (plagiogranites, ORG). Dans le cas présent, cette particularité est oblitérée par la remobilisation des éléments due au métamorphisme. Cependant, Pearce et al. (1984) relèvent que pour les WPG de croûte amincie, l'anomalie négative en Ba n'est que peu ou pas marquée; de plus, la pente des HFS tend à être horizontale.

D'après Pearce et al. (op. cit), les hétérogénéités du manteau affectent Rb et Nb, mais rarement Y. La cristallisation fractionnée du magma primaire, impliquant l'olivine, le pyroxène, le plagioclase, la magnétite et l'amphibole, provoque un enrichissement en Rb, Nb et Y. L'altération par des fluides riches en alcalins peut augmenter le Rb et le Nb, mais n'empêche pas la détermination d'un WPG. La contamination crustale peut toutefois faire attribuer un WPG aux granites d'arc volcanique (VAG) ou de surépaississement crustal (SYN-COLG), ce qui ne semble pas être le cas du granite de la Yunam. Le contrôle d'éléments traces comme le Th, U, Zr et les REE est dépendant de la présence de phases accessoires dans la source et le liquide.

Le diagramme de Harris et al. (1986) (Fig. 27D) montre aussi la nette démarcation du granite de la Yunam par rapport aux granites cambro-ordoviens et tertiaires. Le type II designe le champ des granites syn-collisionnels du type des leucogranites tertiaires du Haut Himalaya, formés au-dessus des plans de chevauchement de type MCT (granite de Manaslu, Le Fort, 1981). Le type III définit le champ des granites syn à post-collisionnels, riches en LILE et HFS, traduisant une influence mantellique.

Donner un nom génétique au granite de la Yunam s'avère problématique au vu de la mobilité de certains éléments, mais un faisceau d'indications, telles que sa position dans le diagramme de De la Roche (Fig. 26), et ses hautes valeurs

en HFS, nous permet de lui reconnaître une tendance alcaline.

Pour Bonin (1986, 1990), les granites alcalins se divisent en deux groupes:

- 1) Post-orogéniques: riches en Ba et Sr, de couleur générale rouge, comportant des minéraux mafiques riches en Mg et une forte teneur en Mn.
- 2) Anorogéniques: pauvres en Ba et Sr, granites hypersolvus de couleur vert-blanc à faible taux de Mn.

Pour Crawford & Widley (1990) le groupe 1 de Bonin appartient aux granites engendrés au pic de l'épaississement crustal (leur type b), tandis que le groupe 2 correspond aux granites post-orogéniques liés à la remontée de

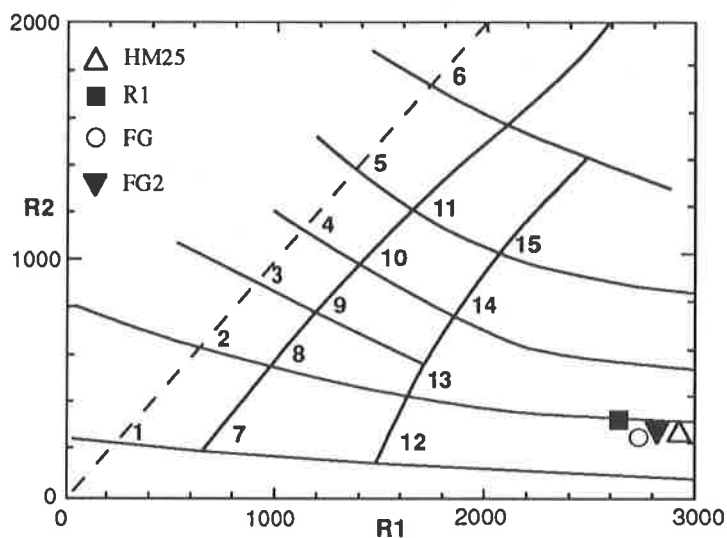


Fig. 26: Diagramme R1R2 de De La Roche et al. (1980). Le granite de la Yunam tombe dans le champ des granites alcalins. (12).

l'asthénosphère pendant une extension (granites de type A, Pitcher 1983). Par rapport aux granites crustaux, le premier groupe montre un net enrichissement en LILE, notamment en Ba et Sr. Dans le cas étudié par Crawford & Widley, la présence de lamprophyres associés implique une intervention de chaleur et/ou de matériel du manteau.

D'après Whalen et al. (1987), les caractéristiques des granites de type A (alcalins ou anorogéniques) sont les suivantes:

- le taux de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ et $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Mg}$ est élevé
- ils ne montrent pas de grandes différenciations
- ils ont une haute valeur pour le rapport Ga/Al, mais il semble qu'elle ne soit pas uniquement caractéristique des granites de type A, car certains granites peralumineux montrent un rapport tout aussi élevé.
- les granites de type A résultent dans certains cas d'un reste granulitique à la base de la croûte après extraction du granite orogénique, et non nécessairement d'un environnement anorogénique ou de rifting, comme le proposent Collins et al. (1982).

La discrimination entre un granite de type A anorogénique ou de rifting et un granite A de fin d'orogénèse s'avère problématique et dépend de l'environnement géologique dans lequel ce granite se met en place. Dans les deux diagrammes de Pearce et al. (1984) (Figure 10E+F), le granite de la Yunam tombe dans le champ des granites intraplaques (WPG).

En conclusion, le granite de la Yunam montre une affinité alcaline qui est parfois occultée par les remobilisations liées au métamorphisme. La roche n'est pas alcaline au sens classique du terme.

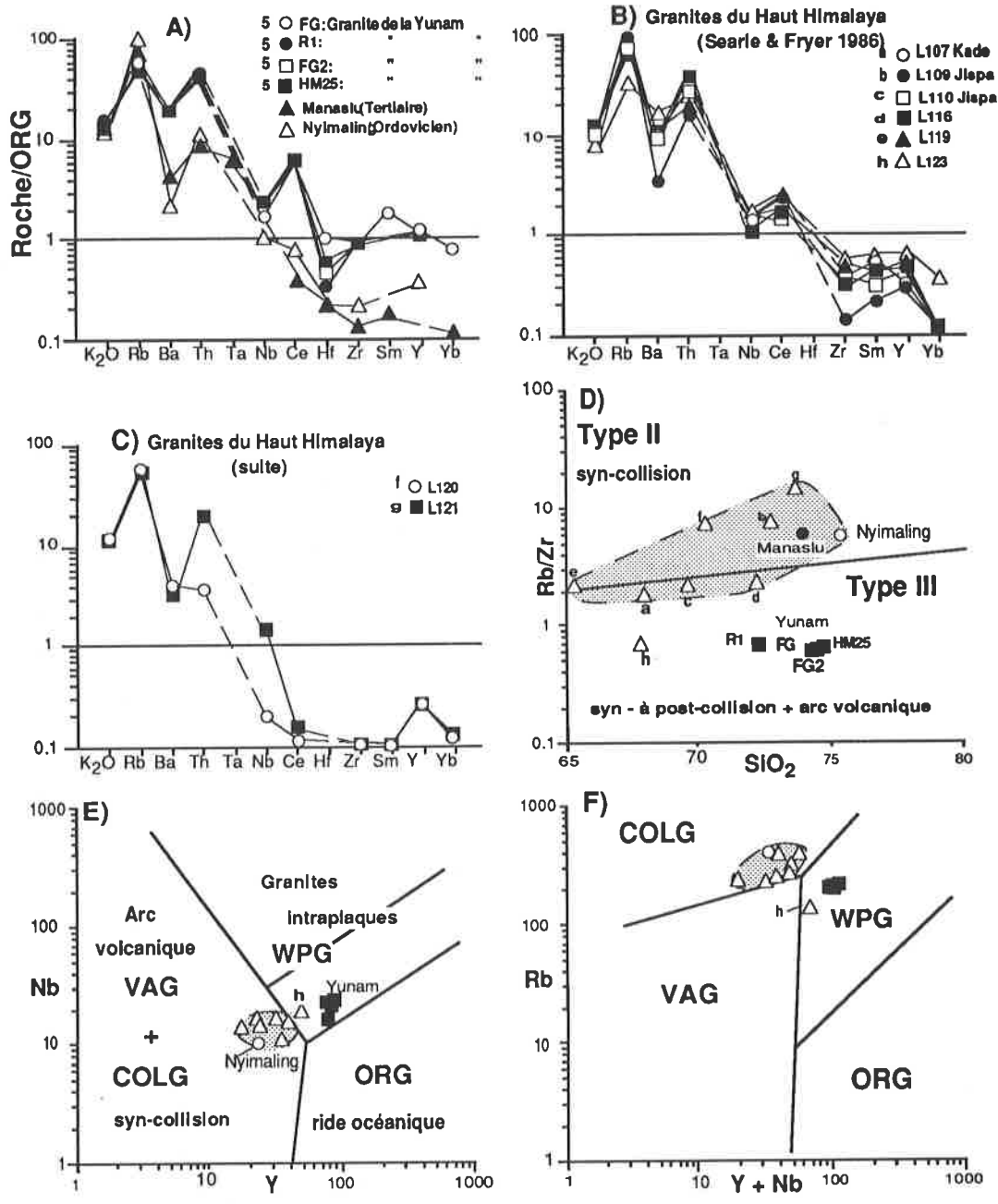


Fig. 27 A - C: Spiderdiagrams (Pearce et al. 1984) des granites de la Yunan et du Haut Himalaya (Searle & Fryer 1986). La localisation des échantillons est indiquée à la Fig. 24. Les traits caractéristiques du granite de la Yunan sont une faible anomalie en Ba (cristallisation des plagioclases) et des fortes teneurs en LILE et HFS. Les relativement faibles teneurs en HFS des granites du Haut Himalaya sont probablement dues à leur origine mésocrustale.

Fig. 27 D: diagramme tectono-discriminant de Harris et al. (1986). Le champ III indique une composante mantellique plus ou moins importante.

Fig. 27 E+F: Diagrammes tectono-discriminants de Pearce et al. (1984). Le granite de la Yunan se situe dans le champ des granites intraplaques (WPG), généralement interprétés comme des granites de type A (Collins et al. 1982) ou anorogéniques. Les granites du Haut Himalaya sont, quant à eux, principalement compris dans le champ des granites syn-collisionnels (COLG), d'origine mésocrustale (Type S, Pitcher 1983).

Classification par la typologie des zircons

Cette méthode, développée par Pupin (1980, 1988), amène des informations supplémentaires pour la caractérisation de notre granite. En effet, le métamorphisme régional n'a pas atteint un degré assez élevé pour recristalliser les zircons du granite.

L'étude a porté sur deux populations de zircons du granite de la Yunam. La première présente de gros cristaux reflétant la composition initiale du liquide magmatique (Fig. 28A, B), et la deuxième de petits cristaux tardifs (Fig. 28C, D). Les deux populations sont relativement homogènes (Fig. 28A, C); les cristaux sont transparents à légèrement roses. Les faces dominantes sont les {100} et {101}. Selon Pupin (op. cit.), cette distribution est typique de zircons formés à haute température (environ 850°C) dans un environnement moyennement alcalin. La phase de cristallisation initiale place ce granite dans le champ des granites subalcalins, tandis que la phase tardive l'entraîne plutôt dans celui des granites calco-alcalins. La tendance d'évolution typologique (TET), dans les deux cas, s'oriente dans le champ des granites subalcalins (Fig. 28B+D). Malgré la rareté des données publiées concernant la typologie des zircons himalayens, le granite de la Yunam (Fig. 28Bc) se différencie nettement des granites de Nyimaling (Fig. 28Ba) et de Manaslu (Fig. 28Bb) dont il diffère très nettement. Cette méthode confirme donc la nature alcaline à subalcaline du granite de la Yunam, comparé aux granites peralumineux du Haut Himalaya.

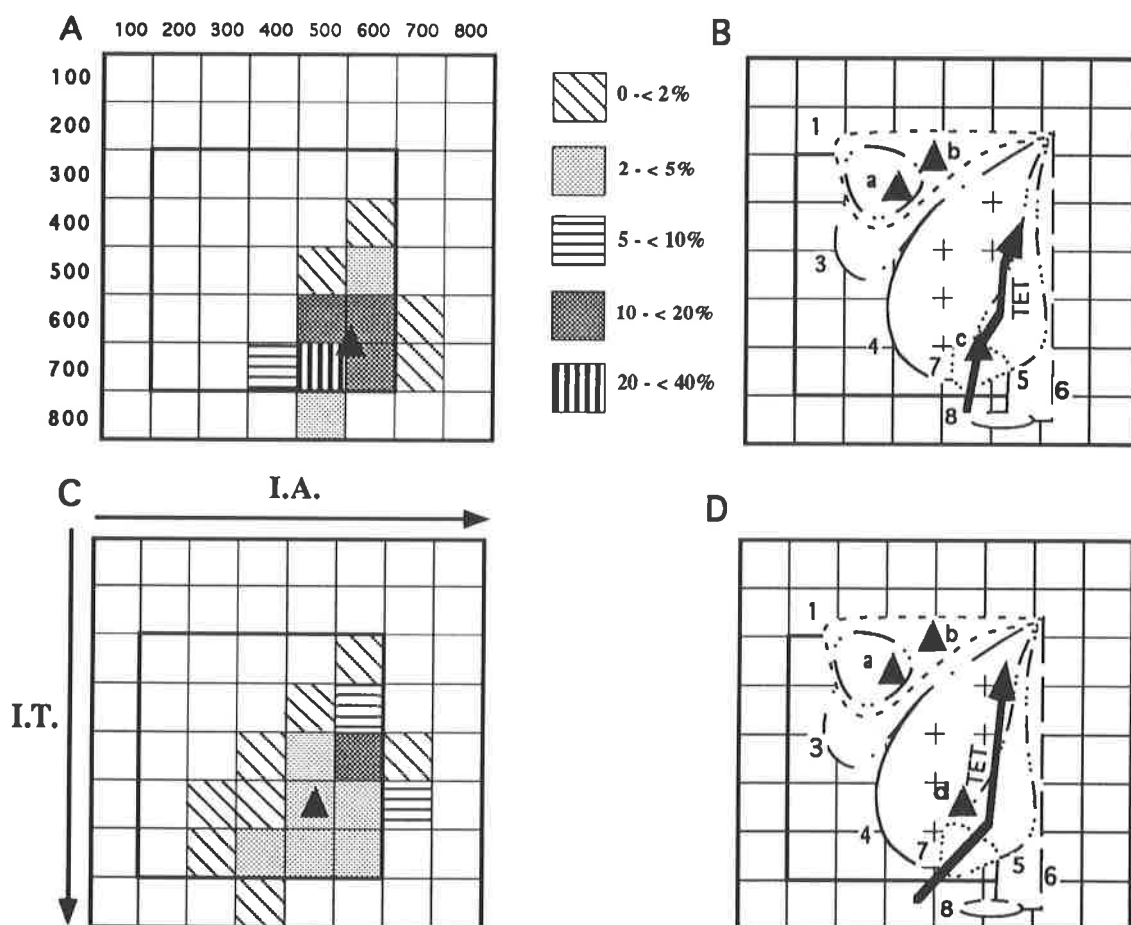


Fig.28: Diagrammes de typologie de zircons selon Pupin (1988). L'index A, ou index d'alcalinité, décrit le développement des faces pyramidales {211} (= faible IA) et {101} (= IA fort). L'index T, ou index de température, décrit le développement des faces prismatiques {110} (= faible IT) et {100} (= IT fort). Fig. A: Granite de la Yunam, gros cristaux (pop. A). Valeurs du point moyen: IA = 532, IT = 654. Fig. B: Tendance d'évolution typologique (TET) de la population A. (a, b) Valeurs du point moyen du granite de Nyimaling (Stutz & Thöni 1987; A:315, T:325), et du granite de Manaslu (Brouand et al. 1990; A:430, T:270) respectivement; (c): valeurs du point moyen de la population A du granite de la Yunam. Fig.C: Granite de la Yunam, petits cristaux tardifs (pop. B). Valeurs du point moyen: IA = 504, IT = 583. Fig.D: Tendance d'évolution typologique (TET) de la population B. (d): valeurs du point moyen de la population B. Les différents champs correspondent aux zircons des: 1: granites peralumineux; 2: monzogranites (sub) autochtones - granodiorites; 3: monzogranites alumineux intrusifs - granodiorites; 4: granites calco-alcalins et séries granitiques potasso - calco - alcalines; 5: séries granitiques subalcalines; 6: séries granitiques alcalines; 7: granites continentaux tholeiitiques; 8: plagiogranites océaniques.

Age du granite de la Yunam

Les caractéristiques des minéraux et la procédure analytique ont été décrits dans Spring et al. (sous presse). L'analyse par U/Pb sur six fractions de zircons a été effectuée au Royal Ontario Museum à Toronto par F. Bussy.

Quatre fractions interceptent la concordia et se superposent dans leur marge d'erreur (Fig. 29). La moyenne d'âge des quatre fractions pour $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 284.2 ± 0.7 , 284.3 ± 0.7 et 285.4 ± 1.1 Ma respectivement. Une moyenne de 284 ± 1 Ma a donc été déterminée, indiquant l'âge de cristallisation du granite de la Yunam.

Les fractions 5 et 6 sont nettement discordantes, et contiennent certainement du plomb hérité. Une droite peut être tracée à travers les 6 fractions, avec deux intersections de la concordia à $283.6\pm 0.9/-1.0$ Ma et $1140+162/-133$ Ma, démontrant la présence d'une source unique de plomb hérité. Cet héritage semble être toutefois très limité, puisque plusieurs fractions de zircons contenant plus de 30 cristaux en sont complètement dépourvues.

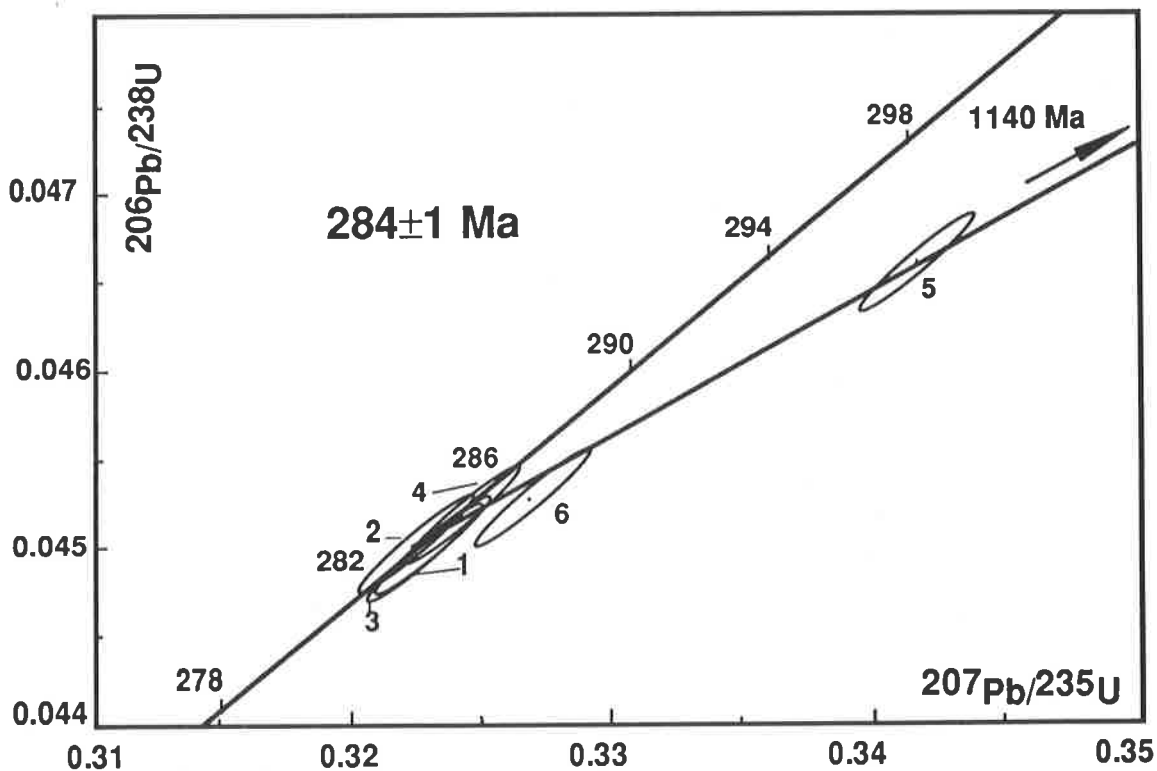


Fig. 29: Diagramme concordia pour les fractions de zircon du granite de la Yunam. Les ellipses autour des points indiquent les erreurs analytiques 2σ . L'âge de 284 ± 1 Ma est une valeur moyenne des âges apparents U/Pb des fractions 1 à 4; l'interception inférieure de la discordia est à $283.6 + 0.9/-1.0$ Ma.

Discussion

Dans l'état actuel de la recherche, le granite de la Yunam est le premier événement granitique datant du Permien inférieur à être décrit dans l'Himalaya indien. Son affinité subalcaline le démarque des autres granites peralumineux d'origine mésocrustale affleurant dans le Haut Himalaya. Il est vraisemblablement un équivalent oriental de certaines roches de la province alcaline de Peshawar au Pakistan (Coulson 1936; Ahmad et al. 1969; Kempe & Jan 1970; Kempe 1973; Ashraf & Chaudary 1977; Jan et al. 1981; Kempe 1983), distante de près de 600 kilomètres, où des granites alcalins, des gabbros et des carbonatites ont été récemment datés du Carbonifère moyen à supérieur:

Granite de Makaland	U/Pb	zircons	294 Ma	Zeitler 1988
Syenite d'Ambela	Rb/Sr	roche totale	315±15 Ma	Le Bas et al. 1987
Ijolite d'Ambela	Rb/Sr	roche totale	297±4 Ma	Le Bas et al. 1987
Syenite d'Ambela	U/Pb	zircons	Carbonifère	Zeitler 1988
Albitite de Tarbela	K/Ar		350±15 Ma	Kempe 1986

Tableau 1. Datations radiométriques des roches de la province alcaline du bassin de Peshawar.

Dans l'Himalaya indien, quelques granites d'âge paléozoïque supérieur ont été datés. Metha (1977) rapporte une datation de 311±6 Ma (Rb/Sr, roche totale) pour un leucogranite circonscrit dans le batholite de Mandi daté à 545±12 Ma. Bhanot et al. (1975) publient un âge Rb/Sr de 350±50 Ma pour une pegmatite coupant le granite de Dalhousie daté à 456±50 Ma. Trivedi et al. (1982) décrivent le granite de Gaik (235±13 Ma) situé au nord de l'Indus, dans le batholite du Ladakh. Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0.7081±0.0004; il pourrait être compatible avec un granite de type alcalin. L'encaissant, situé à l'origine en position nord-gondwanienne, a été séparé du continent lors de la phase de rifting de la Néo-Téthys. L'injection de ce granite serait postérieure à cette phase.

Il est à déplorer qu'aucune information sur la chimie de ces granites ne soit donnée.

L'intrusion du granite de la Yunam précède d'environ 10 Ma les extrusions basiques des Panjal Traps. Ces derniers sont associés au rifting de la Néo-Téthys au Permien "moyen" (Honegger et al. 1982). L'emplacement du granite est contemporain de mouvements tectoniques enregistrés dans cette partie de l'Himalaya par le dépôt de conglomérats du Permien inférieur (Fm de Chumik), qui reposent de manière discordante sur les sédiments du Carbonifère supérieur (Fm de Po). Cette activité tectonique a été interprétée soit comme le signe d'une phase orogénique hercynienne (Fuchs 1982a, 1987), soit comme l'expression de mouvements précurseurs liés à la phase d'ouverture de la Néo-Téthys (Gaetani et al. 1990). Au Lahul-Zaskar, aucun indice ne permet de supposer une orogénèse de cet âge. L'existence dans la région d'une phase transtensionnelle au Carbonifère inférieur (Vannay & Spring sous presse), et la proximité temporelle du rifting du Permien "moyen", suggèrent fortement un environnement extensif pour l'emplacement du granite de la Yunam.

En conclusion, nous interprétons cette roche comme marqueur d'un événement magmatique acide d'affinité alcaline associé à une phase précoce du rifting de la Néo-Téthys. Durant cette phase extensive, l'amincissement crustal a occasionné la remontée du manteau et la fonte de la croûte inférieure. Les liquides produits ont été injectés dans la croûte supérieure en suivant probablement les fractures engendrées durant la phase transtensive du Carbonifère inférieur, ce qui pourrait expliquer la coexistence spatiale des filons de granites et de gabbros. Un phénomène de magmatisme bimodal peut difficilement être envisagé, car, bien que les analyses du granite se placent dans la lignée cogénétique des filons de Sarchu, du microgabbro et de l'essaim de filons du Baralacha la (Fig. 30), elles ne se situent pas en position de terme ultime de fractionation. L'injection de granite le long de fractures préexistantes expliquerait comment un liquide aussi visqueux que du granite puisse se trouver sous forme de filons sur des distances considérables.

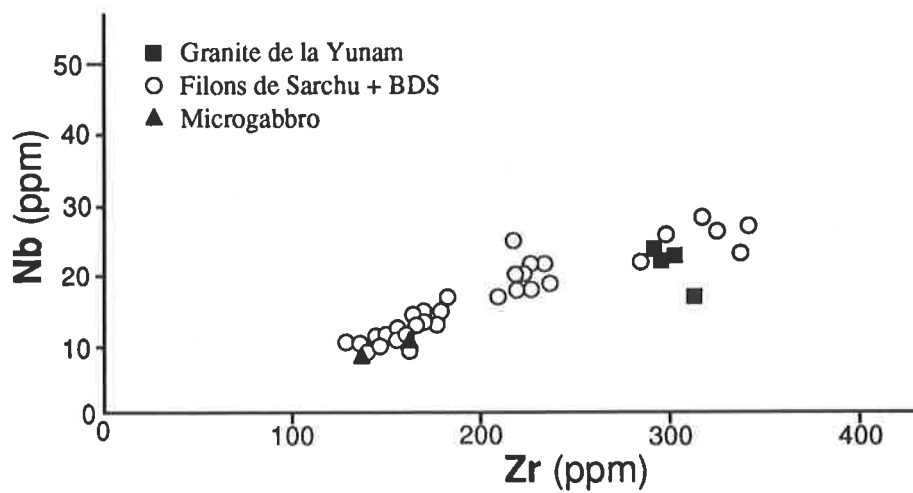


Fig. 30: Diagramme Zr - Nb (Wilson 1989) pour les roches magmatiques du Haut Lahul - SE Zanskar. Le microgabbro, associé sur le terrain au granite de la Yunam, se situe dans la lignée cohérente des filons de Sarchu et de l'essaim de filons du Baralacha la, alors que le granite, qui pourtant semble s'aligner sur cette tendance, ne se trouve pas en position de fractionation ultime.

Dans la province alcaline de Peshawar, l'événement magmatique du Carbonifère moyen à supérieur a aussi été interprété comme une phase initiale du rifting de la Néo-Téthys (Kempe 1983, 1986; Hamidulla et al. 1986; Le Bas et al. 1987; Zeitler 1988; Ahmad et al. 1990; Jan & Karim 1990).

Chapitre quatrième

Où l'on fait subir de fortes pressions à la zone tibétaine, qui perd du terrain.

La description des structures tectoniques de la région de Sarchu s'inscrit dans le cadre plus large des déformations affectant la zone tibétaine entre la suture de l'Indus -Yarlung et les séries cristallines du Haut Himalaya. L'article de Steck et al. (sous presse) synthétise les observations de plusieurs études régionales de Masson & Steck en 1979, 1982, 1983, 1985 et 1989 et de trois thèses effectuées dans la partie est du Ladakh, du Zaskar et du Lahul (Stutz 1988, Vannay en prép., et la présente). Jusqu'à ce jour, cette traverse a fait l'objet de relativement peu de publications. Frank et al. (1973, 1977) en ont étudié la partie sud; Srikantia & Bhargava (1976), Thakur & Gupta (1983), le centre-sud; Baud et al. (1984), Gaetani et al. (1985), Raina & Bhattacharyya (1979), Kanwar & Bandhari (1979), Baud et al. (1982) et Spring & Crespo (1992), la région de Sarchu; Stutz & Steck (1986) et Stutz (1988), la région de Nyimaling; Bucher & Steck (1987), la partie SE de la vallée de l'Indus au niveau de Martselang. Les informations récoltées tout au long de cette coupe permettent de reconstituer la chronologie relative et la direction des mouvements liés à l'orogénèse tertiaire. Nous y reviendrons par la suite, lorsque nous intégrerons le modèle présenté dans ce chapitre au cadre plus général de la traverse (chapitre 6).

Analyse structurale de la région de Sarchu

Ainsi que nous l'avons déjà relevé, la cartographie détaillée du Haut Lahul - SE Zaskar a permis de mettre en lumière la juxtaposition de cinq unités tectoniques de degré métamorphique et de style déformationnel contrastés (Fig. 31). Du nord au sud, les unités se nomment: Marang la (Steck et al. 1993), Zumlung (Baud et al. 1982), Zangla (Baud et al. 1982), Chumik (Spring & Crespo-Blanc 1992), et Kenlung Serai (Steck et al. 1993). La stratigraphie de ces unités (Fig. 32) permet la reconstruction d'une colonne synthétique allant du Cambrien inférieur au Crétacé supérieur. L'établissement de cette colonne a permis de mettre en évidence un certain nombre de niveaux de décollement potentiels:

- les schistes noirs du Cambrien supérieur (Membre de Surichun). Aucun plan de chevauchement n'a été détecté dans ce niveau sur notre terrain d'étude.
- les niveaux à évaporites du Carbonifère inférieur de la Formation de Lipak (mb b). Un chevauchement à vergence NE utilise cette lithologie comme niveau de décollement (Unité de Chumik, rive gauche de la Lingti chu, cf. carte.).
- les schistes du Permien supérieur de la Formation de Kuling (Mb de Gungri). Il n'a pas été observé de structures tectoniques dans ce niveau.
- les marnes du Trias moyen à supérieur de la Formation de Hanse. Quelques chevauchements mineurs à vergence SW sont détectés dans l'unité de Zangla, mais ils ne sont que d'importance locale.
- les niveaux évaporitiques du Norien (formation de Takh). Il s'agit du principal horizon de décollement des unités tectoniques supérieures de la zone tibétaine au Zaskar - Ladakh oriental. Une grande partie des chevauchements majeurs à vergence SW implique ces niveaux, et fait des calcaires massifs de Para (Réthien) la base des unités chevauchantes de la plupart des nappes de la zone tibétaine.
- les shales de Spiti datés du Malm sont souvent affectés par des mouvements cisailants importants et affleurent en règle générale dans la région de Sarchu comme niveaux supérieurs des unités chevauchées.

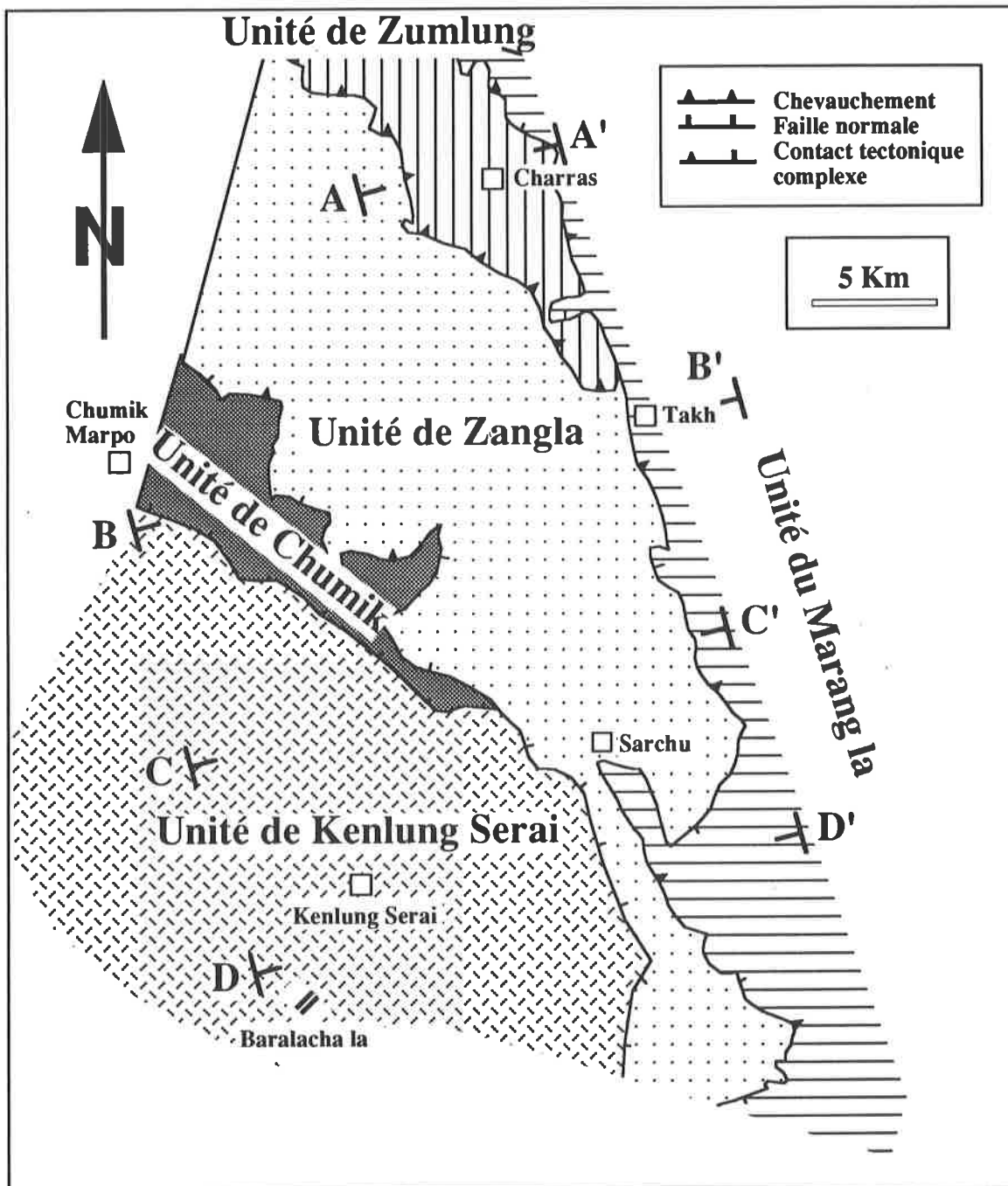


Fig. 31 Répartition géographique des unités tectoniques de la zone d'étude. A-A' à D-D': localisation des coupes sériées de la Fig. 38.

Unité	Mouvements de charriage vers le SW		Mouvement de charriage vers le NE
	D1	D2	D3
Kenlung Serai (Cambrien au Carbonif. inf.)	S1 synmétamorphique Plis isoclinaux Faciès schistes verts?	S2 synmétamorphique Linéations d'étirement L2a (N70°-110°) et L2b (N340°) associées Plis couchés, plis isoclinaux Chevauchements Faciès amphibolite	S3 foliation de crénulation Plis couchés, plis fermés Rétrochevauchements Faciès schistes verts ?
Chumik (Ordovicien à Trias moyen)		Clivage de crénulation S2 Linéation L2b (N340°) Plis couchés, plis fermés Anchizone	Clivage de crénulation S3 Plis couchés, plis métriques Rétrochevauchements Anchizone
Zangla Permien au Malm)		S2 synmétamorphique Linéation L2b (N340°) Plis couchés, plis ouverts à fermés Chevauchements Faciès schistes verts	Clivage de crénulation S3 Plis couchés, plis fermés métriques Retournement de structures D2 Anchizone
Zumlung (Trias sup. au Crétacé supérieur)	Schistosité S1 Plis isoclinaux Anchizone?	Clivage de crénulation S2 Plis couchés Chevauchements Anchizone	Verticalisation des structures antérieures
Marang la (Trias sup. au Malm)	Schistosité S1 Plis isoclinaux Anchizone ?	Clivage de crénulation S2 Plis couchés Chevauchements Anchizone	Plis fermés Rétrochevauchements Anchizone

Tableau 2: évolution tectono - métamorphique des unités de la zone tibétaine de la région de Sarchu

	Dôme tectonique	Failles normales à faible pendage NE	Failles normales à fort pendage NE
Unité	D4	D5	D6
Kenlung Serai	Bombement tectonique par transfert de masse vers le NE Failles normales à pendage est?	Contact de faille normale avec l'unité de Chumik?	Contact de faille normale avec les unités de Chumik, Zangla et Marang la
Chumik		Contact de faille normale avec les unités de Kenlung Serai (?) et Zangla	Contact de faille normale avec l'unité de Kenlung Serai
Zangla		Contact de faille normale avec les unités de Chumik et Marang la	Contact de faille normale avec l'unité de Kenlung Serai
Zumlung		Contact de faille normale avec l'unité du Marang la	
Marang la		Contact de faille normale avec les unités de Zumlung et Zangla	Contact de faille normale avec l'unité de Kenlung Serai

Le style de déformation varie d'une unité tectonique à l'autre, selon le degré du métamorphisme syn-cinématique atteint par les roches de la zone tibétaine.

Nous décrirons individuellement l'influence des déformations engendrant le métamorphisme régional, où l'importance du niveau structural est capitale. Il importe de relever de quelle manière se marque la phase principale de la déformation, unité par unité, du sud au nord et du plus métamorphique au moins métamorphique.

Les déformations subséquentes affectent les unités dans des conditions métamorphiques moins élevées, où leurs caractéristiques ne diffèrent que légèrement d'une unité à l'autre. Leur description sera abordée de manière régionale, par phase de déformation.

De manière générale, les déformations dans la région concernée peuvent être groupées en quatre événements tectoniques distincts (Tableau 2):

La phase de procharriage en direction du SW (D₁ et D₂) dont résulte l'empilement des unités.

Le charriage à vergence NE (D₃), suivi d'un dôme tectonique (D₄).

La formation de failles normales à faible angle (D₅).

La phase extensive tardive, représentée par une faille normale à fort plongement, la faille de Sarchu (D₆).

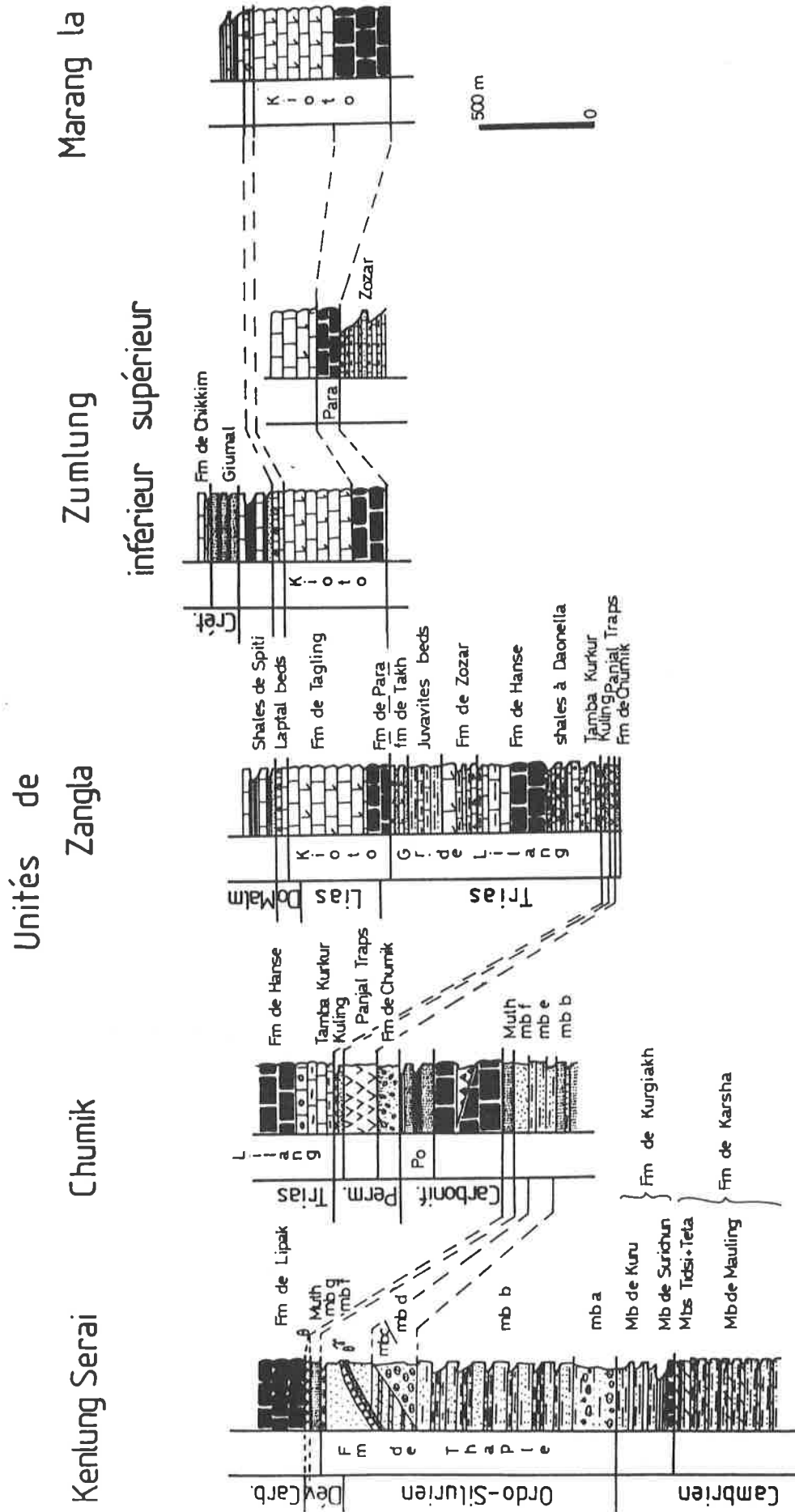


Fig. 32 Extension stratigraphique maximale des unités. Pour la légende des figurés, se rapporter à la Fig. 5.

Phase de procharriage, déformations D_1 et D_2

Unité de Kenlung Serai (KSU)

D_1

L'existence d'une première phase de plissement se marque de deux manières dans l'unité la plus métamorphique du terrain étudié:

- à l'échelle microscopique, en microlithons de micas blancs S_1 replissés par S_2 .
- à l'échelle de la carte, D_1 est révélée par une structure d'interférence D_1 - D_2 , visible à la Fig. 33. La phase D_2 affecte une structure synclinale antérieure, créant des plis P_2 à vergence SW. Le plan de schistosité S_2 est incliné vers le NE comme la surface axiale SA_1 .

La paragenèse minérale associée à D_1 n'est plus reconnaissable à cause de la forte recrystallisation lors de la formation de la schistosité principale S_2 . La même vergence des plis P_1 et P_2 indique une déformation rotationnelle associée au charriage des unités vers le SW.

- les seuls affleurement où S_1 ont pu être mise en évidence se trouvent dans les calcaires de Lipak, peu susceptibles de former des assemblages minéraux métamorphiques et dans les pélites ordoviciennes de la Fm de Thaple.

La caractérisation de la phase D_1 dans l'unité de Kenlung Serai s'avère fragmentaire. D_1 est porteuse d'une schistosité S_1 et forme des plis isoclinaux hectométriques.

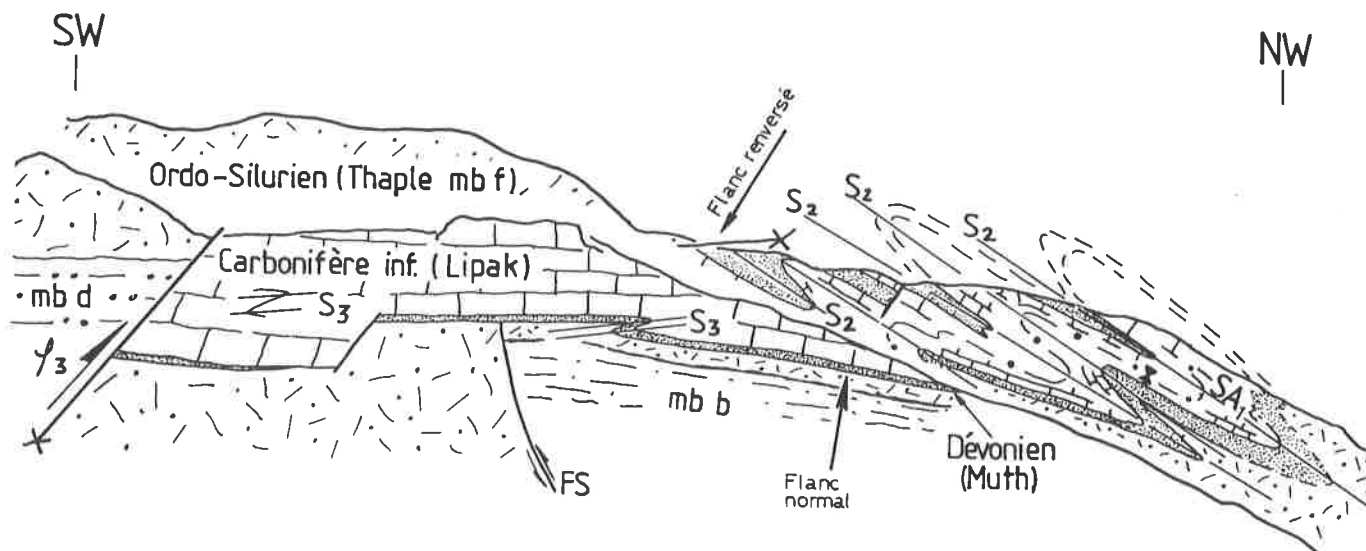


Fig. 33: Interférence de pli des deux premières phases D_1 et D_2 dans l'unité de Kenlung Serai, au sud de la Lingti chu. La position du panorama est représentée aux Fig. 18 et 19. Le synclinal de première phase, souligné par une schistosité surface axiale SA_1 syn-métamorphique, est repris par la phase D_2 . La phase D_1 forme des plis isoclinaux à surface axiale subhorizontale, tandis que les plis couchés de deuxième phase ont une surface axiale qui pend d'environ 20-30° en direction du NE.
FS: faille syn-sédimentaire ordo-silurienne.

D₂

La déformation principale, D₂, engendre de grands plis isoclinaux de vergence WSW, à schistosité surface axiale syn-métamorphique S₂. Les assemblages minéraux liés à cette phase sont du faciès amphibolite inférieur à moyen au sud de Sarchu, et du faciès pumpellyite - actinote au Baralacha la. S₂ est la schistosité principale observée dans toutes les unités de la région; elle pend de 10-30° vers le NE. La phase D₂ est liée à un processus de cisaillement intense, créant une première linéation d'étirement L_{2a}. Cet étirement est porté par S₂, et se marque par la croissance de minéraux syn-métamorphiques, tels que la staurotide, la biotite et la muscovite dans les roches quartzo-pélitiques, et la calcite autour de pyrite dans les roches carbonatées. La linéation L_{2a} est oblique aux axes de plis P₂; elle est orientée N80°, mais elle peut varier jusqu'à 40° dans le même plan de foliation mylonitique mesuré dans une localité restreinte (Fig. 34a, b, d, e, f). Le phénomène est dû à une réorientation de la linéation L_{2a} par une zone de cisaillement dextre tardi-D₂ d'orientation N330° à faible pendage, et à des plis tardifs d'axe E-W. Les indicateurs syn-cinématiques (forme asymétrique des porphyroclastes) montrent une direction de mouvement vers le WSW. La direction générale vers le SW du transport des unités durant la phase D₂ est déduite de critères de cisaillement observés par Steck et al. (1993) sur toute la traverse, de Nyimaling au Haut Lahul, et par la vergence des plis associés.

Une deuxième linéation d'étirement minérale L_{2b} peut être observée couramment sur S₂. Elle est orientée N330° (Fig. 34c, d, e), et est exprimée par l'allongement des minéraux syn-métamorphiques, tels que la biotite et la muscovite pour les roches quartzo-pélitiques (Pl. 5A), par des fibres de croissance de calcite dans les ombres de pression de la pyrite dans les roches carbonatées (Pl. 5B) et par les étirements de galets dans la Fm de Thaple. Etablir une chronologie entre ces deux linéations n'a pas été aisé, mais il semble que la linéation N-S soit postérieure à celle E-W pour deux raisons:

- sur l'échantillon-clé H13 montrant les deux linéations portées sur le plan de schistosité, la chronologie relative de L_{2a} et L_{2b} peut être établie de manière quasiment certaine, à savoir L_{2b} (N-S) postérieure à L_{2a} (E-W). L'échantillon ne se prête pas à la confection d'une lame mince. La linéation E-W est portée par de la biotite et des prismes de staurotide, alors que la N-S est portée par de la biotite. Sur cet échantillon, l'étirement N-S est nettement moins marqué que celui E-W. Sur le terrain, l'étirement N-S peut dominer localement. Les affleurements portant simultanément les deux étirements sont très rares (Fig. 35)
- la distribution de l'étirement N-S (L_{2b}) représentée dans les canevas c, d et e (Fig. 34) montre une grande homogénéité, contrairement à l'étirement E-W (L_{2a}), qui fait l'objet d'une plus grande dispersion d'orientation. La chronologie placerait la linéation E-W avant celle orientée N-S.

La présence ponctuelle de plis métriques à axes E-W (non représentés sur les canevas) explique l'apparente rotation horaire des pôles de la schistosité principale (S₂) dans les canevas c et e de la figure 34.

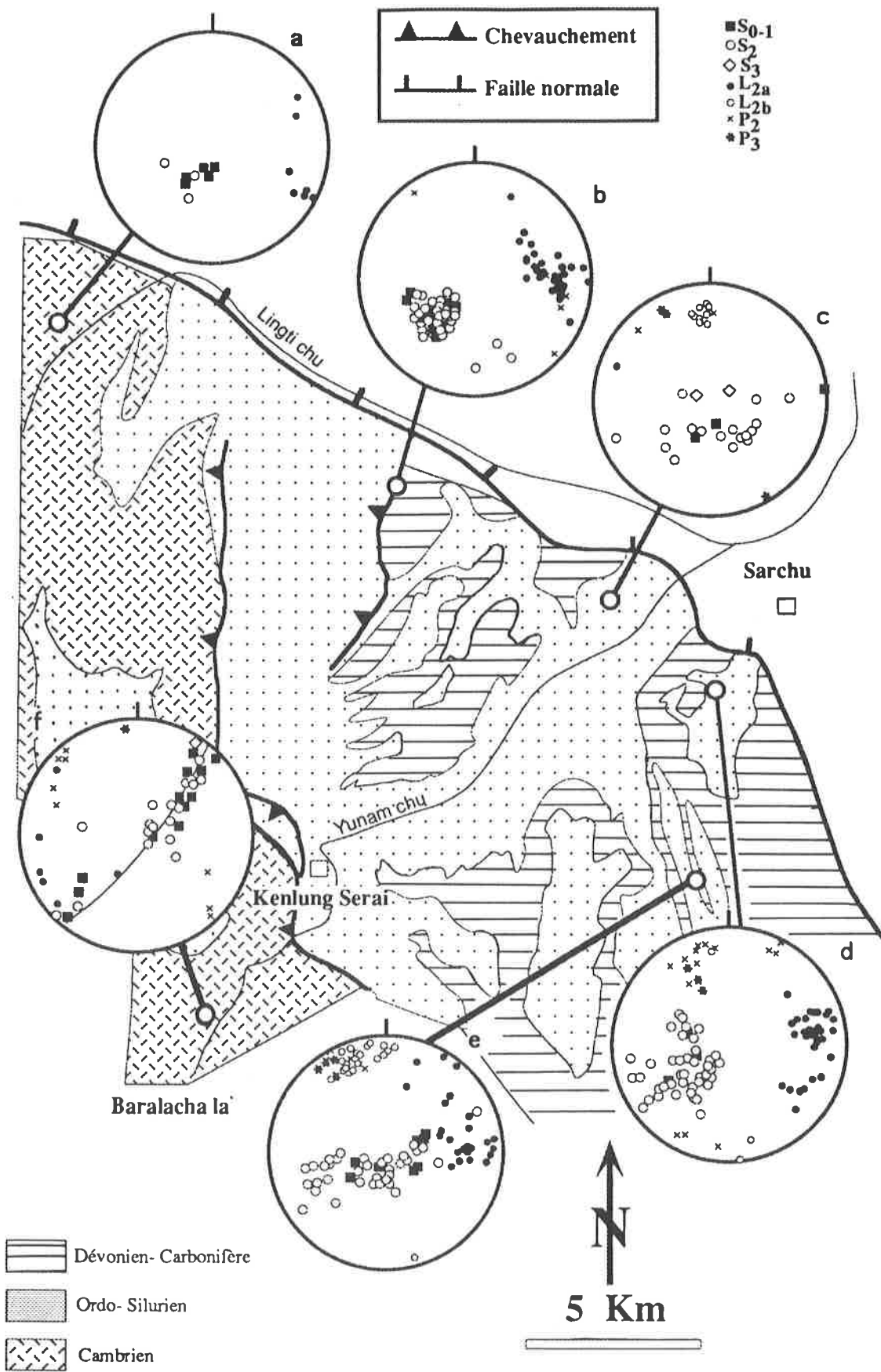


Fig. 34 Carte structurale de l'unité de Kenlung Serai. Représentation des données: canevas de Schmidt-Lambert, hémisphère inférieur. La linéation L_{2a} est notablement dispersée par rapport à L_{2b}.

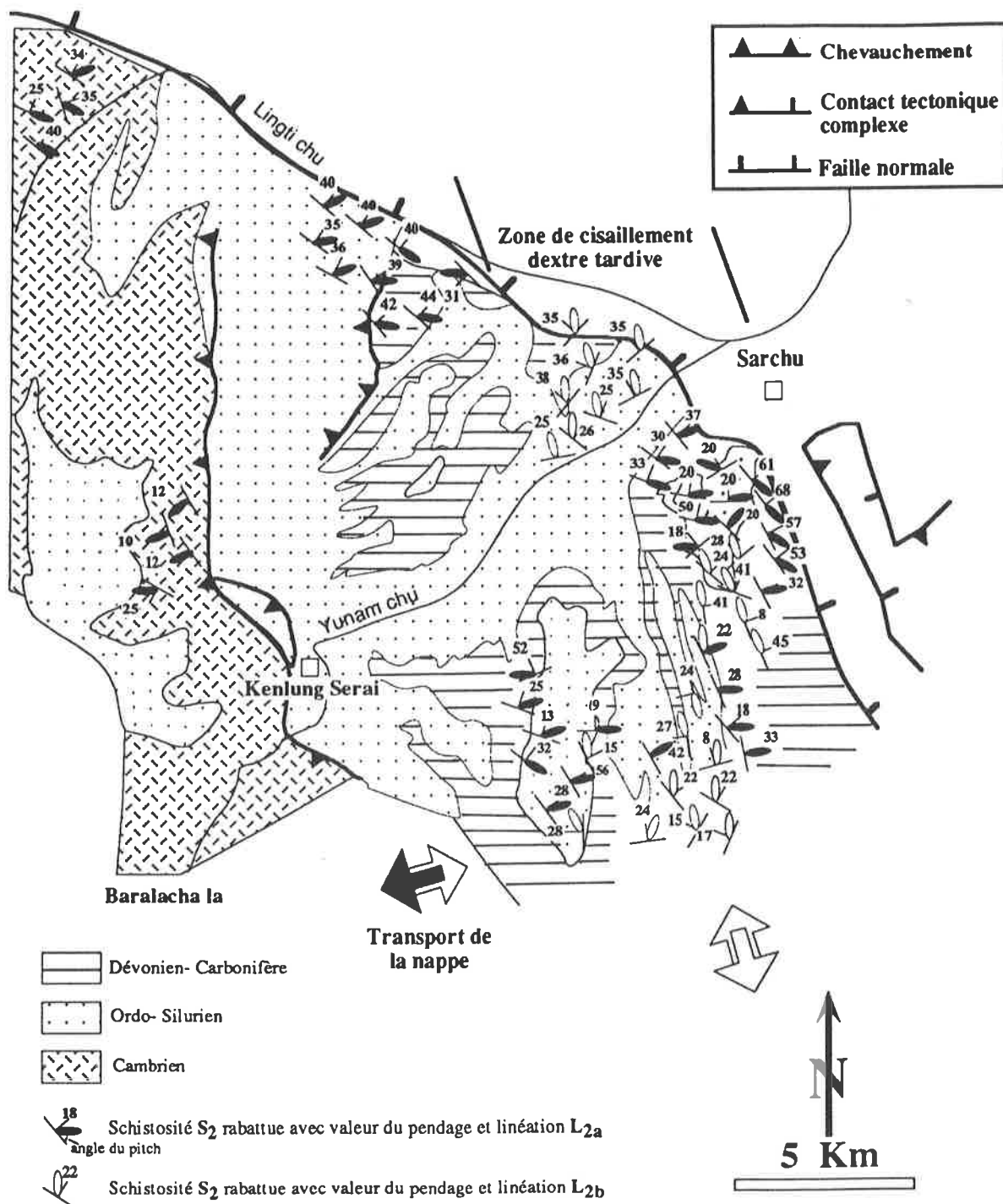


Fig. 35 Carte structurale des schistosités S_2 rabattues et des linéations L_{2a} et L_{2b} associées. Le domaine d'existence de L_{2b} se concentre dans un couloir d'environ 7 km de large et d'orientation NNW-SSE (zone de cisaillement dextre tardive). L'orientation de la schistosité S_2 est dépendante des plis de la phase D_3 du doming D_4 et de petits plis d'axe E-W qui tournent les pôles de la schistosité principale S_2 dans un sens horaire. L'orientation anormale $N110-120^\circ$ des linéations L_{2a} près du contact avec la faille de Sarchu est associable avec le plus fort pendage de la schistosité principale S_2 . Il est probable que la faille normale de Sarchu ait accentué l'orientation et le pendage des schistosité et linéations en direction de l'est.

Unité de Chumik

D₂

Aucune indication de déformation de première phase n'apparaît dans cette unité à très faible métamorphisme. La deuxième phase D₂ se manifeste par des plis couchés décimétriques porteurs d'un clivage de crénulation S₂ (Pl. 5C). Sur la surface S₂ peut être observé un alignement préférentiel de minéraux aciculaires d'orientation N (Fig. 36a, b). Les rares affleurements et les mauvaises conditions de terrain n'ont pas permis de préciser la nature de cette orientation, qu'il s'agisse d'un étirement minéral ou d'une linéation d'intersection S₀-S₂. Les conditions métamorphiques ne semblent pas avoir été suffisantes pour créer un étirement minéral. Sur la base de son orientation N-S, nous attribuons cette linéation à la phase de cisaillement dextre tardi-D₂, par analogie nous la nommons L_{2b}.

Unité de Zangla

D₁

Une schistosité relique a été rapportée par Steck (comm. pers. 1990) dans les niveaux schisteux du Trias supérieur près de Takh (Fig. 36). La relation S₀-S₁ donne une vergence vers le SW.

D₂

Cette phase affecte les séries sous forme de grands plis couchés à vergence SW, et de plans de chevauchements en rampes et plats (Fig. 37). La schistosité principale S₂ est pénétrative dans la partie interne de l'unité de Zangla au niveau de Takh (Fig. 36), mais elle passe progressivement à un clivage de crénulation plus espacé vers le sud avec la diminution du degré du métamorphisme. Une linéation d'orientation N340° est décelable dans les calcaires marneux de la Fm de Hanse. Elle est soulignée par l'orientation préférentielle de prismes et d'aiguilles de minéraux opaques. La présence d'une linéation d'orientation N-S dans cette unité, atteignant le faciès schistes verts dans sa partie interne, est remarquable, d'autant plus que la linéation E-W liée au transport des unités ne semble pas avoir été marquée de manière visible. Comme dans le cas de l'unité de Chumik, la nature de cette linéation N-S n'est pas nette. Nous attribuons également cette linéation minérale à la zone de cisaillement dextre.

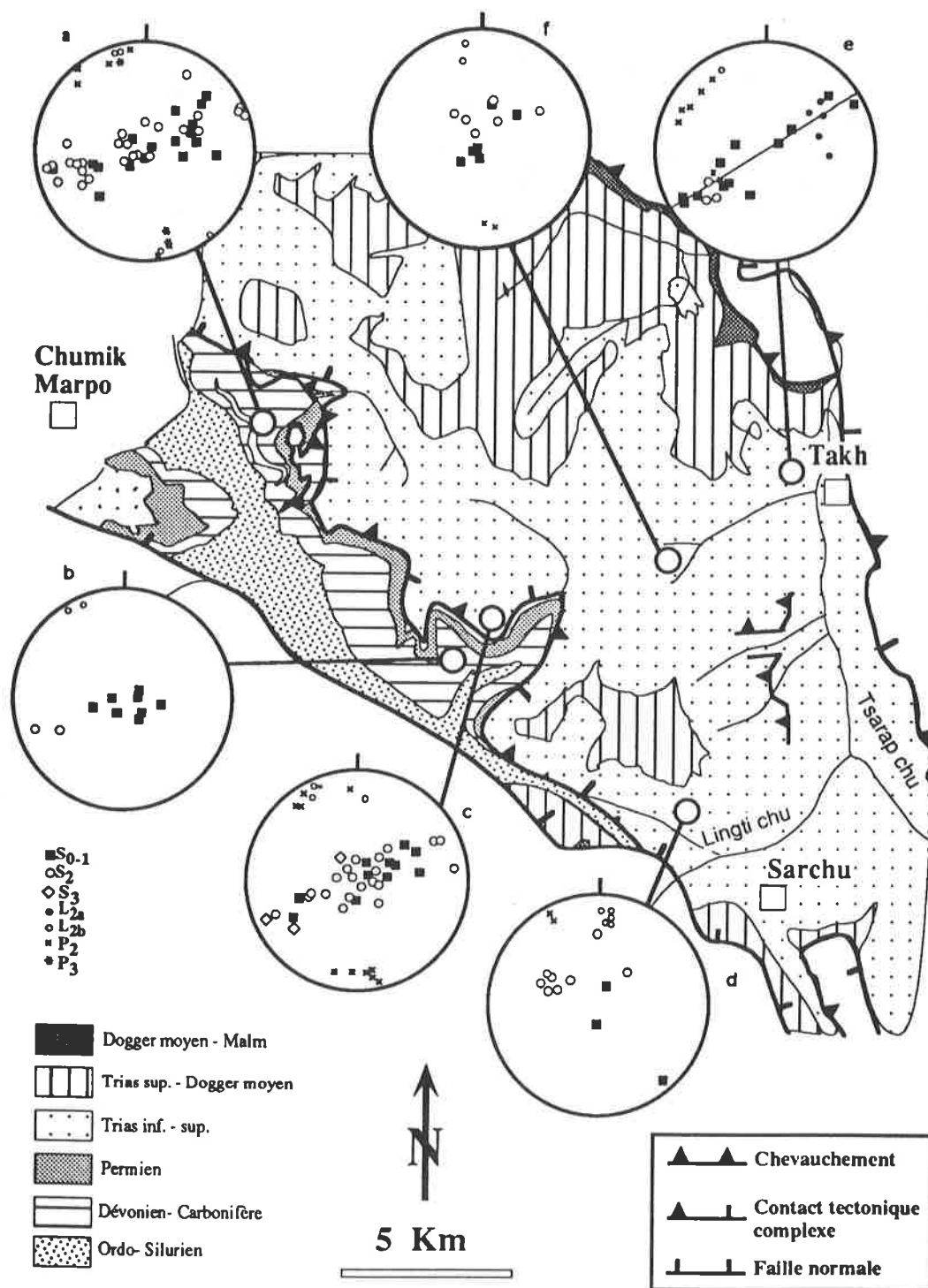


Fig. 36 Carte structurale des unités de Chumik et Zangla. Canevas e: mesures effectuées par Steck en 1985 et 1989. La linéation L_{2b} (alignement des minéraux prismatiques) est dominante dans les deux unités. Nous pouvons relever dans la partie la plus interne de Zangla (canevas e) la réapparition de la linéation L_{2a} . Les pôles des S_0 et S_2 se placent bien sur un grand cercle, alors qu'à Takh, les axes de plis subissent une importante dispersion antihoraire.

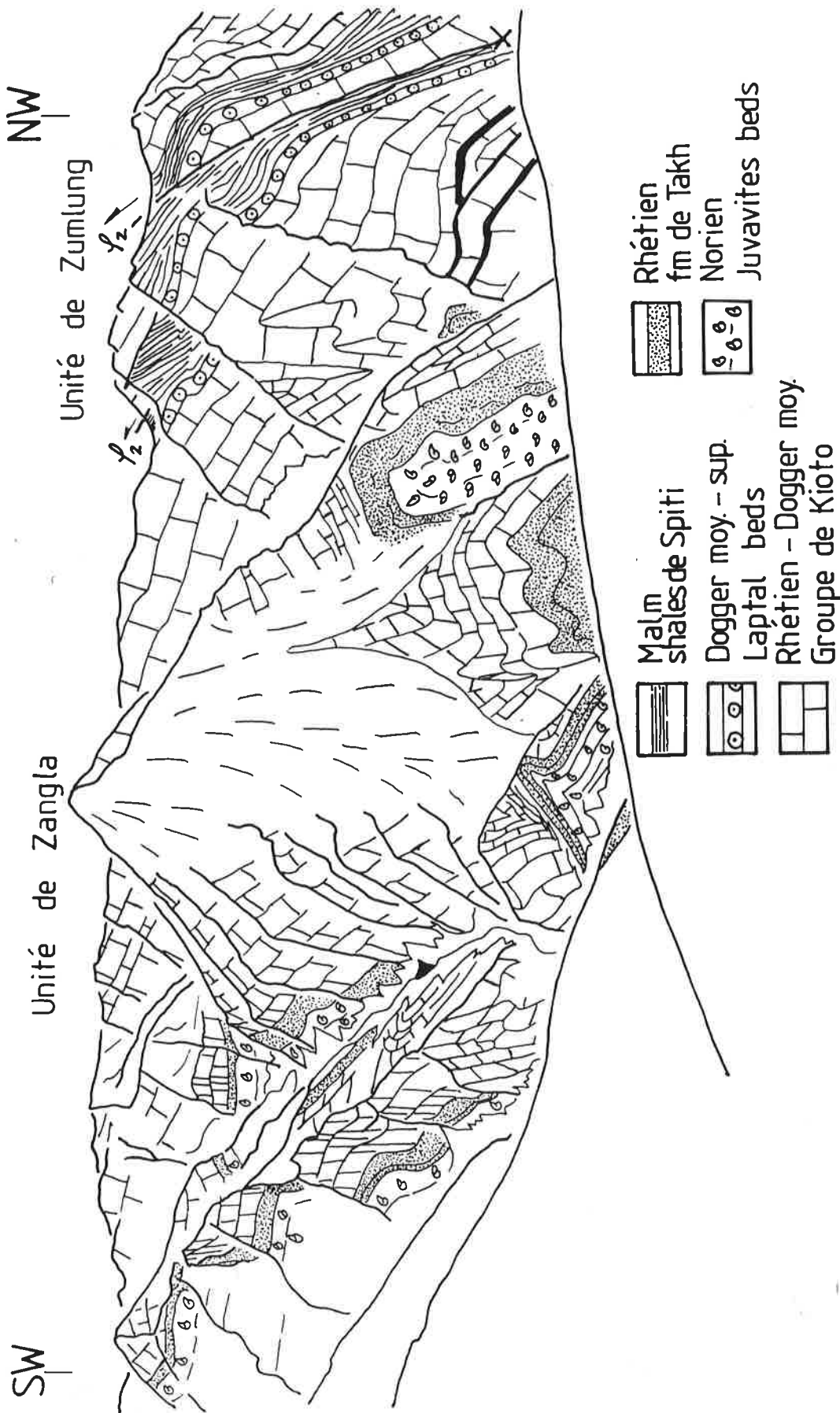
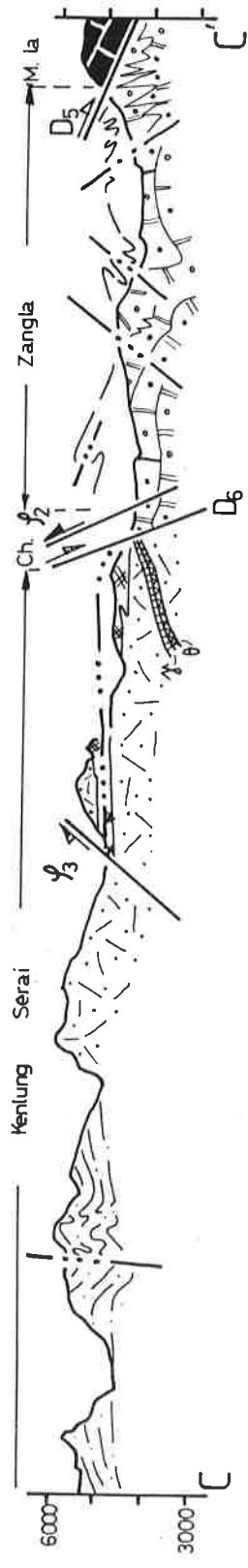
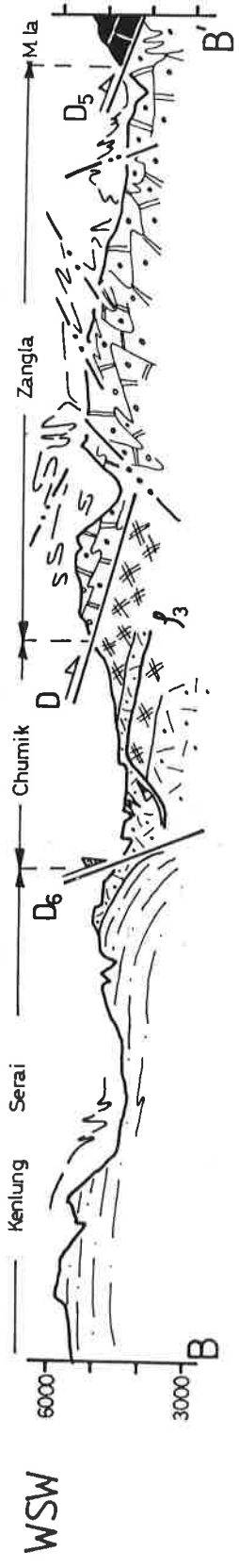
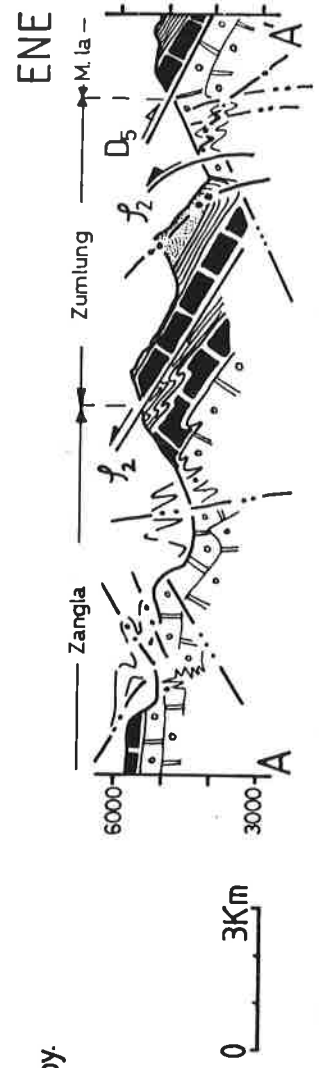


Fig. 37 Panorama géologique de la partie interne de l'unité de Zangla à l'ouest de la rivière Tsarap. A droite, le plan de chevauchement de deuxième phase φ_2 sépare les unités de Zangla et Zumlung. Le plan de chevauchement est souligné par des structures en rampe et plat dans le haut de l'unité de Zangla. Le plan de chevauchement φ_2 est redressé pratiquement à la verticale par le plissement P_3 à vergence NE.

- Crétacé
- Jurassique moy. à sup.
- Trias sup. - Jurassique moy.
- Trias
- Permo - Carbonifère
- Ordovicien - Dévonien
- Cambrien



Unité de Zumlung

Dans la région étudiée, cette unité est séparée en deux sous-unités par un plan de chevauchement à pendage ENE (Fig. 38A).

D₁

Cette phase est soulignée par des plis isoclinaux déca- à hectométriques. Un clivage de crénulation est bien visible dans les calcaires marneux de la Fm de Zozar. La sous-unité supérieure comprend un synclinal de première phase D₁, à coeur de calcaires de Kioto (Fig. 38A, 39).

D₂

Dans l'unité de Zumlung, de grands plis couchés et des chevauchements à pendage NE caractérisent cette phase de déformation. Les plis couchés P₂ possèdent un clivage de crénulation de surface axiale. Le synclinal de Charras à coeur de Crétacé supérieur date de cette phase (Fig. 38A+ 39). La déformation évolue de manière continue d'une tectonique de plissement à une tectonique de plis-failles, engendrant de grands chevauchements vers le SW, où les plis D₂ sont recoupés (Fig. 40). Le contact tectonique séparant les deux sous-unités appartient à cette phase, ainsi que celui séparant l'unité de Zumlung et de Zangla. Ce dernier met en contact le Trias supérieur de l'unité de Zumlung (Formation de Para) sur les shales de Spiti (Malm) de Zangla. Ce chevauchement majeur peut être suivi plus à l'ouest sur une distance d'environ 80 kilomètres (Garzanti & Brignoli 1989). Des structures en rampe D₂ (Pl. 5D) sont bien visibles dans le bas de la sous-unité inférieure.

Unité du Marang la

Elle affleure sur près de 40 kilomètres sur le terrain étudié (cf. carte) suivant une direction N-S, mais par son inaccessibilité, elle n'a été étudiée qu'en deux endroits:

- au nord, le long de la vallée qui mène au Marang la. Nous ne l'avons étudiée que sur 1 kilomètre environ. La description de cette unité vers le nord est contenue dans la synthèse de Steck et al. (1993).
- à l'est de Sarchu, en remontant le cours de la Tsarap, puis vers le sud en remontant l'Unmag chu (cf. carte). Cette zone comprend 15 kilomètres d'affleurements, parallèlement à la direction de transport des unités.

D₁

Cette phase n'est visible que dans la localité nord (Steck et al. op. cit.). La schistosité S₁ est bien visible, elle forme la surface axiale de plis isoclinaux métriques à décamétriques dans les shales de Spiti.

D₂

La deuxième déformation est caractérisée par une schistosité surface axiale S₂ avec une linéation L_{2a} associée, d'orientation NE-SW dans la localité nord. Les plis couchés P₂ tendent parfois à devenir isoclinaux. Ils apparaissent souvent sous forme de structures en plis-failles..

A l'est de Sarchu, le style tectonique est radialement différent (Fig. 41). Les plis couchés P₂ passent graduellement à de grands plis ouverts à flanc inverse court (Tableau 2, Pl. 5E). Le clivage de crénulation S₂ est fruste, et n'a été bien observé que dans les shales de Spiti.

La caractéristique tectonique de l'unité du Marang la dans cette zone est la superposition des unités lithologiques par des plans de chevauchement faiblement inclinés vers le NE. Ainsi, le Groupe de Kioto et les "Laptal Beds" en série normale sont répétés jusqu'à quatre fois. Dans cette partie du Zanskar, la Formation de Para du Groupe de Kioto forme systématiquement la base des unités chevauchantes. Les niveaux évaporitiques dans la formation de Takh (p. 32) serviraient de niveaux de décollement aux calcaires massifs de Kioto.

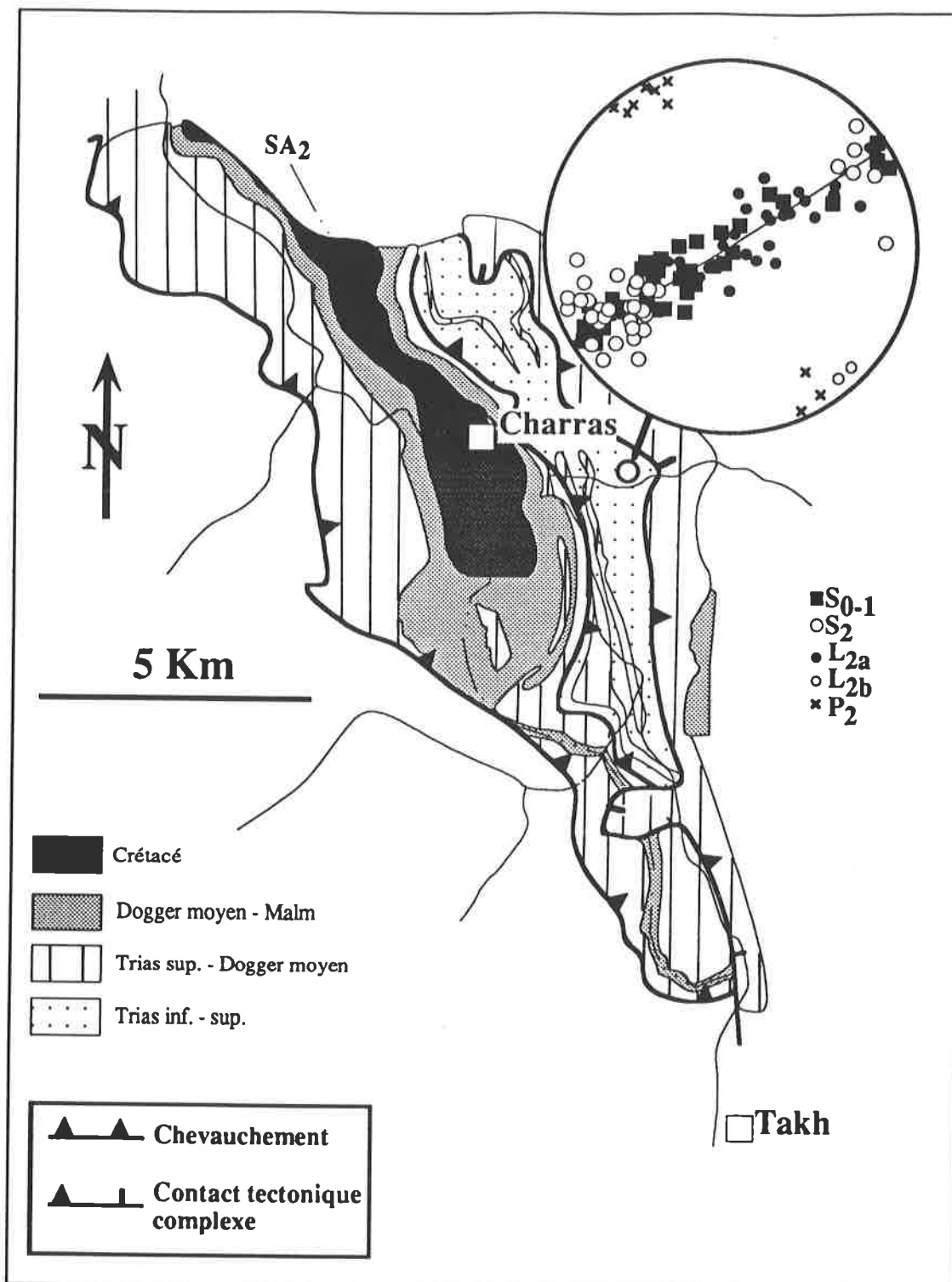


Fig.39 Carte structurale des unités de Zumlung et du Marang la. Les données structurales de l'unité de Zumlung proviennent de Steck. La direction d'étirement principale est à nouveau NE-SW.

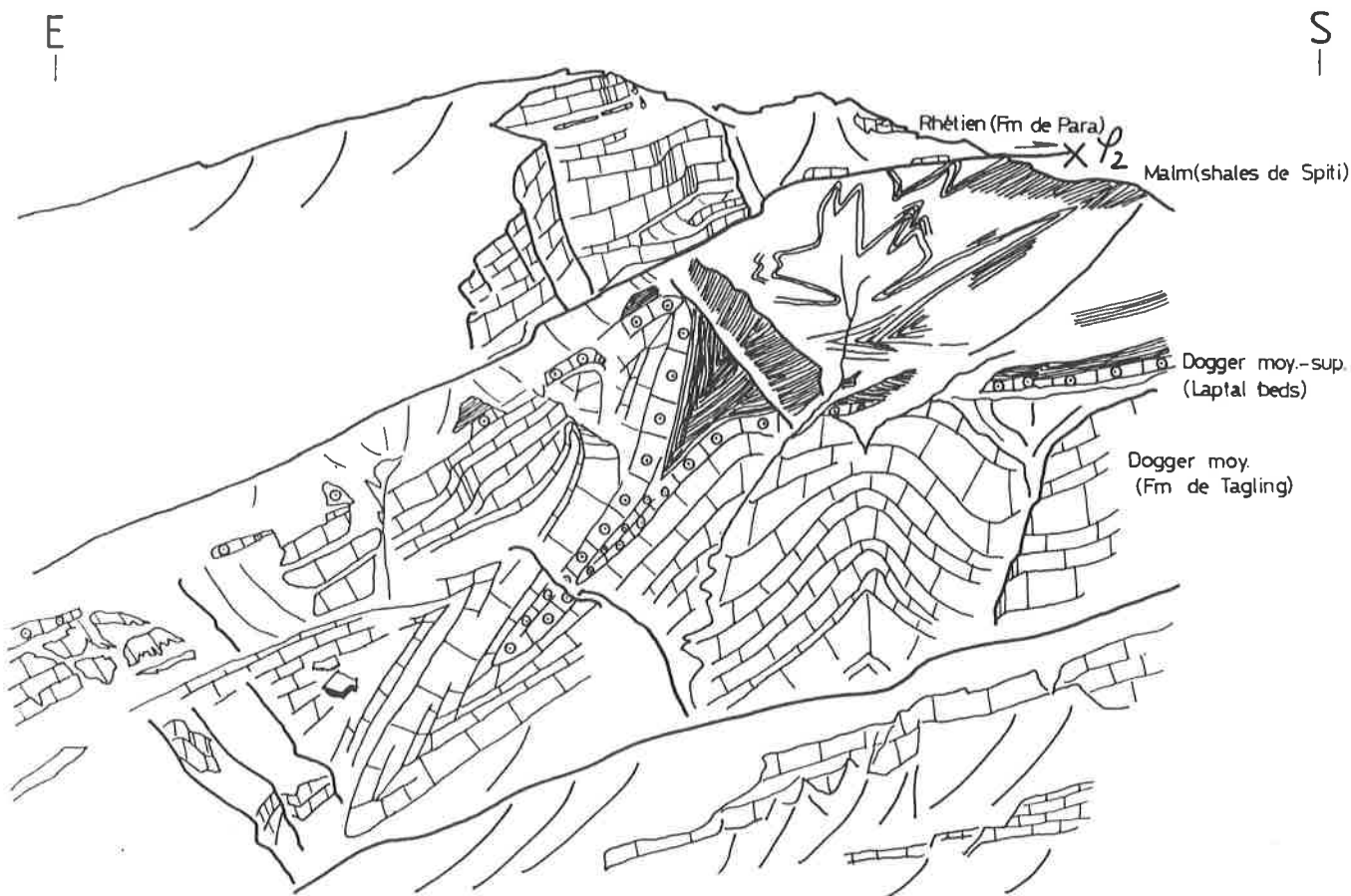


Fig. 40: Panorama géologique de la zone de contact des unités de Zumlung et Zangla, 4 km à l'ouest de Charras (Fig. 31). Les calcaires massifs du Rhétien (Fm de Para) de l'unité de Zumlung reposent sur les shales de Spiti (Malm) de l'unité de Zangla. La phase D_2 à vergence SW peut se différencier en deux événements distincts:

- une phase de plissement précoce.
- une phase d'empilement par chevauchement.

Les plis P_2 , bien marqués dans les shales noirs du Malm, sont clairement coupés par un plan de chevauchement ϕ_2 de même phase. Le passage d'une tectonique ductile à une tectonique cassante dans la phase ayant engendré le métamorphisme régional est bien illustré dans cet exemple. Cette succession de déformation peut expliquer le phénomène de métamorphisme transporté, créé dans une période tardive de la phase D_2 .

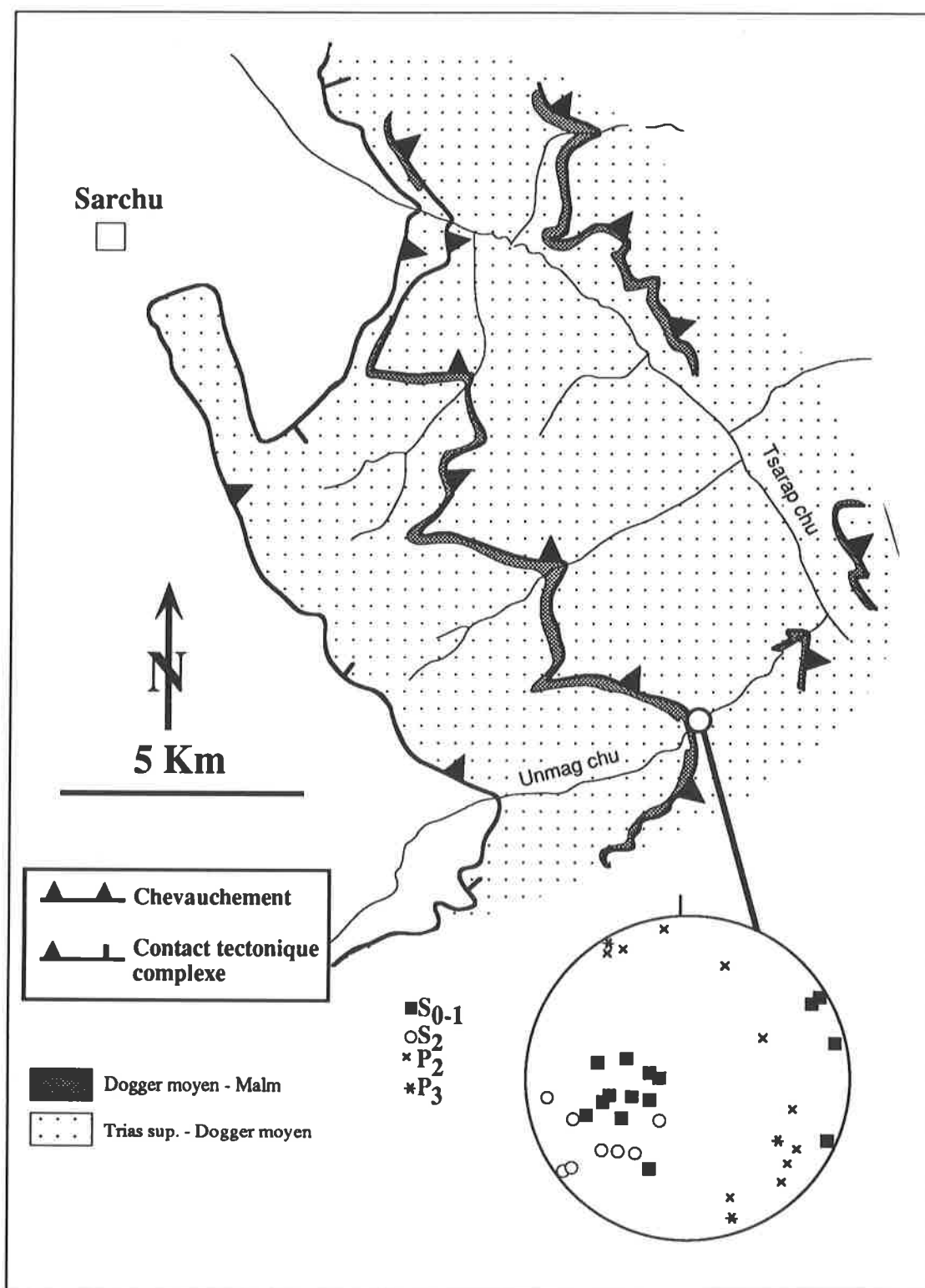


Fig. 41 Carte structurale de l'unité du Marang la à l'est de Sarchu

Problématique des étirements L_{2a} et L_{2b}

Au nord de notre terrain, entre Lun et le Marang la (Steck et al. 1993), le seul étirement (L_{2a}) visible sur le plan de la schistosité principale (S₂) est orienté N E-SW. Cet étirement s'est formé parallèlement au transport des nappes vers le SW (Steck et al. op. cit.). Dans la région de Sarchu, un nouvel étirement L_{2b} se manifeste sur S₂ dans les unités de Zumlung, Zangla, Chumik et Kenlung Serai (Fig. 36 et 39); son orientation est approximativement N-S. Au sud de la localité de Takh (Fig. 36), la linéation L_{2b} est la seule visible sur les plans de schistosité S₂ des unités de Zangla et Chumik. Dans l'unité de Kenlung Serai, sa distribution est circonscrite dans la partie est, dans un couloir d'environ 7 kilomètres de large et 15 de long (Fig. 35). L'étirement E-W y est par contre visible dans toute l'unité (Fig. 34 et 35).

La présence de deux étirements syn-métamorphiques sur le même plan de schistosité amène trois éventualités:

- les unités ont été transportées selon deux directions. Si la linéation N-S dans Zangla et Chumik est une linéation d'intersection, l'ensemble de l'empilement syn-métamorphique se fait du NE vers le SW. Le transport post-métamorphique en direction du SW entre Zangla et Chumik (Spring et al. 1993) se ferait selon une deuxième direction d'orientation N-S. Si la linéation N-S dans Zangla et Chumik est un étirement, un changement du régime cinématique aurait donc eu lieu avant le transport du métamorphisme, alors que les conditions du métamorphisme étaient encore élevées.
- le transport principal des unités se déroule parallèlement à l'étirement N-S, et l'E-W marque une constriction.
- l'étirement N-S est lié à une zone de cisaillement dextre à faible pendage NE, localisée à Sarchu, légèrement postérieure à l'empilement NE-SW. Certains critères en faveur d'un cisaillement mesurés par Steck (comm. pers. 1990) montrent en effet un chevauchement vers le sud.

La première hypothèse implique nécessairement un changement de la direction de contrainte principale (σ_1) durant la phase de raccourcissement. Si un tel phénomène est envisageable, il implique une rotation antihoraire d'une vingtaine de degrés de la direction de la contrainte principale (σ_1). Le raccourcissement se marquerait par un décrochement et non plus par plissement. La deuxième éventualité est à rejeter sur la base de l'orientation NW-SE des isogrades métamorphiques et de l'orientation des axes de plis. Les axes de plis P₂ ne sont pas dispersés de part et d'autre de la linéation N-S (Fig. 34). La dernière interprétation nous paraît la plus vraisemblable, puisqu'elle n'implique pas de changement du régime cinématique. La position particulière de front de nappe de l'unité de Kenlung Serai pourrait expliquer la présence de mouvements décrochants en fin de déformation dans cette région.

La durée des mouvements de procharriage est limitée par la présence de minéraux syn-métamorphiques post-déformationnels dans l'unité de Kenlung Serai, la hornblende et la trémolite.

Propagation des structures de procharriage

Les contacts entre les unités tectoniques affleurant dans la région de Sarchu sont disposés suivant une orientation NW - SE, parallèlement aux axes de plis P₂.

La propagation des déformations de procharriage (D₁ et D₂) s'est dirigée vers le SW, parallèlement à la linéation d'étirement L_{2a}. Les unités les plus internes, Marang la et Zumlung, ont enregistré les premiers mouvements vers le sud-ouest, et le front de déformation se déplace dans la même direction. Il affecte des unités de plus en plus externes, jusqu'à atteindre la région de Kenlung Serai. Les unités tectoniquement supérieures montrent bien l'évolution de structure d'empilement (plis suivis de chevauchements) jusqu'aux plis couchés de l'unité de Kenlung Serai. Les déformations D₁ et D₂, ainsi que le métamorphisme régional augmentent jusqu'à une intensité maximale, au sud de Sarchu, dans l'unité de Kenlung Serai, où celui-ci atteint le faciès amphibolite. Une étude thermométrique (Spring et al. 1993) a révélé des conditions métamorphiques maximales de 550°C±50 et de 5 kbars, ce qui correspond à une surcharge d'environ 18 kilomètres.

L'estimation des épaisseurs de chaque unité de la phase initiale à la situation post D₂ est la suivante:

	Kenlung Serai	Chumik	Zangla	Zumlung inférieur	Zumlung supérieur	Marang la (à Sarchu)
Initiale (mes. terrain)	2300 m	1350 m	1550 m	850 m	500 m	> 750 m
D1	3000 m	1350 m	2000 m	1000 m	1000 m	> 750 m
D2	5-6000 m	2-2500 m	3-3500 m	2-2500 m	2-3000 m	3-3500 m

Tableau 3. Estimation des épaisseurs des séries sédimentaires par unité tectonique. Compte tenu de la difficulté d'évaluation, l'érosion n'a pas été prise en considération.

En additionnant les épaisseurs minimales de toutes les unités, nous obtenons 12 kilomètres, auxquels il faut ajouter au minimum 1000 m de séries supérieures de Kenlung Serai, Muth et Lipak. L'épaisseur totale est donc de 13 kilomètres. En prenant les valeurs maximales, on arrive à 15 kilomètres, auxquels il faut ajouter 1500 m de Kenlung Serai, soit 16,5 kilomètres. Cette estimation se base sur l'état actuel des unités, sans tenir compte de l'effet du cisaillement pur qui a aplati les séries, ni de l'érosion. Ce calcul ne prend pas non plus en compte les unités les plus internes (unités de Zara et de Kharnag; Steck et al. sous presse), qui ont pu se trouver à Kenlung Serai à la fin de cette phase.

Nous reviendrons plus loin sur les relations entre l'empilement des unités et le développement du métamorphisme régional.

La phase de déformation à vergence NE (D₃), et le bombement associé (D₄)

La phase de déformation post-métamorphique D₃ engendre des plis isoclinaux P₃ à vergence NE (rétroplissement) et des chevauchements à pendage SW. La phase de plissement D₃ atteste une progradation de la déformation vers le NE. L'observation des conditions cristallisation-déformation a permis de mettre en évidence la perdurance de la cristallisation de minéraux syn-métamorphiques au-delà de la déformation. L'étude des paragenèses indique de plus qu'il n'y a pas eu de recristallisations notables dans des conditions rétrogrades, et que les paragenèses semblent "trempées". Les déformations post-métamorphiques se sont déroulées conjointement à une érosion active, car les assemblages minéraux n'enregistrent pas de rééquilibres importants.

La phase de plissement D₃ à vergence NE (ou phase de rétroplissement)

En franchissant depuis le sud le col du Baralacha la, l'observateur est immédiatement frappé par la vue d'un grand pli couché apparaissant dans le flanc de montagne au nord de Kenlung Serai (cf. carte). C'est la fermeture isoclinale du synclinal de Kenlung Serai (Gaetani et al. 1985; Fig. 42). Il replisse la schistosité principale préexistante S₂ en développant une foliation de crénulation surface axiale S₃. Les recristallisations liées à D₃ affectent les cristaux de calcite (maclage et dissolution sous pression) de la Fm de Lipak et les quartz de la Fm de Muth. Dans l'unité de Kenlung Serai, la phase D₃ développe des plis isoclinaux de taille kilométrique à plurikilométrique; elle comporte des plis couchés et des plis-failles, ainsi que des plans de retrochevauchement à pendage SW.

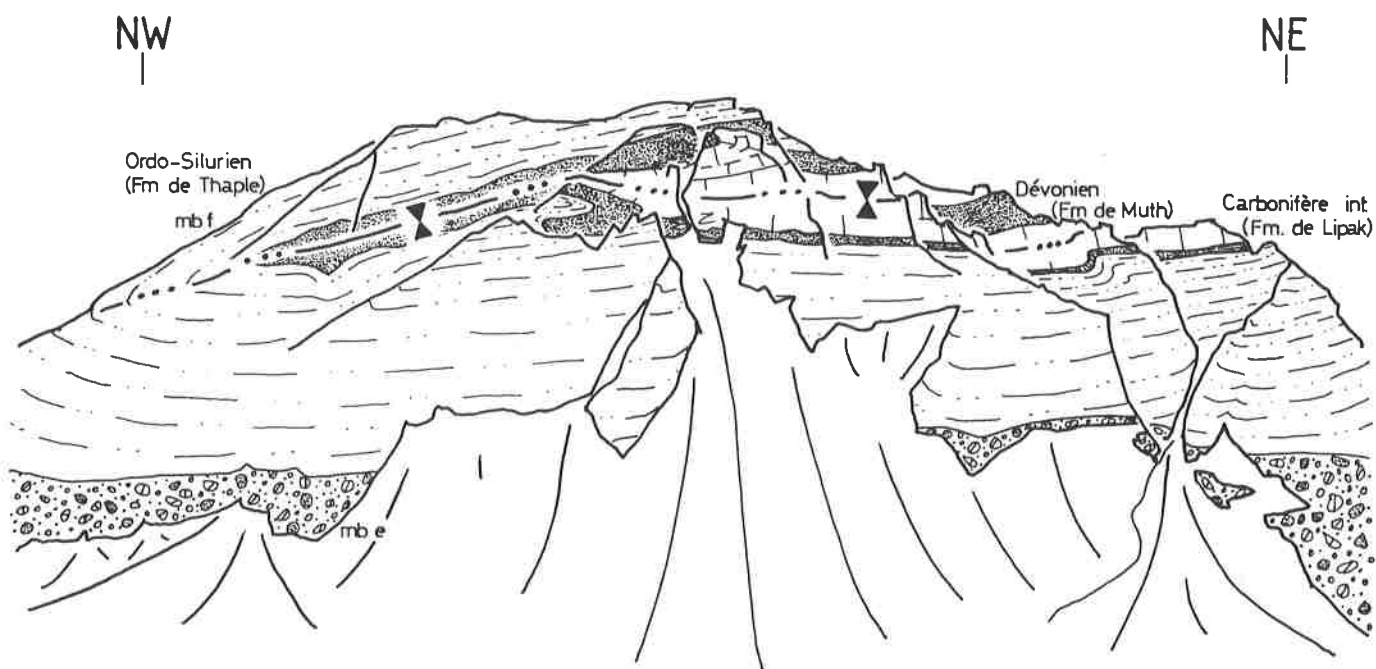


Fig. 42: Panorama du synclinal de Kenlung Serai de la phase D₃, vu depuis la route Manali - Leh, à 4 km au nord des baraquements de Kenlung Serai. Le flanc inverse de ce pli isoclinale peut être cartographié sur plus de 9 km, et sa charnière se suit sur 8 km. Un clivage de crénulation S₃, marqué par le maclage de la calcite et par la recristallisation du quartz, s'est développé au cours de cette phase de plissement. La schistosité principale S₂, parallèle à S₀, est replissée. Aucune linéation n'est liée à cette structure.

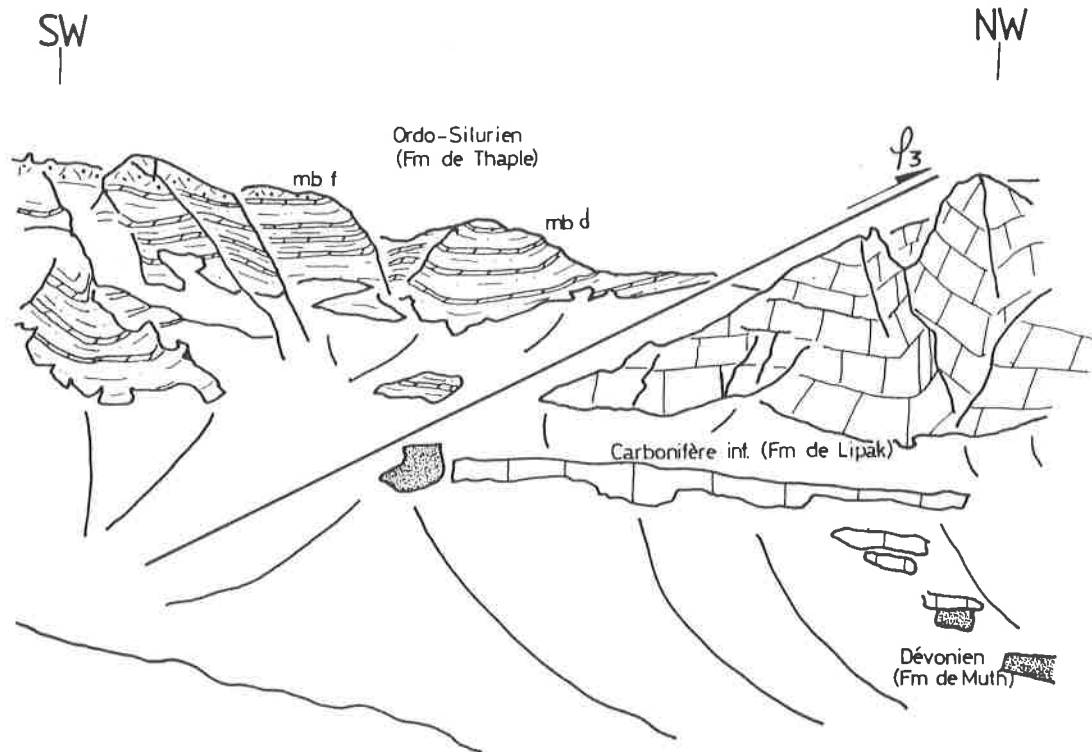


Fig. 43: Détail du chevauchement à vergence NE illustré à la Fig. 33. Comme dans le cas de la phase D₂ (exemple de la Fig. 40), un événement ductile précoce engendrant des plis isoclinaux, suivi d'une tectonique tardive cassante peut être mis en évidence lors de la phase D₃. Dans le compartiment inférieur, l'amorce de la charnière synclinale P₃ est coupée par le plan de chevauchement. Compte tenu du fait qu'il manque environ 500 mètres de série sédimentaire entre le membre de la Fm de Thaple et les calcaires noirs de Lipak, et que le pendage du plan est de 30°, le déplacement horizontal est d'au moins 900 mètres.

Les structures de plissement sont les manifestations les plus communes dans l'unité de Kenlung Serai. Les plis-failles et les rétrochevauchements se sont développés après la formation des plis isoclinaux de type synclinal de Kenlung Serai. Ce pli a une surface axiale pratiquement horizontale (Fig. 38D). L'axe des plis P₃ est sensiblement le même que celui des plis P₂ (N330-340°). Ils replissent nettement la schistosité principale S₂, et affectent la linéation d'étreiment L_{2a} en amplifiant la dispersion des orientations.

En poursuivant son chemin vers le nord jusqu'au camp militaro-touristique de Sarchu, l'observateur peut admirer au soleil matinal la belle paroi à l'ouest, témoin figé de la formidable puissance de la phase D₃ (Fig. 45). Dans l'unité de Zangla, les structures D₃ changent radicalement de style tectonique. Les plis liés à cette phase sont plus ouverts (Fig. 38B, C), leur flanc inverse est vertical (Fig. 44, 45), et ils développent un clivage de crénulation S₃ fruste (Fig. 46). Dans le cas de la paroi ouest de Sarchu, D₃ renverse la vergence des plis P₂, porteurs du clivage de crénulation surface axiale S₂. La géométrie des plis P₃ est remarquablement cylindrique: la charnière de certains plis P₂ retournés par D₃ peut être suivie de vallée en vallée sur plus de 7 kilomètres (cf. carte).

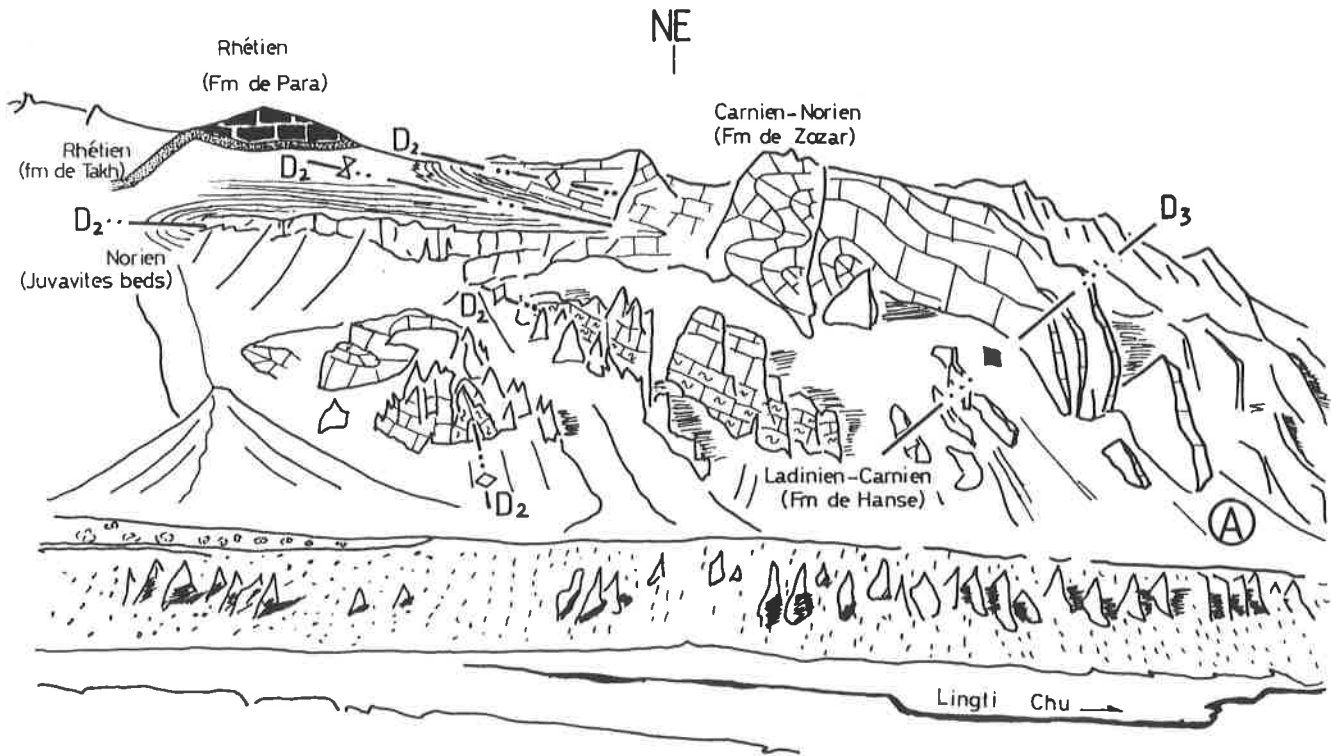
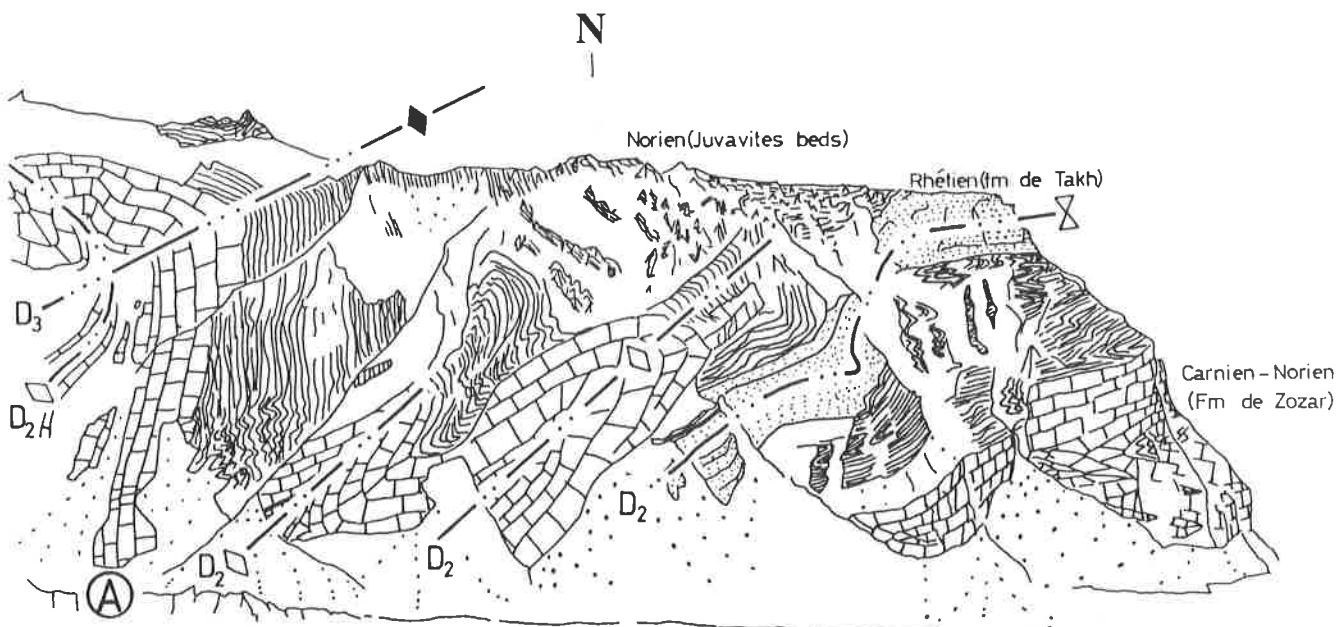


Fig. 44 et 45: Panoramas géologiques pris depuis la rive droite de la Lingti chu (Fig. 44) et du pont de Sarchu (Fig. 45) sur la paroi rocheuse exposant le front de l'unité de Zangla. Le point A sert de repère commun pour les deux figures. Le style tectonique de l'unité de Zangla est bien illustré dans cet exemple. Dans la partie centre - gauche de la Fig. 44, les plis couchés P₂ à vergence SW, porteurs de la schistosité surface axiale S₂ dominant. Ils sont responsables de l'affleurement de terrains de plus en plus jeunes en direction de l'ouest. Dans la partie droite de la même figure, ces plis sont repris par la phase de plissement D₃ qui les verticalise. En poursuivant sur la Fig. 45 (point A), nous pouvons noter le renversement de vergence des plis P₂. Leurs surfaces axiales vont progressivement tendre à l'horizontale ou plonger faiblement vers le SW, avant d'être à nouveau verticalisées dans une autre zone d'influence de D₃ (voir Fig. 38 A et B). Malgré l'influence très marquée de D₃, le cylindrisme des plis de deuxième phase est conservé (les axes P₂ et P₃ ont pratiquement la même orientation).

En passant dans l'unité de Zangla, l'intensité de la déformation par les plis P₃ diminue du SW vers le NE. Près de Sarchu, de grands plis en retour renversent les structures D₂ (Pl. 5F). De petits plis en Z P₃ sont visibles dans les flancs inverses des plis retournés P₂ (Fig. 46). Au nord de l'unité de Zangla, la déformation est moins forte et les structures antérieures y sont verticalisées (Fig. 37); les charnières des plis P₃ sont rares.



Tout au nord du terrain, dans les unités de Zumlung et du Marang la, D₃ redresse en direction du NE la surface axiale du synclinal de Charras, et verticalise le synclinal de première phase de la sous-unité supérieure de Zumlung (Fig. 38A). Aucune structure D₃ n'apparaît dans la partie inférieure de l'unité du Marang la, à l'extrême NE de la zone d'étude.

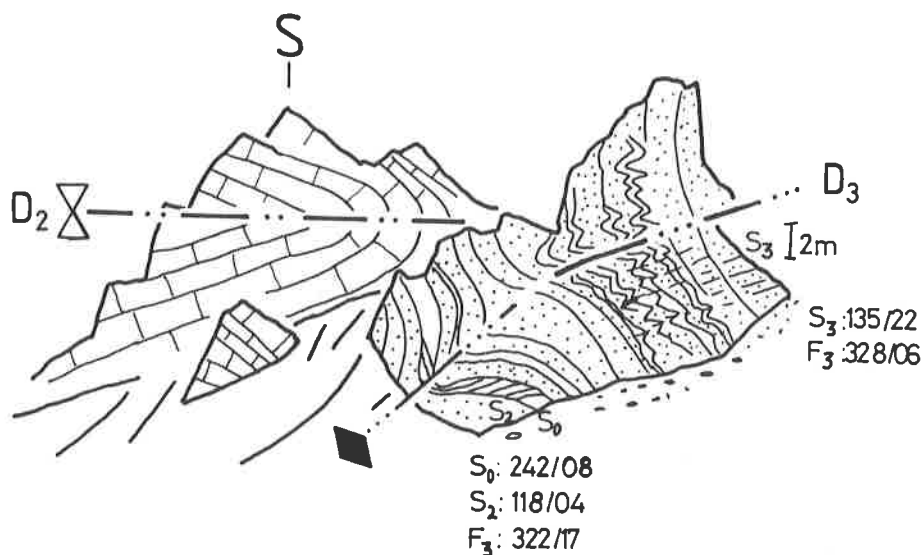


Fig. 46: Relations S₀ - S₂ et S₃ dans les calcaires du Trias supérieur de l'unité de Zangla (vallée E-W sur la rive gauche de la Tsarap, vis-à-vis de la localité de Takh (Fig. 37).

Retourons dans la région de Sarchu et considérons deux unités affectées par la phase D₃: celles de Chumik et du Marang la affleurant à l'est de Sarchu. Leurs positions structurales post D₂ étaient situées très au sud, approximativement au Baralacha la pour la première, entre le col et Kenlung Serai pour la deuxième (Fig. 50). Les déformations affectant l'unité de Kenlung Serai pendant D₃ devraient se retrouver à un niveau structural plus élevé dans les unités de Chumik et du Marang la.

Dans la vallée de la Faucille (cf. carte), traversant l'unité de Chumik, de grands plis isoclinaux à surface axiale subhorizontale et à vergence NE sont décelables cartographiquement. De petits plis métriques ouverts ont été également observés dans cette zone. La partie occidentale de l'unité est affectée par un important rétrochevauchement (plongement vers le sud) qui superpose le Carbonifère inférieur (Fm de Lipak) sur les conglomérats de la Fm de Chumik (Permien inférieur) (Fig. 38C). Cette structure coupe la trace axiale anticlinale d'un pli P_2 (cf. carte). La reprise des structures D_2 par les plis P_3 est bien exprimée dans le canevas a de la figure 36, où les pôles des schistosités s'alignent sur un grand cercle.

A l'est de Sarchu, dans l'unité du Marang la, D_3 forme de grands plis couchés et des figures d'interférence avec la phase D_2 dans des zones perturbées relativement restreintes. Il n'y a pas d'évidence de plissement à petite échelle. Quelques rétrochevauchements à pendage SW affectent les séries de l'unité du Marang la, mais il est difficile d'estimer leur importance, puisqu'ils ne concernent que quelques niveaux de la Fm de Tagling.

D'une manière générale, la phase D_3 peut être caractérisée par:

- un plissement ductile dans les niveaux structuraux inférieurs (unité de Kenlung Serai et une partie de celle de Chumik), soulignée par le maclage de la calcite, de la dissolution sous pression et par la recristallisation du quartz.
- Un transfert de masse en direction du NE implique nécessairement des recristallisations syn-cinématiques majeures, mais l'érosion diminue l'importance de l'accumulation de surcharge lithostatique.
- une décroissance de l'intensité de la déformation du SW au NE. Ceci peut être interprété comme un amortissement de la déformation en direction du NE, ou comme l'action des failles normales post- D_3 qui abaisseraient la zone de déformation ductile liée à un sous-charriage (voir p. 129)
- des manifestations tardives en régime de plus en plus cassant (plis-failles et rétrochevauchements). Elles sont circonscrites dans les parties frontales (sud) des unités de Kenlung Serai, Chumik et Marang la.

La phase de doming D4

La phase de doming ne se manifeste que dans l'unité de Kenlung Serai, où elle forme un bombement important d'axe NNW-SSE affectant les structures D₁ à D₃ (Fig. 38D). La partie centrale du dôme se situe à 3 kilomètres au nord de la localité de Kenlung Serai, approximativement à l'endroit de l'épaississement maximal. En direction du nord, la surface axiale du synclinal en retour de Kenlung Serai plonge de plus en plus fortement vers le NE (jusqu'à 80°) (Fig. 47), et vers le sud elle plonge vers le SW pour atteindre pratiquement la verticale (Fig. 38D). Aucune structure n'est associable de manière certaine à D₄, sauf le dôme lui-même et les failles normales à faible rejet affectant les deux flancs d'une interférence de plis D₂-D₃ (Fig. 47).

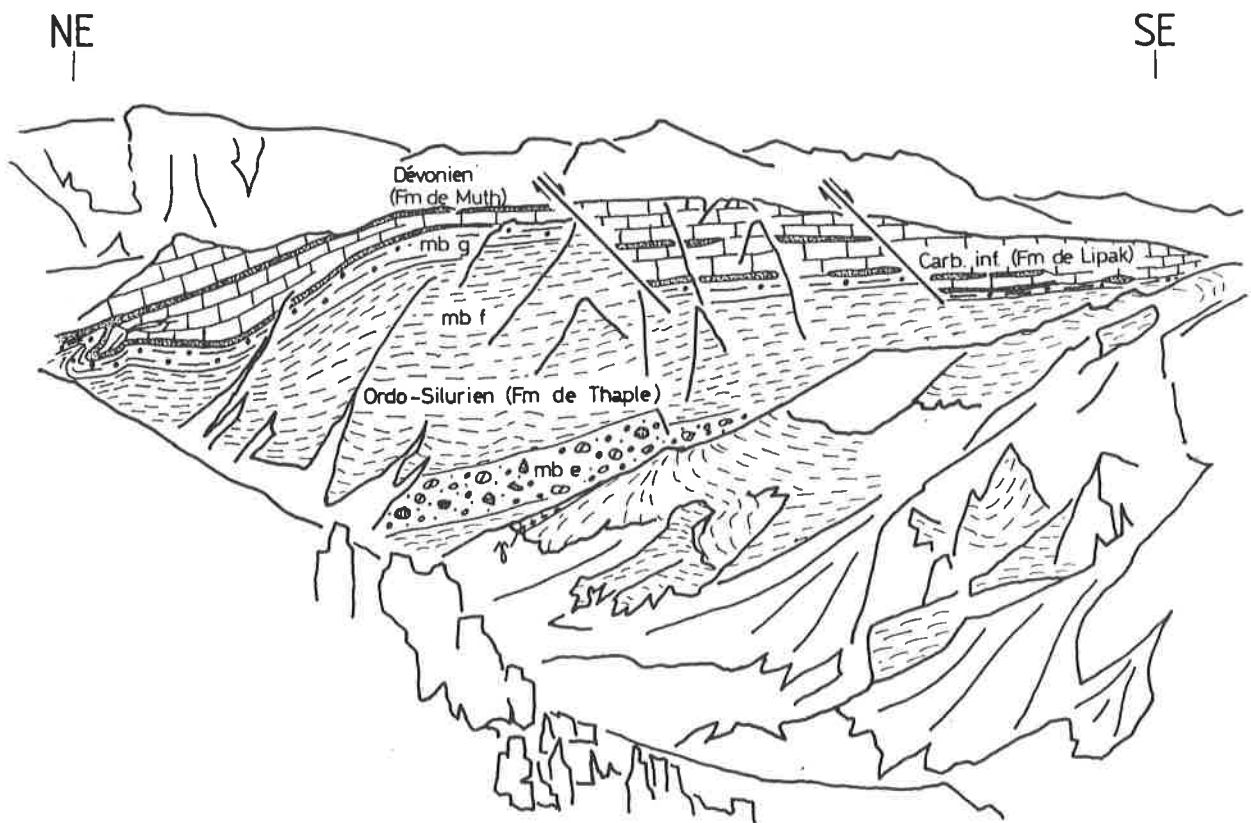
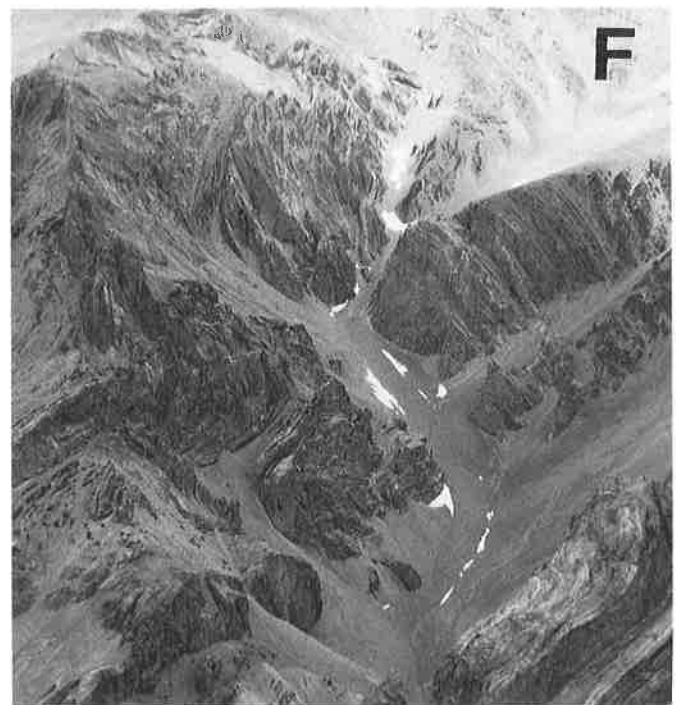
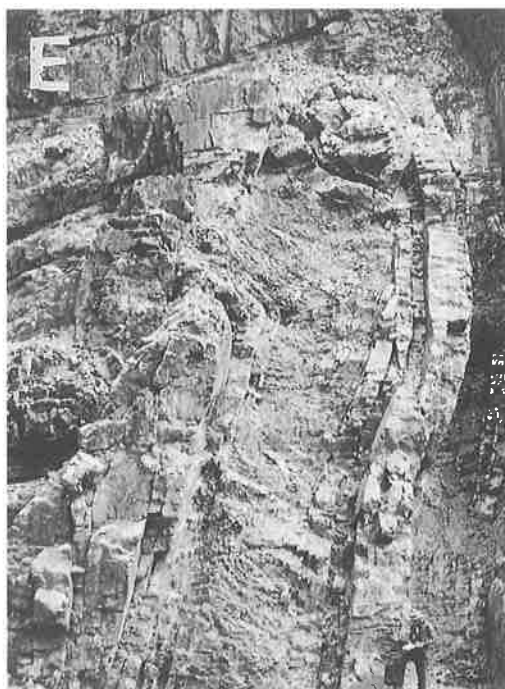
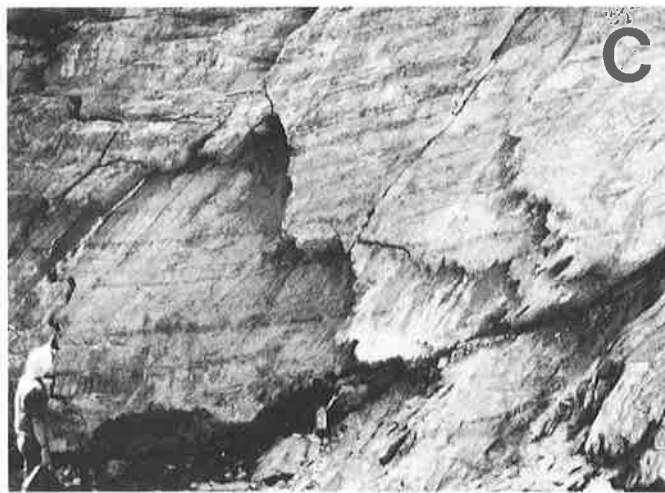
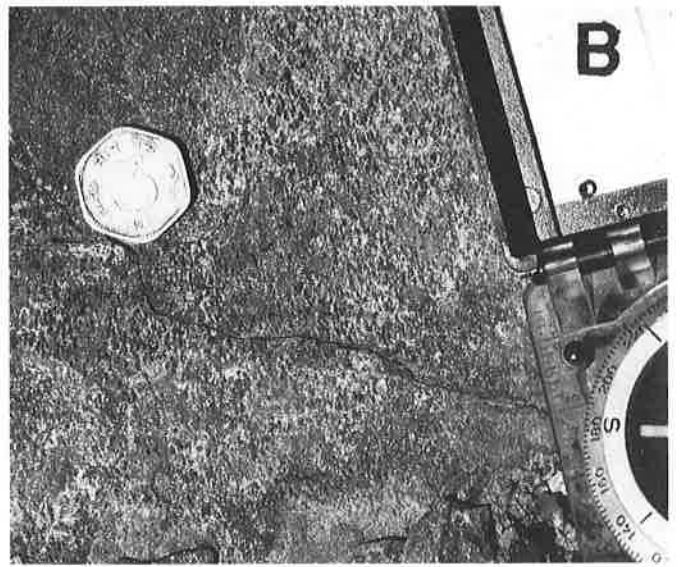
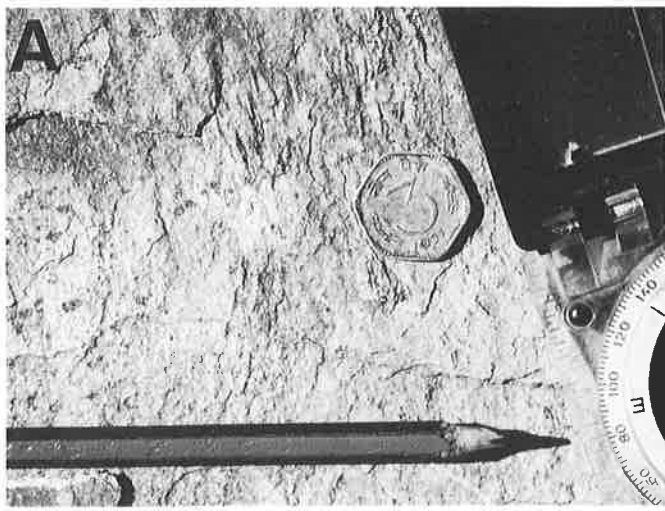


Fig. 47: Failles normales plongeant vers l'est, affectant les deux flancs d'une structure complexe D₂ - D₃ dans l'unité de Kenlung Serai, à trois kilomètres au sud de Sarchu. L'attribution de ces failles reste incertaine, car il n'existe pas de relation claire avec les phases de doming D₄ ou d'extension (D₅ et D₆).



- Pl. 5A: Etirement syn-métamorphique L_{2b} de biotite et de muscovite sur le plan de schistosité principal S_2 dans un niveau pélitique ordovicien de l'unité de Kenlung Serai.
- Pl. 5B: Etirement syn-métamorphique souligné par la croissance de fibres de calcite dans les ombres de pression des pyrites dans les carbonates carbonifères de l'unité de Kenlung Serai.
- Pl. 5C: Relations S_0 - S_2 dans les lithologies gréseuses de la Fm ordovicienne de Thaple, indiquant une fermeture anticlinale P_2 vers le SW
- Pl. 5D: Structure de rampe à vergence SW dans les calcaires liasiques (sous-unité inférieure de Zumlung).
- Pl. 5E: Plis ouverts P_2 à vergence SW dans les calcaires liasiques de l'unité du Marang 1a.
- Pl. 5F: Interférence de plis P_2 à vergence SW et P_3 à vergence NE dans l'unité de Zangla.



- Pl. 6A: Plan tectonique de type faille normale (D₅ supérieur) mettant en contact les calcaires liasiques de l'unité du Marang la (discordance de 30°) sur les calcaires marneux noriens de l'unité de Zangla (litage sub-horizontale).
- Pl. 6B: Plan tectonique D₅ inférieur séparant les calcaires massifs du Trias moyen de l'unité de Zangla (au-dessus), des calcaires carbonifères de l'unité de Chumik.
- Pl. 6C: Vue en direction de l'ouest de la faille normale de Sarchu (D₆), séparant les phyllites métamorphiques du Cambrien inférieur de l'unité de Kenlung Serai (roches sombres à gauche), des calcaires triasiques anchimétamorphiques de l'unité de Chumik.

Les failles normales à faible angle D₅

Cette phase affecte tous les niveaux structuraux de la région de Sarchu, de l'unité de Chumik à celle du Marang la. Elle se présente sous la forme de failles normales à faible angle recoupant toutes les structures antérieures D₂ et D₃. La relation entre D₄ et D₅ n'est pas très claire, puisque D₄ n'affecte que l'unité de Kenlung Serai. D₄ et D₅ sont des phases plus jeunes que D₃, mais leur chronologie relative ne peut être établie de manière certaine.

Deux plans tectoniques attribuables à la phase D₅ ont été reconnus dans la région de Sarchu: l'un se trouve entre l'unité du Marang la et celles de Zumlung et Zangla (ci-après D₅ supérieur); l'autre, entre les unités de Zangla et Chumik (D₅ inférieur).

Dans les zones non affectées par la phase D₃, le plan D₅ semble suivre la trace des plans de chevauchement D₂. Cette caractéristique rend D₅ difficile à détecter, particulièrement dans les séries carbonatées des unités tectoniques supérieures.

A l'est de Sarchu, les surfaces axiales des plis D₂ de Zangla, verticalisées par la phase D₃, sont coupées par un plan tectonique faiblement incliné (Fig. 38B). Le compartiment supérieur est constitué par les calcaires liasiques de la Formation de Tagling, alors que l'inférieur ne comprend que des sédiments du Carnien. Cette situation souligne les deux caractéristiques de D₅: elle est postérieure à D₃, et elle engendre des failles normales à faible angle.

Le plan D₅ est plus aisé à observer lors de discordances tectoniques, qui peuvent affecter le compartiment inférieur aussi bien que le supérieur (Pl. 6A). L'âge de la base de l'unité du Marang la varie entre le Rhétien et le Lias, tandis que le sommet de l'unité de Zumlung va du Rhétien au Malm. La superposition tectonique des niveaux du Rhétien sur ceux du Malm (Fig. 39) est un artéfact dû à la phase D₃, qui a redressé la surface axiale d'un synclinal D₂ de l'unité de Zumlung (c.f. carte), avant de se faire couper par le contact D₅ supérieur, faiblement incliné vers le NE .

Dans l'unité de Zangla, l'âge des séries impliquées par le contact D₅ supérieur va du Carnien au Rhétien, c'est-à-dire que le contact avec l'unité du Marang la (Rhétien - Lias) est apparemment stratigraphique, ou en faille normale. Le rejet de la faille normale est difficile à estimer, mais, compte tenu de l'épaisseur post - D₃ des séries impliquées, il peut être approximé à environ 500 mètres pour le contact tectonique D₅ supérieur.

Le contact D₅ inférieur entre Zangla et Chumik diffère quant à lui du précédent sur deux points : il se situe dans un niveau structural plus bas, et il affecte des séries stratigraphiques plus anciennes.

Dans l'unité de Chumik, la faille normale à faible angle coupe les grands plis de phase D₃ et les chevauchements à pendage SW, tandis que dans l'unité de Zangla, elle coupe des plis P₃ plus ouverts, ou des verticalisations dues à D₃ (Pl. 6 B+C).

L'extension stratigraphique des séries impliquées de part et d'autre du contact est plus grande pour le contact D₅ inférieur que supérieur. L'âge de la base de l'unité de Zangla varie entre le Permien inférieur et le Trias moyen, alors que celui du sommet de Chumik va du Carbonifère inférieur au Trias inférieur (Fig. 48). La différence d'âge maximale a été observée entre le Trias moyen de l'unité de Zangla et le Carbonifère inférieur de Chumik sur lequel il repose (Fig. 48A). L'amplitude du rejet normal entre les deux unités est plus importante que dans le cas du contact D₅ supérieur; son ampleur sera toutefois relativisée par les données métamorphiques. Comme nous le verrons par la suite, les terrains plus jeunes de l'unité de Zangla sont plus métamorphiques que les terrains plus anciens sous-jacents de l'unité de Chumik. La relation stratigraphique est bien une situation de faille normale, alors que le métamorphisme indique une zonation inverse discontinue, plus communément appelée métamorphisme transporté.

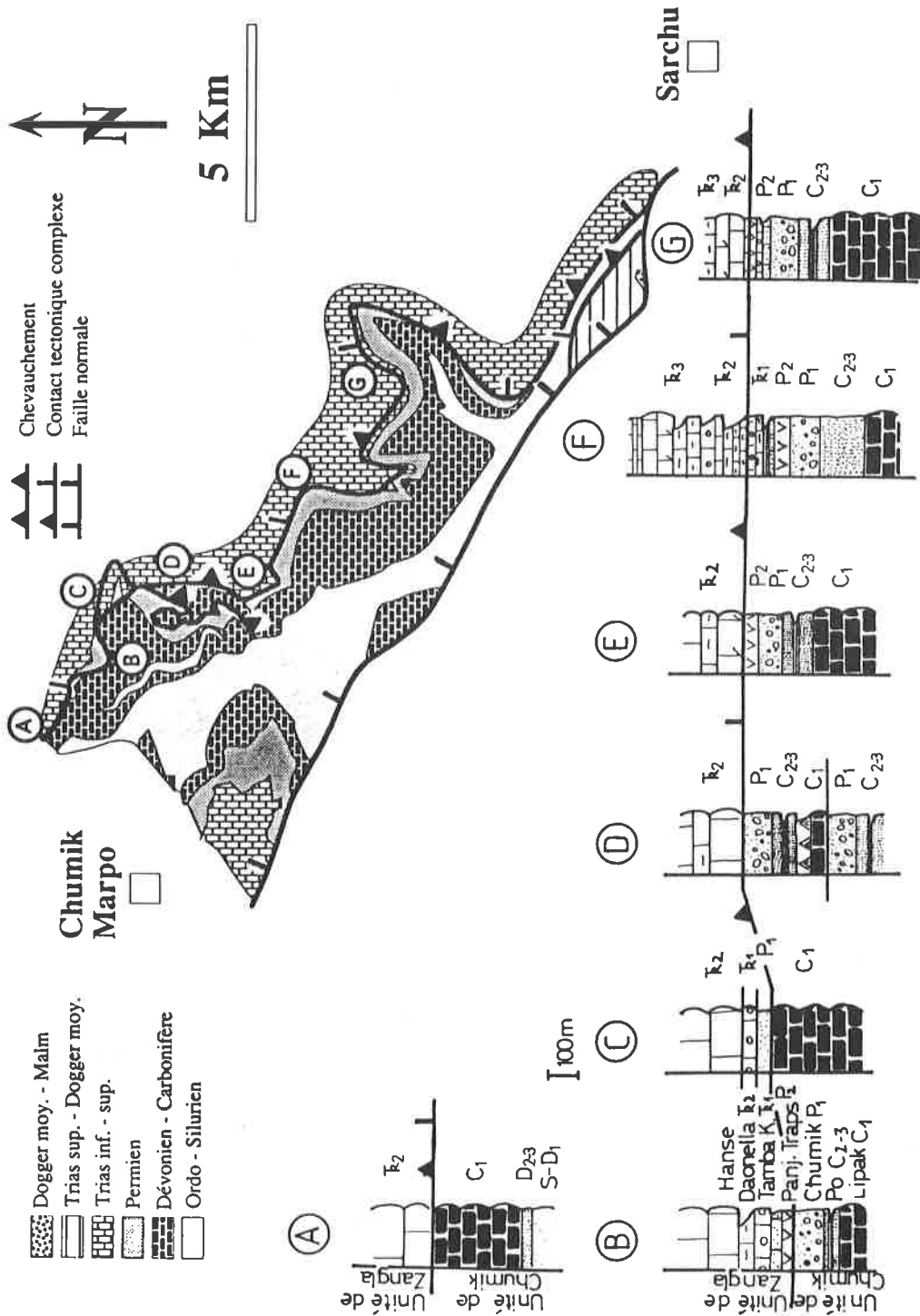


Fig.48 Coupes lithostratigraphiques sériées de part et d'autre du contact tectonique complexe (plan de chevauchement puis faille normale) séparant les unités de Zangla et Chumik. Les profils A à D démontrent la nature en faille normale de ce contact, alors que les profils E à G ne comportent pratiquement pas d'anomalie stratigraphique. A première vue, il s'agirait plutôt d'une série stratigraphique continue si sur le terrain un plan tectonique ne recoupait les terrains sous-jacents de manière discordante. L'étude du métamorphisme montre que dans les profils A à E, les couches sus-jacentes de l'unité de Zangla, pourtant plus jeunes, sont plus métamorphiques que les terrains plus anciens de l'unité de Chumik.

La phase finale de l'évolution tectonique: la faille normale de Sarchu (D₆)

Il s'agit d'un accident tectonique majeur qui sépare en deux domaines distincts notre terrain d'étude, suivant une ligne WNW - ESE (Fig. 31). Cette structure plonge fortement vers le NE, et coupe de manière discordante les unités de la région de Sarchu. Elle limite au sud l'unité de Kenlung Serai, et au nord celles de Chumik, Zangla et Marang la (Fig. 31, 38C+D). La faille de Sarchu met en contact des roches d'âge varié (Cambrien et Trias moyen à l'ouest Pl. 10D, Carbonifère et Trias supérieur à l'est, Fig. 49), et de faciès métamorphique contrasté (faciès amphibolite au sud, faciès zéolite et faciès schistes verts au nord). La complexité de la distribution du métamorphisme atteint son point culminant lors de cette phase extensive tardive. La faille de Sarchu est postérieure à toutes les déformations ductiles et cassantes de la région (D₁ à D₅). Aucune recrystallisation liée à cet épisode n'a pu être mise en évidence, ni aucune structure associée. Le rejet apparent de cette faille est estimé à 10-12 km entre les unités de Kenlung Serai et de Chumik, mais il n'est que de 4 à 5 km entre celles de Kenlung Serai et de Zangla. Cette apparente contradiction peut être levée de la manière suivante:

- 1) l'importance du rejet est calculée d'après la différence de degré métamorphique entre les unités affleurant de part et d'autre de la faille de Sarchu, car l'épaisseur stratigraphique impliquée (1500 à 2000 mètres) ne permet pas d'expliquer une telle différence de métamorphisme (entre 300 et 400°C au maximum).
- 2) les isogrades métamorphiques créées par la phase D₂ ont été reprises par les phases à vergence nord (D₃ et D₅). La zonation métamorphique post-D₅ est fortement perturbée et discontinue (Fig. 51).

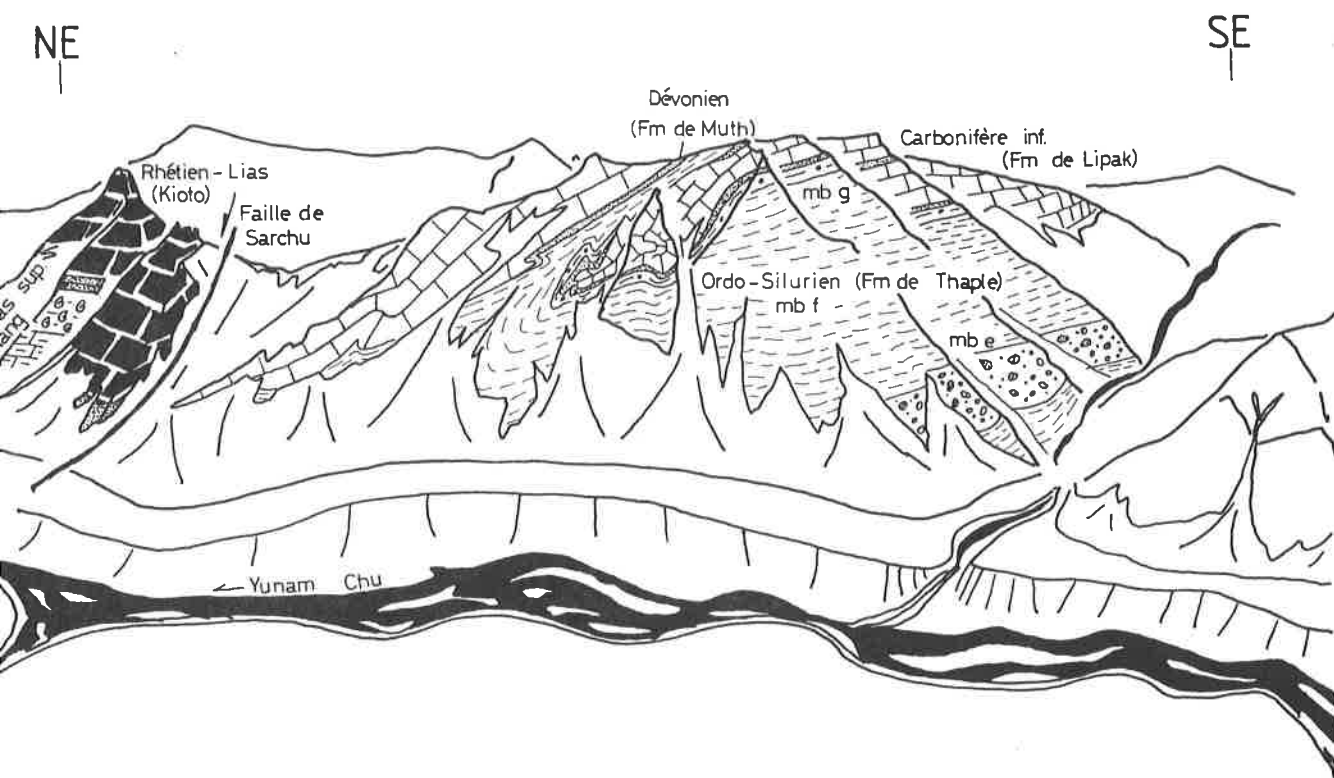


Fig. 49: Les couches du Trias supérieur de l'unité de Zangla (à gauche) sont séparées des calcaires sombres du Carbonifère inférieur de l'unité de Kenlung Serai par une faille normale à fort pendage, la faille de Sarchu (D₆). Au centre du panorama, le doming D₄ affecte une zone complexe d'interférence de plis P₂ - P₃ en faisant plonger leurs surfaces axiales vers le NE.

La phase D₆ met une touche finale à la complexité régionale en coupant les structures tectoniques et métamorphiques de manière discordante, mais son importance apparente est singulièrement minimisée par les phases antérieures.

Evolution tectonique de la zone tibétaine dans la région de Sarchu.

L'analyse structurale de notre région nous permet de proposer un modèle tectonique restreint (Fig. 50 et 51), qui sera intégré dans le dernier chapitre à un modèle général impliquant toute la traverse, de la suture Indus - Yarlung aux séries cristallines du Haut Himalaya.

1. Dans la période qui suit la collision continentale, les séries sédimentaires sont déformées dans un premier temps de manière ductile, puis de manière cassante. Les séries s'empilent en direction du SW dans cette partie de l'Himalaya, jusqu'à induire le métamorphisme régional. Il s'agit des phases compressives D₁ et D₂. Dans une période plus tardive, des mouvements chevauchants résiduels à vergence externe sont responsables d'une perturbation des isogrades métamorphiques: il s'agit du phénomène de métamorphisme transporté. Les empilements liés à ces phases créent un transfert de masse en direction du sud et un raccourcissement crustal NE - SW.

2. L'accumulation des séries en direction du sud peut créer un déséquilibre gravitaire dans les unités tectoniques supérieures. Un rééquilibrage par failles normales a pour effet un transfert de masse vers le NE qui se traduit par une phase de plissement à grande échelle appelée D₃ (Fig 51.1). Cette hypothèse ne s'appliquerait qu'aux niveaux structuraux les plus proches de la surface. Pour en faire un événement affectant les séries en profondeur, il faut faire appel à un moteur plus puissant que l'écoulement gravitaire, c'est-à-dire une compression. La phase D₃ serait, dans cette autre hypothèse, l'expression d'un sous-charriage en direction du SW; seules les unités supérieures (Kenlung Serai à Marang la) auraient un mouvement relatif vers le NE.

3. Consécutivement au transfert de la surcharge lithostatique en direction du NE, les terrains vont réagir en formant un dôme tectonique. Ce genre de structure est relativement bien connu dans les lithologies cristallines du Haut Himalaya (Honegger 1984; Gilbert 1986; Kündig 1989; Stäubli 1989). Dans les séries sédimentaires de la zone tibétaine du Ladakh - Zaskar, seul le dôme du Tso Morari a été décrit à ce jour (Berthelsen 1953; Sharma & Kumari 1978; Thakur & Viridi 1979; Thakur 1983; Stutz & Steck 1986; Stutz 1988). Le dôme de Kenlung Serai (D₄) s'inscrit dans la prolongation SE des dômes tectoniques décrits au Zaskar central et occidental dans le cristallin du Haut Himalaya (HHC). Les auteurs sus-mentionnés ayant travaillé dans cette région décrivent par ailleurs la présence de failles normales liées au doming.

Il est cependant délicat de comparer les dômes du Zaskar central et celui qui affecte l'unité de Kenlung Serai. Dans le premier cas, les structures se forment à haute température dans les lithologies du HHC, et des phénomènes d'anatexie ont pu être mis en évidence. Ce système de soulèvement symmétamorphique se superpose à un régime compressif d'orientation NE-SW (Kündig 1989).

Le cas de notre région d'étude diffère dans les points suivants:

- les unités impliquées se situent dans un niveau structural plus élevé, dans les lithologies sédimentaires peu ou pas métamorphiques de la zone tibétaine.
- d'un point de vue chronologique, les déformations D₃ à D₅ sont clairement post-métamorphiques. Les marqueurs du sens de mouvements liés à ces phases sont très difficiles à déceler.

La formation d'un dôme tectonique dans les sédiments de la zone tibétaine peut s'expliquer de deux manières, selon les modèles de Brun (1983): par raccourcissement ou par distension.

Une troisième possibilité de formation de dôme est à envisager: la soustraction de la charge lithostatique par dénudation tectonique pourrait entraîner la relaxation des contraintes dans les terrains sous-jacents et créer un bombement. Dans l'état actuel de la connaissance régionale, nous ne sommes pas en mesure de proposer un modèle définitif quant à l'origine du dôme tectonique affectant l'unité de Kenlung Serai, mais il y a probablement eu superposition de deux phénomènes: la création d'un dôme tectonique par compression et l'accentuation de cette structure par relaxation lithostatique (dénudation tectonique par failles normales et érosion).

A

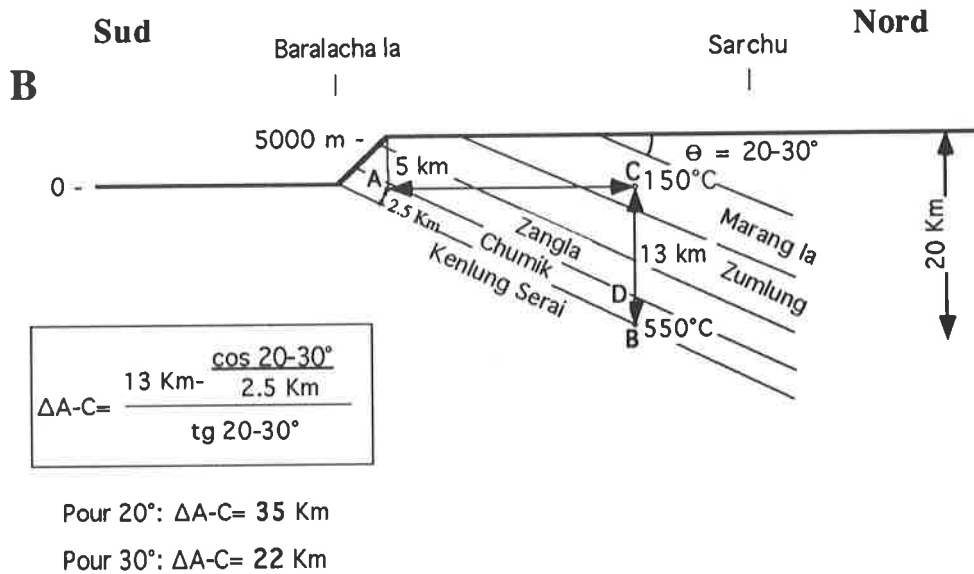
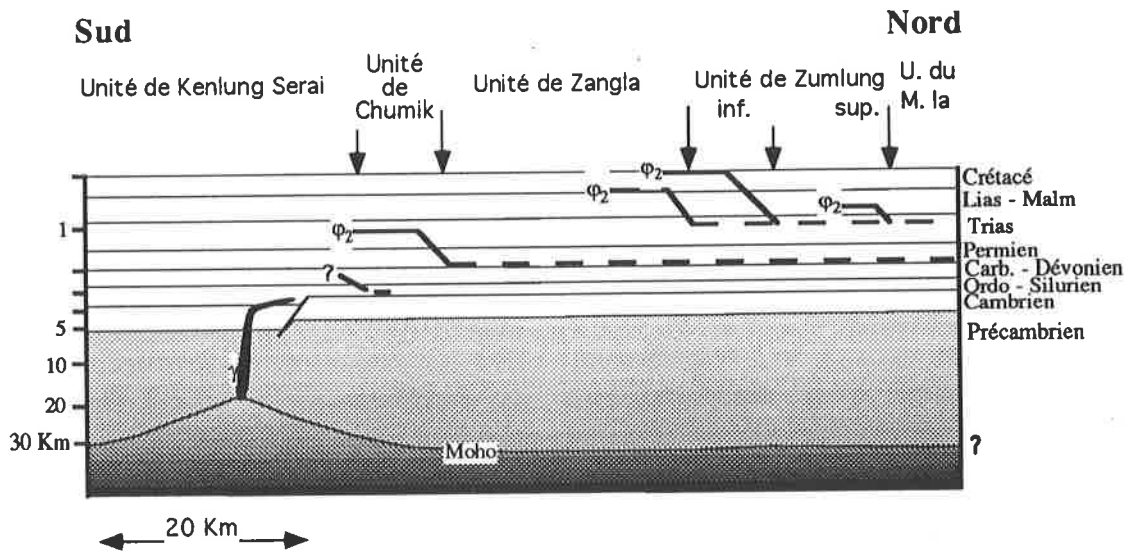


Fig.50 A. Reconstruction palinspastique des unités tectoniques entre le Baralacha la et le Marang la. Les plans de chevauchement j_2 liés à la phase d'empilement principale D_2 sont localisés dans les évaporites et les shales du Trias supérieur des unités supérieures. Le chevauchement plus externe de l'unité de Zangla sur celle de Chumik a pour base un niveau stratigraphique inférieur, probablement dans les argilites du Carbonifère supérieur, ou peut-être les évaporites du Carbonifère inférieur.

B. Contraintes géométriques de la distribution des unités tectoniques durant la phase D_2 . L'avancée méridionale maximale des unités de la zone tibétaine se situe dans la région du Baralacha la, car au-delà du col, le degré du métamorphisme devient de plus en plus faible en direction du sud.

Le point A correspond au degré métamorphique régnant dans la partie supérieure de l'unité de Chumik (anchizone faible, paragenèse de faciès zéolite), soit environ 150°C . Le point B correspond à la température maximale atteinte dans l'unité de Kenlung Serai, c'est-à-dire 550°C . La paragenèse critique disthène - staurotide - grenat nous donne un gradient maximal de 30°C par km. Connaissant par calcul la surcharge lithostatique aux points A et B (5 et 18 km respectivement), et les angles maximaux des chevauchements D_2 (entre 20 et 30°), il nous est possible d'estimer la distance AC entre le pic du métamorphisme de l'unité de Kenlung Serai et le faible degré de Chumik. La position post D_2 du point A devait se trouver aux environs du Baralacha la, alors que sa position actuelle se situe 15 km plus au nord, près de Chumik Marpo (Fig. 51).

Fig. 51 Schéma théorique des déformations post-métamorphiques (plissement à vergence NE et extension). Le problème qui se pose consiste à enlever les 18 km de roches affectant la partie nord de l'unité de Kenlung Serai (point B), tout en conservant un contact avec une zone faiblement métamorphique (unité de Chumik). Ce plissement pourrait avoir comme principal moteur soit une instabilité gravitaire engendrée par l'empilement des unités vers le sud, soit un mouvement de sous-charriage à vergence NE. Dans ce dernier cas, le moteur du plissement serait la force de convergence.

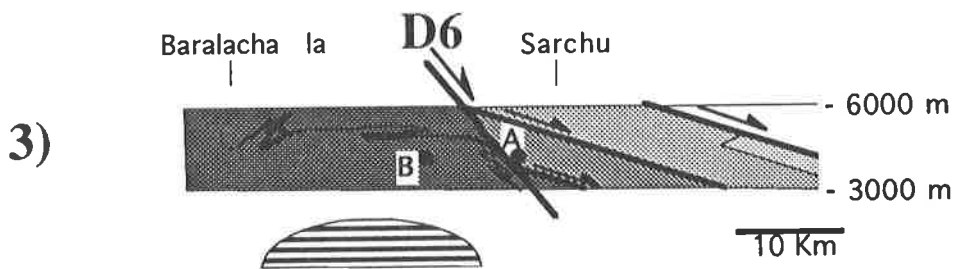
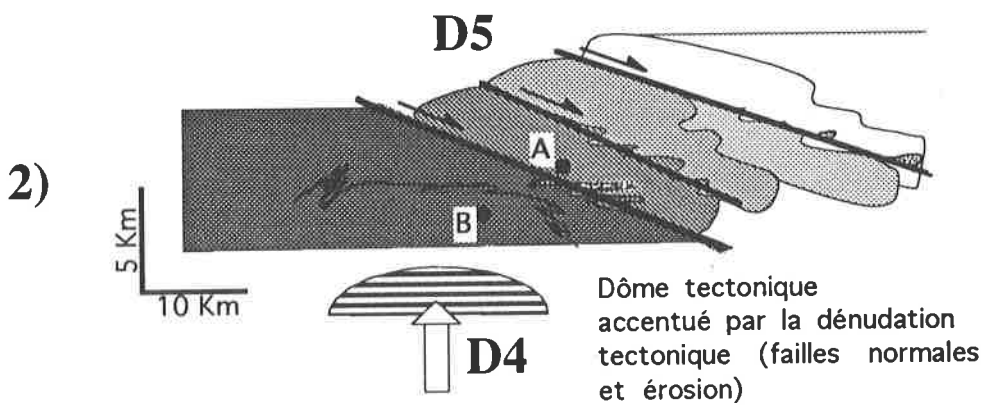
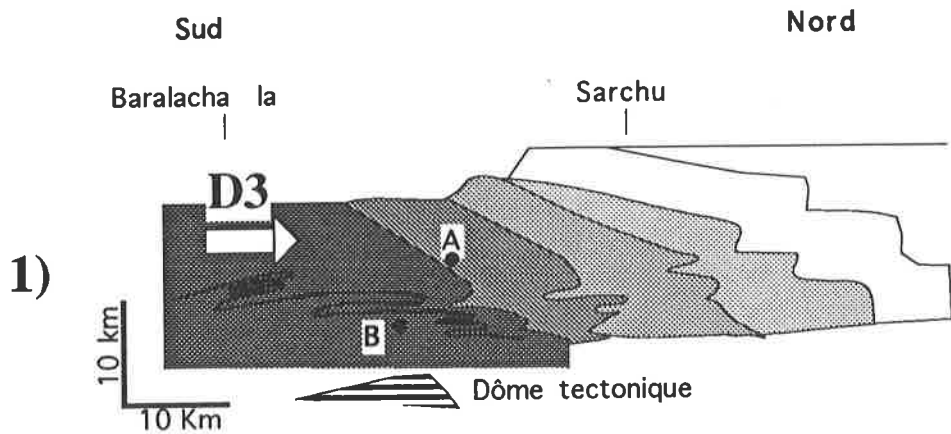
1a) Phase ductile: la surcharge de masse vers le sud (peut-être jusqu'au MCT) entraîne une instabilité gravitaire et un transfert de masse en direction du NE. Ce phénomène se marque par la présence de plis isoclinaux à vergence NE dans les unités situées au sud (externes); le phénomène va en décroissant et s'estompe au nord dans les unités les plus internes. Le pli isoclinal de Kenlung Serai (Fig. 42), avec ses 9 km de flanc inverse, est une excellente illustration de cet événement. Le raccourcissement se fait par plissement. Le point A de la Fig. 20 se trouve maintenant au nord du point B, ayant parcouru par plissement entre 20 et 40 km (valeurs minimales si l'angle est plus faible) selon l'option de l'angle originel Θ du chevauchement D_2 (Fig. 50B). Les isogrades métamorphiques sont fortement plissées lors de cette phase.

1b) Le plissement ductile s'effectue dans un couloir de cisaillement engendré par un sous-charriage à vergence NE. Cette zone de cisaillement n'affleurerait plus au nord de la région étudiée (Nyimaling), car les failles normales postérieures (D_5 et D_6) la rabaissent à un niveau plus profond (Fig. 66).

Dans les deux hypothèses, l'érosion est assez active pour empêcher des recristallisations à grande échelle. Dans les deux cas, que ce soit le transfert de masse par gravité ou la zone de cisaillement, il y a formation d'un dôme tectonique.

2) Doming: la formation du bombement crée un déséquilibre gravitaire local dans le flanc nord du dôme et génère des failles normales qui enlèvent une partie de la surcharge lithostatique. L'effet combiné de l'érosion et de la dénudation tectonique va amplifier la courbure du dôme. La surface axiale des plis P_3 (soulignée en noir) va plonger dans des directions opposées. Les phases D_4 et D_5 sont pratiquement contemporaines, et sont la résultante directe de la phase D_3 .

3) Extension: dans une phase tardive de l'histoire tectonique, la faille de Sarchu ramène le point A au même niveau structural que le point B. En ne considérant que la position finale de ces deux points, le rejet de la faille de Sarchu est apparemment de 10 à 12 kilomètres par différence de degré du métamorphisme. Par le biais des déformations D_3 et D_4 , les isogrades ont été fortement plissées vers le nord, avant d'être coupées une première fois à la phase D_5 . En conséquence, nous pouvons affirmer que l'influence de la faille de Sarchu est bien moindre que les 10 à 12 kilomètres apparents entre les unités de Kenlung Serai et de Chumik.



4. La phase de dénudation tectonique est caractérisée par des mouvements cassants de type faille normale. L'étude des contacts majeurs entre les unités tectoniques de la région de Sarchu révèle l'existence de telles structures, postérieures à l'empilement des unités vers le SW et au plissement à vergence NE. Des articles récents (Burg et al. 1984; Burchfiel & Royden 1985; Copeland et al. 1987; Herren 1987; Kündig 1989; Pêcher & Scaillet 1989; Mc Elroy et al. 1990; Pêcher 1991) mentionnent la présence d'une phase extensive EW et de failles normales associées orientées N-S dans le Haut Himalaya et le Tibet sud. Ces structures extensives sont plus jeunes que les phases compressives ayant engendré un raccourcissement crustal en direction du SW. Elles sont plus ou moins contemporaines de mouvements compressifs affectant le MCT et le MBT (Burchfiel & Royden 1985). Ces auteurs considèrent que ces failles normales ont une origine gravitaire, résultant d'un rééquilibrage du front topographique himalayen. Pêcher (1991) indique qu'une zone de cisaillement dextre s'est développée dans les séries cristallines du Haut Himalaya népalais. A l'intérieur de cette zone de cisaillement, certains domaines en extension ont favorisé l'intrusion de leucogranites datés pour les plus anciens à 25 Ma (comm. pers. Pêcher & Guillot 1992). Un tel calage de failles normales tardives à l'aide de leucogranites himalayens ne se présente malheureusement pas dans notre terrain d'étude, mais nous discuterons dans le prochain chapitre de la contrainte temporelle des déformations sur la base des datations radiométriques effectuées sur les minéraux métamorphiques de la région de Sarchu.

Les exemples de failles normales cités plus haut concernent pour la grande majorité l'interface HHC - zone tibétaine, alors que notre domaine d'investigation concerne exclusivement les séries sédimentaires supérieures. De plus, les failles normales du Zanskar central ont été créées dans des conditions syn-métamorphiques, alors que les failles des phases D₅ et D₆ sont clairement post-métamorphiques. Cette différence peut s'expliquer par la position structurale élevée qu'occupent les séries sédimentaires au SE Zanskar, ou par un diachronisme de phase.

Cartographiquement, il ressort de manière claire que la faille du Zanskar s'aligne avec celle de Sarchu, faisant de cette dernière une prolongation potentielle de la faille du Zanskar dans un niveau structural plus élevé. Il pourrait aussi s'agir d'une structure associée ou d'un relai, n'affectant que les séries de la zone tibétaine. Seule une étude des terrains compris entre Chumik Marpo et Padum pourrait préciser les relations entre ces deux structures tectoniques majeures.

Conclusions de l'analyse structurale

L'étude structurale des unités de la région de Sarchu a révélé les points suivants:

- les premières déformations D₁ et D₂ sont liées à un transport de nappes vers le SW. Elles sont responsables du raccourcissement crustal par plissement et empilement des unités. Au cours de ces phases, le métamorphisme régional atteint le faciès amphibolite. Deux étirements syn-métamorphiques plus ou moins orthogonaux, visibles sur la surface de schistosité principale, sont le reflet de la direction de transport des unités et d'une zone de cisaillement dextre. Les mouvements compressifs vont perdurer après la culmination du métamorphisme régional, découper les isogrades métamorphiques et transporter des écailles de roches plus métamorphiques sur des roches qui le sont moins.
- la phase D₃ déplace par plissement une partie de la surcharge lithostatique vers le NE sur une distance horizontale d'environ 25 à 40 km. L'intensité du plissement s'atténue dans les unités supérieures. Lors de cette phase, les terrains sont fortement érodés, empêchant la recristallisation à grande échelle des roches.
- consécutivement à la phase D₃, un dôme tectonique se forme par compression dans l'unité de Kenlung Serai.
- suite au développement du dôme, les terrains situés sur son flanc nord se découpent par failles normales (D₅), accentuant l'effet du bombement par rééquilibrage lithostatique.
- la phase finale de l'histoire tectonique de la région de Sarchu est caractérisée par une structure extensive majeure, la faille normale de Sarchu (D₆). La zonation métamorphique est complètement perturbée. Ce fait se marque par la juxtaposition de terrains faiblement et très métamorphiques.

Chapitre cinquième

Dans lequel les choses chauffent passablement pour nos roches

Depuis de nombreuses années, l'étude du métamorphisme régional au Haut Lahul et au Zaskar s'est concentrée en grande partie sur le cristallin du Haut Himalaya (HHC). Celui-ci représente une zone hautement métamorphique composée de métasédiments, d'ortho- et de paragneiss, et d'intrusions magmatiques d'âge paléozoïque et tertiaire. Jusqu'à ce jour, les études pétrographiques et géochronologiques ont été focalisées principalement sur les lithologies hautement métamorphiques du HHC entre Keylong et Padum, alors que les séries faiblement métamorphiques affleurant entre le HHC et la suture de l'Indus-Yarlung (synclinorium du Zaskar) ont été peu étudiées.

Le métamorphisme régional au Ladakh-Zaskar

Lors de la collision de l'Inde et de l'Asie, l'ensemble des terrains de la marge nord-indienne, particulièrement la zone tibétaine au Ladakh - Zaskar, ont subi des déformations, un empilement et un transport de nappes en direction du SW (Bassoulet et al. 1980; Baud et al. 1982, 1984; Stutz & Steck 1986; Frank et al. 1987, Stutz 1988, Gapais et al. sous presse). L'empilement des unités a créé un métamorphisme régional, atteignant par endroits le faciès amphibolite. Les déformations postérieures (phase de plissement à vergence NE, doming et extension) n'ont pas engendré de recristallisations à grande échelle au SE Zaskar, alors que ces déformations tardives sont syn-métamorphiques au Zaskar central et à l'ouest du Ladakh (Honegger 1982, 1983; Gilbert 1986; Herren 1987; Kündig 1989; Stäubli 1989). Dans cette région, un système de cisaillement tardi-métamorphique est responsable de la formation de la faille du Zaskar, alors que dans les niveaux structuraux supérieurs de la zone tibétaine, la faille normale de Sarchu s'est formée dans des conditions post-métamorphiques. Dans les deux cas, ces accidents tectoniques ont perturbé localement la zonation métamorphique.

Récemment, la notion de polymétamorphisme tertiaire est apparue dans plusieurs études pétrographiques et radiométriques (Honegger et al. 1982; Maluski & Matte 1984; Van Haver et al. 1986; Burg et al. 1987; Pognante & Lombardo 1989; Pognante et al. 1990; Pognante 1991). Dans le HHC du Zaskar central, ce polymétamorphisme est représenté par les phases M1, M2 et M3 de Kündig (1989) et Pognante et al. (1990), où M1 est liée à l'empilement des unités tectoniques. Ce métamorphisme est caractérisé, selon ces auteurs, par des valeurs P-T élevées (650-750°C, 6-8 kbars). Il est suivi par une phase de cristallisation M2 à basse pression, soulignée par l'apparition de la sillimanite. La phase M3 est liée aux mouvements de la faille du Zaskar.

Au Zaskar occidental, le métamorphisme régional augmente progressivement de la suture de l'Indus-Yarlung vers le HHC. Les isogrades métamorphiques de la zone tibétaine sont perturbées par des mouvements postmétamorphiques à vergence nord (Honegger et al. 1982).

Plus au nord-est, dans le massif de Nyimaling (Fig. 2), les séries contiguës à la zone de suture sont métamorphisées dans le faciès schistes verts supérieur (Stutz & Steck 1986; Stutz 1988). Le métamorphisme régional augmente progressivement en direction du SE, atteignant le faciès amphibolite dans la région du Tso Morari (Berthelsen 1953; Thakur & Virdi 1979; Thakur 1983).

Tout au long des 100 kilomètres séparant Nyimaling de Sarchu (Fig. 2), le métamorphisme diminue de manière constante, avant d'augmenter sur une courte distance (10 km), et d'atteindre un pic au sud de Sarchu. La juxtaposition de domaines métamorphiques contrastés est illustrée à la Fig. 52. L'unité de Kenlung Serai, de faciès amphibolite, est adjacente à l'unité anchizonale de Chumik, et à celle, épizonale, de Zangla. Le contact tectonique séparant la première unité des deux autres est une faille normale à fort pendage, la faille de Sarchu. La relation métamorphique anormale entre les unités de Chumik et de Zangla est mise en évidence à la figure 52, l'unité chevauchante (Zangla) étant plus métamorphique que l'unité chevauchée (Chumik).

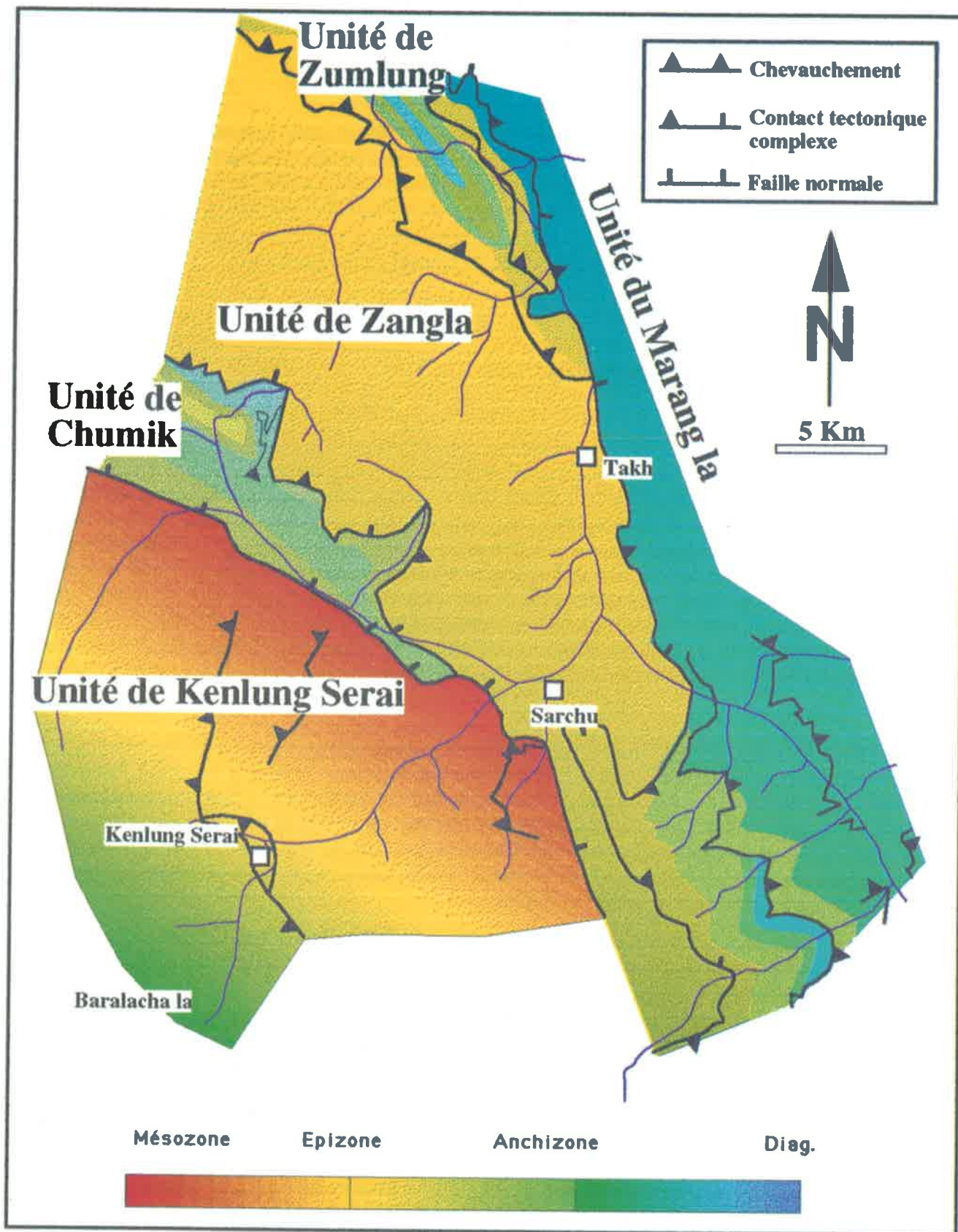


Fig. 52: Zonation métamorphique des unités tectoniques dans la région de Sarchu.

Depuis le sud de Sarchu, le métamorphisme régional diminue progressivement jusqu'au Baralacha la. Un nouveau pic est atteint quelque 30 kilomètres plus au sud, dans la vallée de la Chandra (Fig. 2), où les séries sédimentaires atteignent le faciès amphibolite (Frank et al. 1973).

Garzanti & Brignoli (1989), travaillant sur la zonation métamorphique du synclinorium du Zaskar, ont établi une carte métamorphique basée sur les minéraux index, les valeurs de réflectance de la vitrinite, les "cristallinités" de l'illite et de la chlorite. Il ressort de cette étude que le métamorphisme régional augmente de part et d'autre du centre du synclinorium du Zaskar selon une orientation approximativement N-S. Ces auteurs ont observé localement un métamorphisme inverse sous la klippe ophiolitique de Spongtang (Fig. 2).

La zonation métamorphique dans la région de Sarchu: problèmes et méthodes

Le chapitre précédent a mis en lumière le rôle capital des déformations post-métamorphiques (phases D_3 à D_6) qui perturbent fortement la zonation métamorphique régionale préexistante. La figure 52 illustre de manière frappante la complexité des relations entre le métamorphisme et les déformations.

L'étude du métamorphisme va permettre de tenter une quantification de l'importance des déformations qui ont affecté les séries de la région de Sarchu. Un certain nombre de difficultés empêchent cependant d'obtenir des résultats uniformes:

1.- les problèmes relatifs à la lithologie. La faille de Sarchu sépare deux domaines lithologiques différents, les roches siliciclastiques au sud et les roches carbonatées au nord. L'unité sud de Kenlung Serai, par sa grande variété de lithologies, permet une approche classique par les assemblages minéraux. Cette entreprise est facilitée par les conditions élevées du métamorphisme subies par les roches. Le domaine nord est quant à lui composé presque exclusivement de terrains mésozoïques carbonatés anchizonaux; la quantification du métamorphisme y est rendue malaisée par l'absence d'assemblages minéraux, et ne peut être évaluée que par des méthodes semi-quantitatives empiriques comme la cristallinité de l'illite.

La comparaison entre ces deux domaines est donc délicate; on doit tenir compte d'un côté de la présence d'un faciès métamorphique (schistes verts, amphibolite) contraint par des assemblages minéraux, et de l'autre d'une appréciation plus subjective de degré métamorphique (épizone, anchizone) établie par méthode analytique sur les illites.

2.- les problèmes dus à l'absence de critères de cristallisations - déformations dans les unités supérieures. Les relations entre les déformations et le métamorphisme établies dans l'unité de Kenlung Serai ont été transposées dans les autres unités. Une uniformité locale de ces relations a donc été assumée.

3.- le problème de fort contraste de métamorphisme existant entre l'unité de Kenlung Serai et les unités supérieures; un éventuel diachronisme sera difficile à mettre en évidence.

La description du métamorphisme des unités tectoniques de la région de Sarchu est exposée ci-après de la manière suivante:

Quantification du métamorphisme dans les unités de Kenlung Serai et Chumik par les assemblages minéraux.

Evaluation du degré du métamorphisme par la méthode de la "cristallinité" de l'illite dans les unités de Kenlung Serai, Chumik, Zangla, Zumlung et Marang la.

Thermométrie par méthode XRD et microsonde électronique dans les unités de Zangla et Kenlung Serai.

Datations d'âge de refroidissement par les méthodes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K/Ar sur micas et amphiboles.

Discussion des résultats.

Les assemblages minéraux

Unité de Kenlung Serai

Au cours des saisons de terrain de 1985 et 1989, Steck a prélevé un certain nombre d'échantillons de part et d'autre de la route Manali - Leh, afin de caractériser la zonation métamorphique dans l'unité de Kenlung Serai (Steck et al. 1993). Il s'est aperçu que, du sud du Baralacha la en direction de Sarchu, le métamorphisme augmentait de façon plus ou moins constante du sub-faciès pumpellyite-actinote (Vannay en prép.) jusqu'au faciès amphibolite. La détermination du degré métamorphique dans cette unité se base essentiellement sur les assemblages minéraux des lithologies de la séquence péritique et basique. Les paragenèses métamorphiques sont exposées à la Fig. 53.

Notre propre échantillonnage a été effectué dans toute l'unité étudiée, complétant par là celui de Steck. Une partie de la collecte a été faite dans le but d'étudier la géochimie des roches magmatiques basiques (cf. chap. 3), et l'étude en lame mince a permis de préciser les conditions du métamorphisme tertiaire.

Ech.	Paragenèse	Texture	Faciès mét.
L81	Amph. verte (Hb) - qz - biot. - chl. - calcite - oligocl. - apat. - illmén.	granolépido-blastique	amphibolite inférieur
M2	Amph. verte (Hb) - qz. - oligocl. - biot. verte - chl. - mica blanc	granolépido-blastique	amphibolite inférieur
Y21	Amph. bleu-vert zonées (centre trém. bord hbl. bleu-vert) - oligocl. - biot. - sphène - qz - pist.	granolépido-blastique	amphibolite inférieur
Y108	Amph. bleu-vert zonée - alb. - oligocl. - qz - épid. - chl. - biot. - apat. - sphène - illmén.	granolépido-blastique	schistes verts - amph. inf.
Y66	Amph. bleu-verte - biot. - qz - calcite - épid. - apat. - alb. - oligocl.	granolépido-blastique	schistes verts - amph. inf.
Y60	Amph. bleu-verte - biot. - épid. - alb. chl. - qz - calcite - apat.	granolépido-blastique	schistes verts
Y62	Actin. - épid. - chl. - alb. - musc. - qz	granolépido-blastique	schistes verts
Y63	Alb. - chl. - musc. Andés. - apat. - qz. (reliques)	texture intergranulaire magmatique relique	schistes verts
Y75	Alb. - chl. - biot. - stlpn. - calcite - qz - ± épid.	granolépido-blastique	schistes verts inf. - moyen

Tableau 4. Paragenèses métamorphiques du nord au sud (du plus métamorphique vers le moins métamorphique) de différents groupes de roches magmatiques basiques dans l'unité de Kenlung Serai. L81, M2: basalte concordant de Sarchu; Y60 à Y108: filons de Sarchu; Y21: microgabbro de la Yunam.

Le reste de l'échantillonnage a eu pour but de caractériser les relations cristallisations - déformations. Deux constatations ont pu être faites:

- dans la zone la plus métamorphique, les cristaux de disthène ont clairement crû dans le plan de schistosité pénétrative S₂ (éch. AS8531). Dans la majorité des cas, la linéation d'étirement minérale L_{2a} (voir chap. 4) est soulignée par la staurotite (éch. AS8531, AS8530) et la biotite (Y52, Y65, L84, L86, Y109). Dans un seul cas, un échantillon quartzo-pélitique (Y22), la linéation d'étirement est soulignée par de la trémolite. Pour les lithologies de la séquence basique, l'étirement est souligné par une amphibole bleu-vert zonée (Y60, Y108), ou par le stilpnomélane (Y75) dans des conditions métamorphiques moindres. La croissance du grenat semble être syn-métamorphique dans les zones où le métamorphisme n'atteint que le faciès schistes verts (éch. Y109); elle est clairement post-déformationnelle dans la région de Sarchu (L86).
- dans pratiquement toute l'unité de Kenlung Serai, une génération de minéraux post-déformationnels peut être observée. Dans la séquence carbonatée (Fm de Thaple, mb e), la trémolite se développe en gerbes (éch. R49); dans la séquence basique, les hornblendes syn-métamorphiques se présentent sous forme de gerbes sur les plans de schistosité S₂ (éch. M4, L81A-D). Dans d'autres localités, les amphiboles n'ont ni arrangement, ni orientation préférentielle.

Trois particularités du métamorphisme ont pu être remarquées dans l'unité de Kenlung Serai:

- à l'est de Sarchu, dans les lithologies carbonato-pélitiques de la Fm de Thaple (éch. Y53), un minéral d'habitus rond, de couleur sombre, semble avoir crû postérieurement à la schistosité principale. En lame mince, ce minéral semble être une relique d'andalousite, mais son état actuel ne permet pas de détermination optique. Nous en avons donc extrait un grain et l'avons soumis à une détermination par méthode XRD, laquelle a révélé un assemblage quartz-albite-micas. La présence d'andalousite ne peut pas être exclue, mais elle serait liée à un phénomène de métamorphisme de contact consécutif au magmatisme permio-carbonifère, souligné dans la région par des essaims de filons basiques et granitiques. A proximité de l'échantillon, une telle activité est bien marquée par un système de petits filons de quartz localement très riches en tourmaline. En outre, Steck (comm. pers. 1992) a observé des reliques semblables dans l'encaissant (une métapélite de la Fm de Thaple) de l'intrusion du microgabbro de la Yunam. Il est donc très vraisemblable que des reliques du métamorphisme de contact permio-carbonifère existent dans la région de Sarchu.
- la plupart des amphiboles métamorphiques des roches basiques de la région montrent un zonage caractéristique avec de la trémolite au centre et une bordure de hornblende (éch. R58, Y21, Y60, Y108). Un tel phénomène indique une cristallisation lors d'un métamorphisme prograde (Colombi 1989).
- le phénomène de rétro-morphose ne semble pas avoir beaucoup affecté la zone de plus fort métamorphisme. Il n'en va pas de même pour la région de Kenlung Serai, où la chlorite remplace l'amphibole (éch. Y63) et où la pistachite ne semble plus tout à fait en équilibre (Y62). A l'ouest de l'unité, dans la vallée de la Kamirup, la rétro-morphose est soulignée par la transformation d'un minéral opaque titanifère (illménite, rutile) en sphène.

Dans la majorité des échantillons étudiés, l'assemblage minéral métamorphique n'a pas subi de rééquilibrages importants; les paragenèses semblent avoir été "trempees". Nous pouvons toutefois mentionner les recristallisations liées à la phase en retour D₃ (éch. A3), responsable du maclage des calcites, de la dissolution sous pression, de la cristallisation de mica blanc et de la recristallisation du quartz, indiquant des conditions d'environ 400°C durant cette phase. Il n'a toutefois pas été entrepris d'étude systématique qui aurait permis de mieux préciser les conditions liées à D₃.

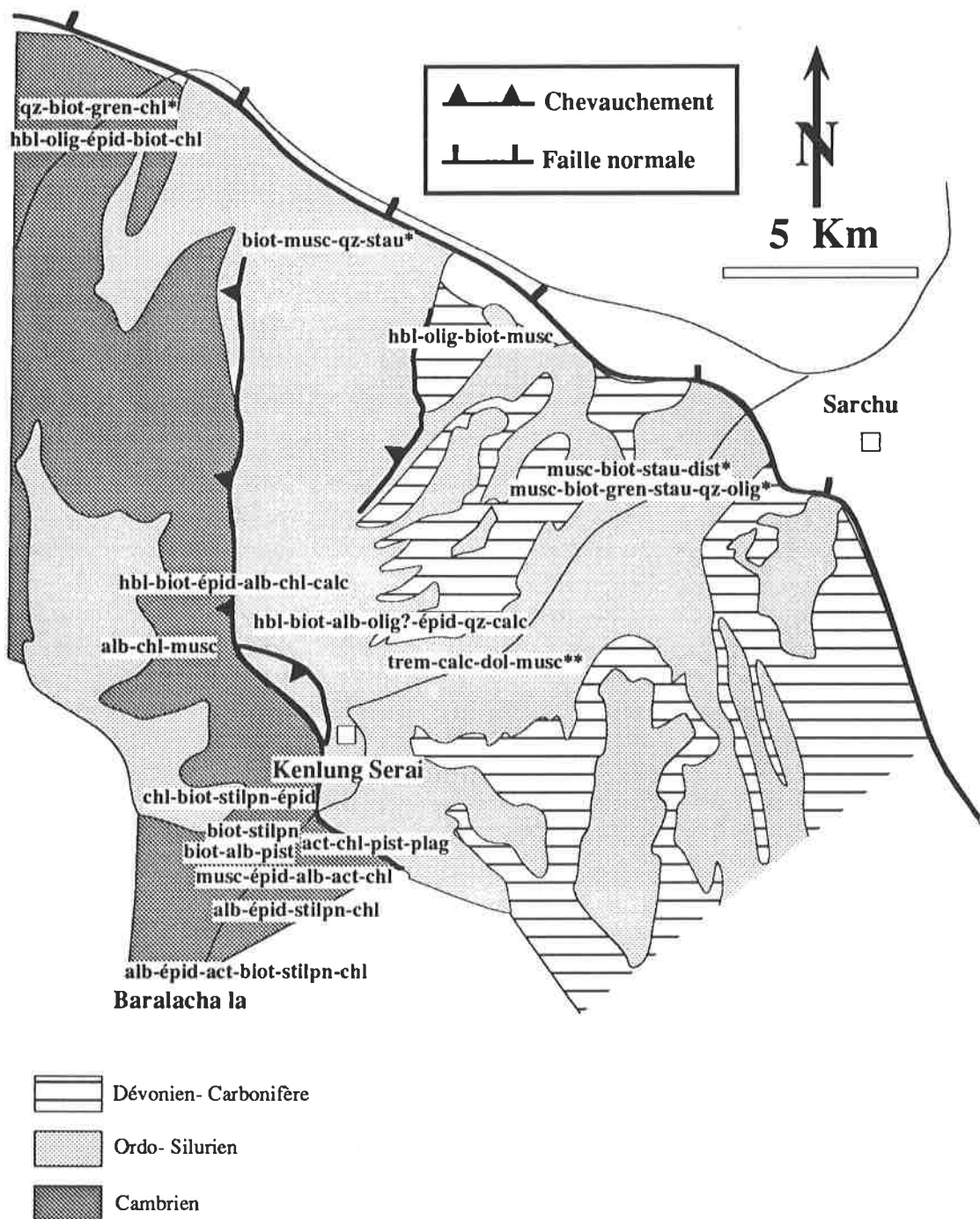


Fig. 53: Distribution des paragenèses métamorphiques dans l'unité de Kenlung Serai, d'après A. Steck et nos propres échantillons. Les assemblages sans astérisque proviennent de la séquence basique, avec une *: séquence pélitique, avec deux **: séquence carbonatée.

Unité de Chumik

Malgré le très faible métamorphisme, l'unité de Chumik est dotée de lithologies favorables à la création de paragenèses critiques. Il s'agit en particulier des effusions basaltiques des Panjal Traps du Permien supérieur.

Les trois échantillons étudiés présentent une texture magmatique mal préservée. Les minéraux reliques sont principalement le plagioclase et un clinopyroxène (C10).

La paragenèse métamorphique est la suivante: Y101: Albite? - pistachite - chlorite - quartz - calcite - zéolite - sphène

Y130: Albite - pistachite - quartz - chlorite - actinote C10: Albite? - chlorite - smectite - épidote - sphène

Sur la base de ces paragenèses, nous situons le degré métamorphique de l'unité de Chumik entre le faciès zéolite et le faciès schistes verts inférieur.

Quantification du métamorphisme par la "cristallinité" de l'illite

La majeure partie des roches composant les unités de Zangla, Zumlung et Marang la étant des roches carbonatées, l'approche traditionnelle de la caractérisation du métamorphisme par assemblages minéraux ne peut pas être effectuée de manière satisfaisante. De plus, ces unités n'ont subi qu'un faible métamorphisme régional. L'appréciation du degré métamorphique a été faite par la méthode analytique empirique de la mesure du degré de la "cristallinité" de l'illite (Kübler 1968, 1990; Frey 1987).

Echantillonnage

Il s'est concentré sur des micrites noires dépourvues de faune (effet de tampon), afin de diminuer autant que possible l'effet du détritisme et des risques d'héritage. L'influence de la lithologie sur les valeurs de "cristallinité" d'illite (IC) est difficile à quantifier dans notre étude. En effet, bien que la même lithologie ait été échantillonnée dans tous les cas, les roches ont un âge différent, allant du Cambrien supérieur au Crétacé supérieur. Ce fait est dû aux conditions structurales complexes qui affectent les unités tectoniques de la région de Sarchu. Environ 120 échantillons ont été analysés dans les cinq unités. Une attention spéciale a été cependant portée aux unités de Chumik et Zangla qui montrent une situation particulière de relation métamorphique inverse (Spring et al. 1993).

Méthode

L'indice de "cristallinité" de l'illite (IC) a été déterminé en mesurant la largeur à mi-hauteur de la réflexion 001 de l'illite ($\Delta^{\circ}2\theta_{Cu K\alpha}$) sur des préparations orientées séchées à l'air et glycolées. Les limites diagenèse - anchizone - épizone sont à 0.42 et 0.25 d'indice IC ($\Delta^{\circ}2\theta_{Cu K\alpha}$). La préparation des échantillons et les conditions expérimentales sont celles de Jaboyedoff et al. (1991) et Kisch (1991). Les roches à paragenèse à paragonite et margarite ont été exclues pour cause de surimpression de leur pic avec le 001 de l'illite sur les diffractogrammes.

Résultats

Unité de Kenlung Serai

Peu d'échantillons ont été analysés dans cette unité, mais ils confirment le degré du métamorphisme marqué par les assemblages minéraux (Fig. 53). Il faut relever quelques anomalies de valeurs d'IC (Fig. 55), comme celle de 0.32 à l'est de la Yunam chu à la hauteur de Kenlung Serai, ou la dispersion de valeurs au sud de la faille de Sarchu. Ces valeurs pourraient illustrer la perturbation de la zonation métamorphique subie par cette unité durant les phases tardives de la déformation (D_3 à D_6). Seule une étude métamorphique très poussée, tant par les assemblages minéraux que par des méthodes analytiques, permettrait une vision claire de la zonation métamorphique post- D_6 dans l'unité de Kenlung Serai.

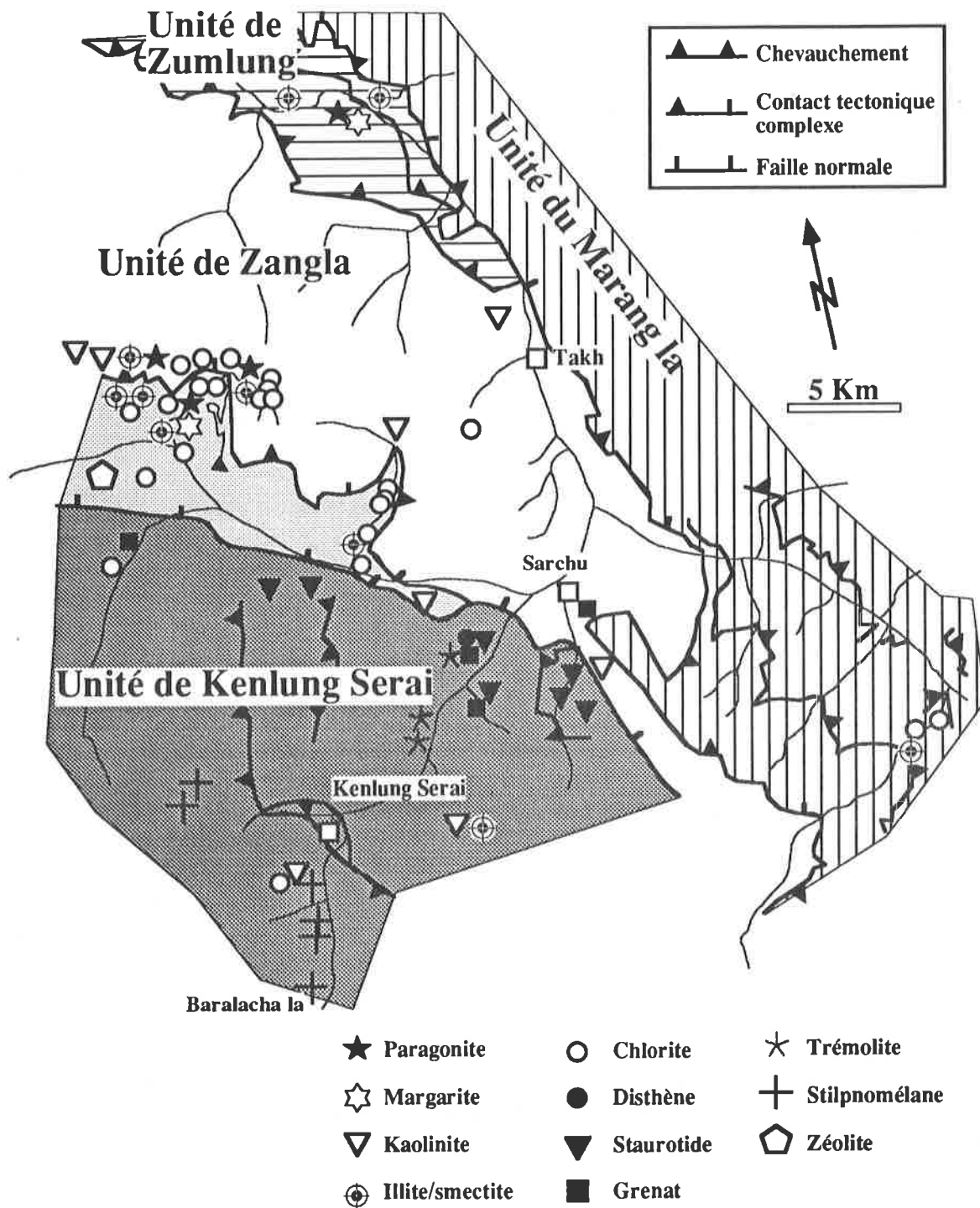


Fig.54: Carte de répartition des minéraux index établie par les assemblages minéraux et par présence sur les diffractogrammes RX. Dans le cas des minéraux révélés par XRD, leur distribution est difficilement corrélable avec les indices de "cristallinité" d'illite dans plusieurs cas:

- dans l'unité de Kenlung Serai, la kaolinite coexiste avec la chlorite et le stilpnomélane;
 - dans l'unité de Chumik, la présence de paragonite et de margarite (indice de conditions épizonales) peut être corrélé aux valeurs d'I.C. épizonales observées à la Fig.56. Au-dessus du contact, dans l'unité de Zangla, la coexistence de paragonite et d'interstratifiés illite/smectite semble à-priori incompatible, car cela voudrait dire que cet assemblage, témoin d'un faible métamorphisme, est encore en équilibre malgré des conditions anchizonales profondes. Le même problème se pose pour la coexistence paragonite - kaolinite, indicatrice de conditions épizonale et anchizonales. Les valeurs d'I.C. obtenues (Fig.56) dans cette partie de Zangla sont compatibles avec les champs de stabilité de ces deux minéraux;
 - la présence de paragonite, de margarite et d'interstratifiés I/S dans l'unité de Zumlung est compatible avec les valeurs d'indice d'I.C. (Fig.60); les interstratifiés sont localisés dans les calcaires pélagiques du Crétacé supérieur (I.C.: 0.32), alors que la paragonite et la margarite se situent dans les calcaires liasiques du flanc inverse (I.C.: 0.22).
- De manière générale, la chlorite ne se révèle pas un bon minéral indice dans les séries carbonatées.

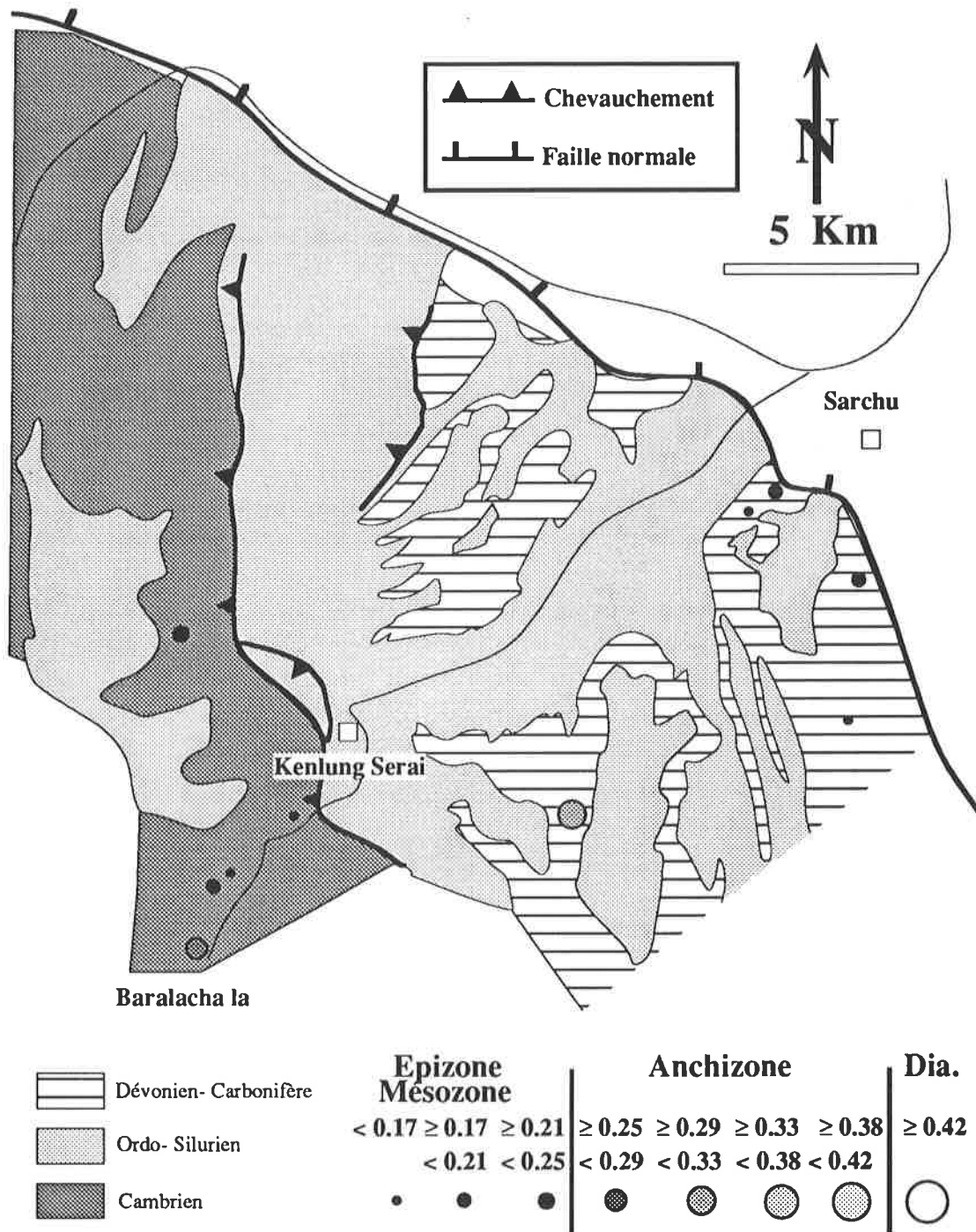


Fig 55: Distribution des indices de "crystallinité" de l'illite dans l'unité de Kenlung Serai. La valeur anchizonale à l'est de Kenlung Serai, ainsi que les valeurs épizonales variées au sud de la faille normale de Sarchu pourraient résulter de la perturbation des isogrades métamorphiques durant les déformations D3 à D5.

Unités de Chumik et Zangla

Structuralement, ces deux unités ont pour particularité un contact de type faille normale (D_5); les niveaux jeunes de Zangla reposent de manière discordante sur les terrains anciens de l'unité de Chumik. L'étude du faible métamorphisme de ces deux unités devrait à priori confirmer la relation structurale de faille normale.

La distribution des indices IC dans ces deux unités a donné les résultats suivants:

- de part et d'autre du contact séparant Chumik de Zangla, un saut de métamorphisme a pu être observé. Il est en moyenne de 0.25 sur 0.38 à l'ouest et de 0.19 sur 0.32 à l'est (Fig. 56). Au centre, le saut n'est pas significatif: 0.29 sur 0.28. Dans cette zone, de grandes structures de plissement à vergence NE (D_3) ont été cartographiées; elles ont pour effet de mettre à un niveau structural élevé des terrains métamorphiques internes de l'unité de Chumik (Fig. 58). Ainsi s'explique la zonation métamorphique normale entre Chumik et Zangla au centre, et la présence de valeurs épizonales dans la partie inférieure de Chumik ouest (Fig. 56, 57 et 58).
- les valeurs des indices IC montrent une faible dispersion, si l'on prend en compte les niveaux structuraux des unités (Fig. 57).
- l'effet tardif de la faille normale D_5 ne semble pas avoir eu de répercussion significative sur les valeurs d'indices IC (Fig. 59a-d). Aucune variation de l'indice n'a pu être clairement mise en évidence près du contact séparant Chumik de Zangla.
- la proportion de phases gonflantes (illite/smectite) est faible (Fig. 59e), et la différence de valeur d'IC entre les échantillons glycolés et séchés à l'air reste dans le domaine de variabilité observé communément (Kisch & Frey 1987).
- un gradient métamorphique vertical est visible dans l'unité de Chumik. Sa partie inférieure est plus métamorphique que sa partie supérieure (Fig. 56, 57 et 58).
- un gradient horizontal prévaut dans l'unité de Zangla. Les roches tectoniquement plus internes du Trias supérieur sont plus métamorphiques que celles du Trias inférieur à moyen affleurant au front de l'unité (Fig. 56 et 58).
- l'orientation des "isocristallinités" est NNW-SSE dans les deux unités, soit plus ou moins perpendiculaire à la direction du raccourcissement lié au transport des unités. Ces lignes d'"isocristallinité" sont coupées de manière discordante par la faille normale de Sarchu (D_6) (Fig. 56).

Ces résultats nous permettent de faire les déductions suivantes:

- la faille de Sarchu est une discontinuité tectonique majeure de type faille normale, puisqu'elle met en contact les terrains plus jeunes et moins métamorphiques des unités de Chumik et Zangla avec les roches hautement métamorphiques de l'unité de Kenlung Serai (Fig. 53, 54, 55, 56 et 58). Le déplacement vertical apparent entre Kenlung Serai et Chumik serait d'environ 10 km (300°C de différence, en assumant un gradient maximal de 30°C/km contraint par la paragenèse critique disthène - staurotide - grenat), alors qu'il ne serait que de 4 à 5 km entre Zangla et Kenlung Serai. Cette apparente contradiction provient de la complexité tectonique qui a prévalu après l'instauration du métamorphisme régional.
- le déplacement vers le SW de l'unité de Zangla sur Chumik est difficile à estimer. Comme nous l'avons déjà vu, la relation stratigraphique entre ces deux unités est de type faille normale, alors que la relation métamorphique est une zonation inverse discontinue.

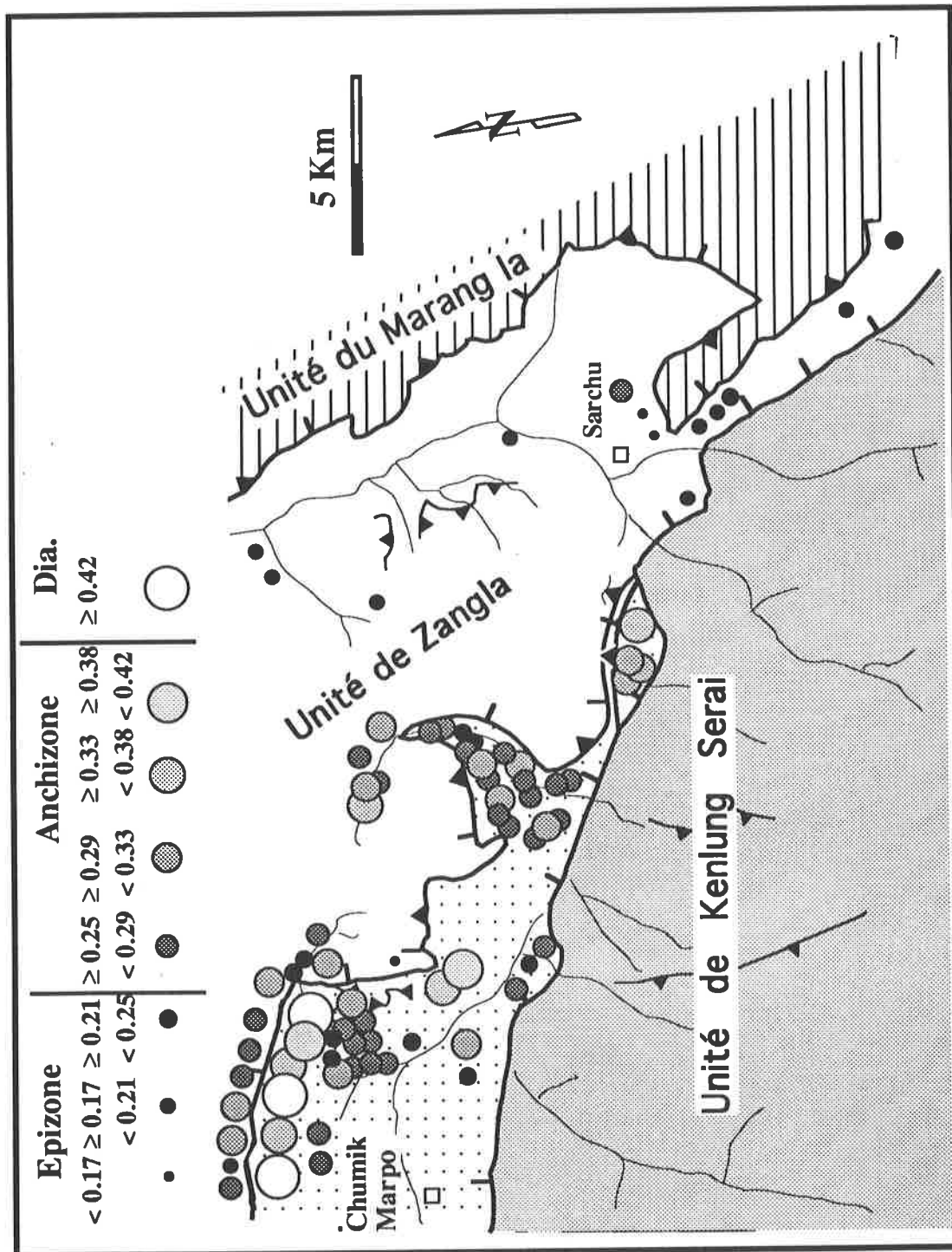


Fig.56: Distribution des indices de "crystallinité" de l'illite de part et d'autre du contact tectonique complexe séparant les unités de Zangla et de Chumik. Dans la partie ouest de la figure, il peut être remarqué une discontinuité dans la distribution des valeurs d'indice. Les terrains anchizonaux moyen à profond de l'unité de Zangla reposent sur les séries faiblement anchizonaux à diagénétiques de l'unité de Chumik. Par le fait d'importants plissements à vergence NE, la relation métamorphique inverse n'apparaît pas dans la partie centrale de la carte.

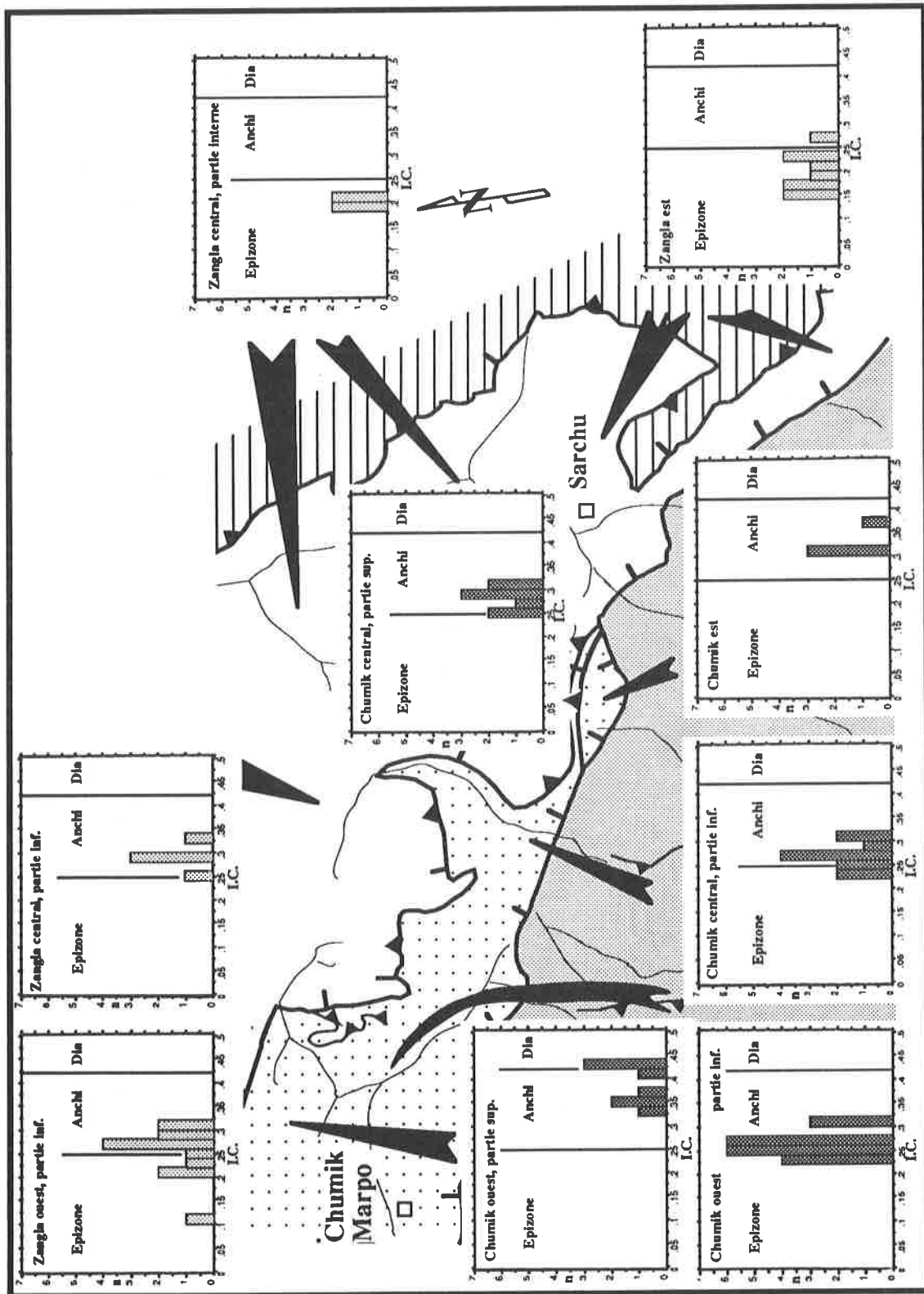


Fig.57: Histogrammes des valeurs d'indice I.C. pour les unités de Zangia et Chumik.

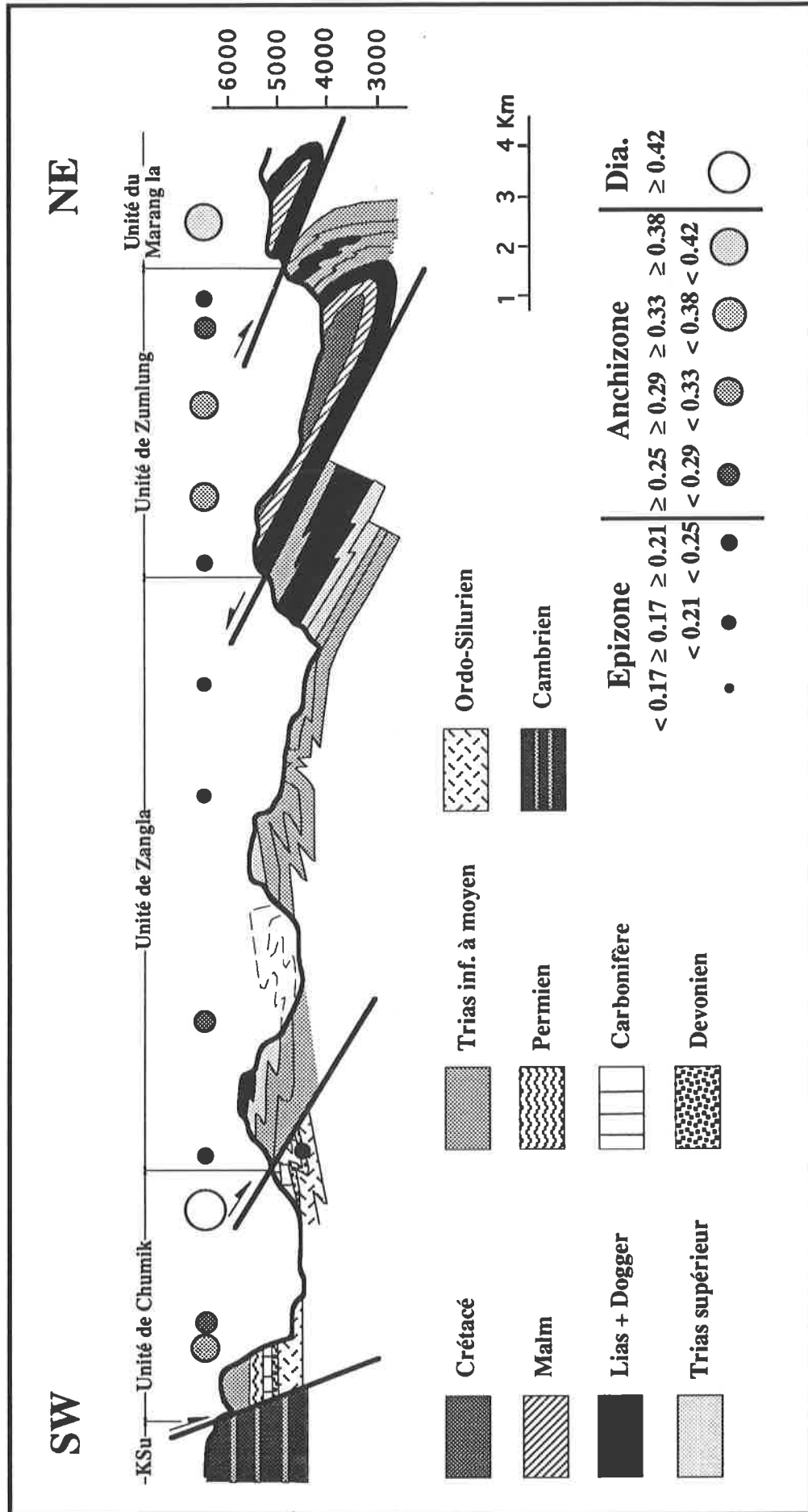


Fig. 58: Coupe structurale à travers les unités tectoniques de la région de Sarchu, avec les indications des valeurs de "cristallinité" de l'illite des cinq unités tectoniques étudiées.

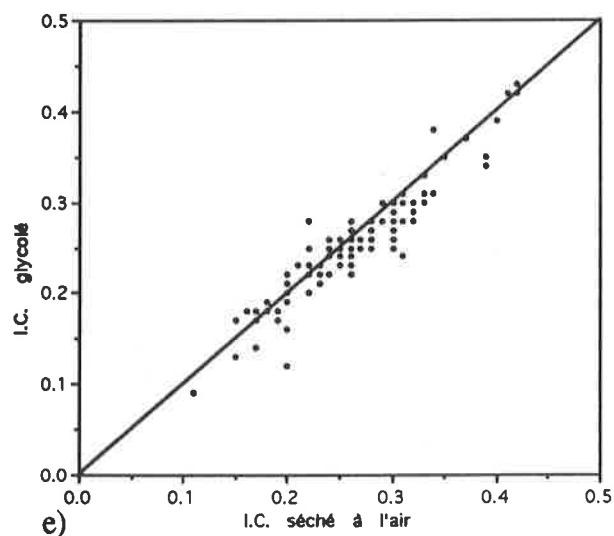
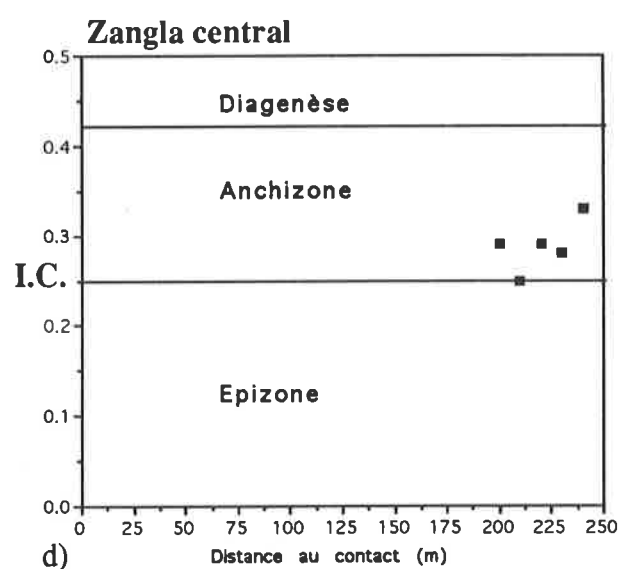
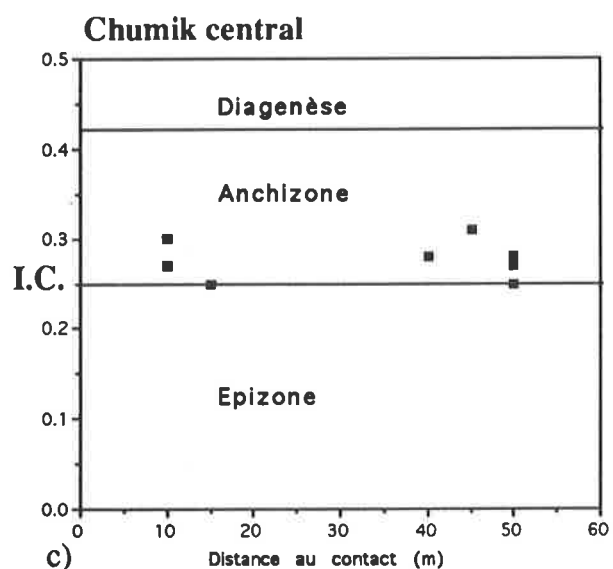
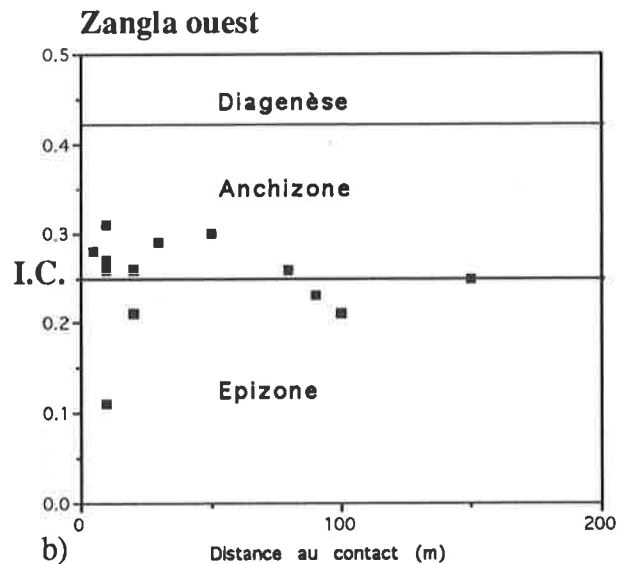
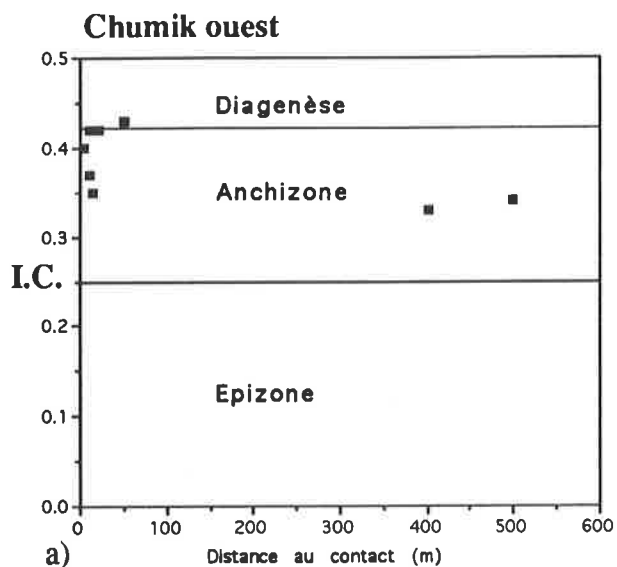


Fig.59a-d: Diagrammes des indices I.C./ distance au contact tectonique complexe séparant les unités de Zangla et de Chumik. La faille normale réactivant le plan de chevauchement initial ne semble pas avoir agité dans des conditions de température élevées, puisque les valeurs d'I.C. ne semblent pas être affectées par sa proximité. Fig.59e: Diagramme des valeurs d'I.C. pour les échantillons séchés à l'air et glycolés. Une différence de valeurs (I.C. gly > I.C. s.a.) indique la présence de phases gonflantes qui pourraient perturber la mesure de l'indice, mais de telles différences ne commencent à n'être réellement significatives que dans la diagenèse (Kisch & Frey 1987).

- le niveau de décollement originel (D_2) se situe probablement dans les niveaux à évaporites du Carbonifère inférieur (Fm de Lipak), ainsi que le proposent Baud et al. (1984) et Gaetani et al. (1985) pour la base de leur nappe de Zangla. Dans la région de Sarchu, l'âge de la base de Zangla n'atteint que le Permien inférieur, alors que l'unité de Chumik comporte des niveaux du Trias moyen en son sommet. Par conséquent, le plan de chevauchement initial lié à la phase de déformation principale (D_2) coupe une épaisseur stratigraphique observable d'environ 400 mètres, en assumant une épaisseur constante des niveaux entre les deux unités. Cette épaisseur n'est pas suffisante pour expliquer une telle différence de température, de part et d'autre du contact, qui peut être estimée entre 50 et 100°C dans le secteur ouest. Le chevauchement s'enracine dans une zone plus interne à métamorphisme élevé, et sa composante horizontale est bien plus importante que la verticale.

Le transport horizontal vers le SW pourrait être encore plus important qu'il n'y paraît, puisque l'unité de Zangla s'est déplacée tardivement vers le NE relativement à l'unité de Chumik, comme le montre la relation stratigraphique de faille normale.

Unité de Zumlung

Rappelons que le contact tectonique séparant la sous-unité inférieure de Zumlung et l'unité de Zangla est de type chevauchante (Fig. 39). Cette structure est tardive dans la phase de plissement D_2 , car elle coupe de manière discordante les plis de même phase. Ce phénomène pourrait expliquer l'existence de relations métamorphiques anormales de type métamorphisme transporté entre les unités tectoniques de la zone tibétaine. Le contact Zumlung-Zangla semble avoir toutes les caractéristiques pour illustrer le style tectono-métamorphique des unités de la région:

- la relation stratigraphique est clairement celle d'un chevauchement.
- d'un point de vue structural, le chevauchement a été engendré dans une phase tardive de la déformation principale (D_2) ayant créé le métamorphisme régional.

Malheureusement, l'étude du métamorphisme par la méthode de la "cristallinité" de l'illite n'a pas donné les résultats escomptés pour les raisons suivantes:

- concentration insuffisante de la fraction $<2 \mu\text{m}$ dans la plupart des échantillons. Le signal sur les diffractogrammes était trop faible pour permettre une mesure fiable.
- présence de paragonite et de margarite (Fig. 54) dans certains échantillons.
- l'échantillonnage n'a pas pu être plus abondant, par l'inaccessibilité de ce plan de chevauchement (Fig. 37 et 39).

Une douzaine d'échantillons seulement ont pu donner des valeurs fiables et significatives (Fig. 60). Les valeurs les plus élevées d'indice IC (le plus faible métamorphisme) sont exclusivement localisées dans les niveaux les plus jeunes de l'unité, à savoir ceux datant du Crétacé supérieur. Celui-ci affleure dans une structure synclinale de deuxième phase, le synclinal de Charras (Fig. 38A). Les flancs normaux et inverses ont des valeurs significativement plus basses en s'éloignant du centre du pli, jusqu'à atteindre l'épizone.

Les deux sous-unités montrent une zonation métamorphique apparemment normale: les niveaux structuraux inférieurs semblent plus métamorphiques que les supérieurs. La complexité tectonique de cette unité, et le petit nombre d'échantillons, rendent les conclusions difficiles.

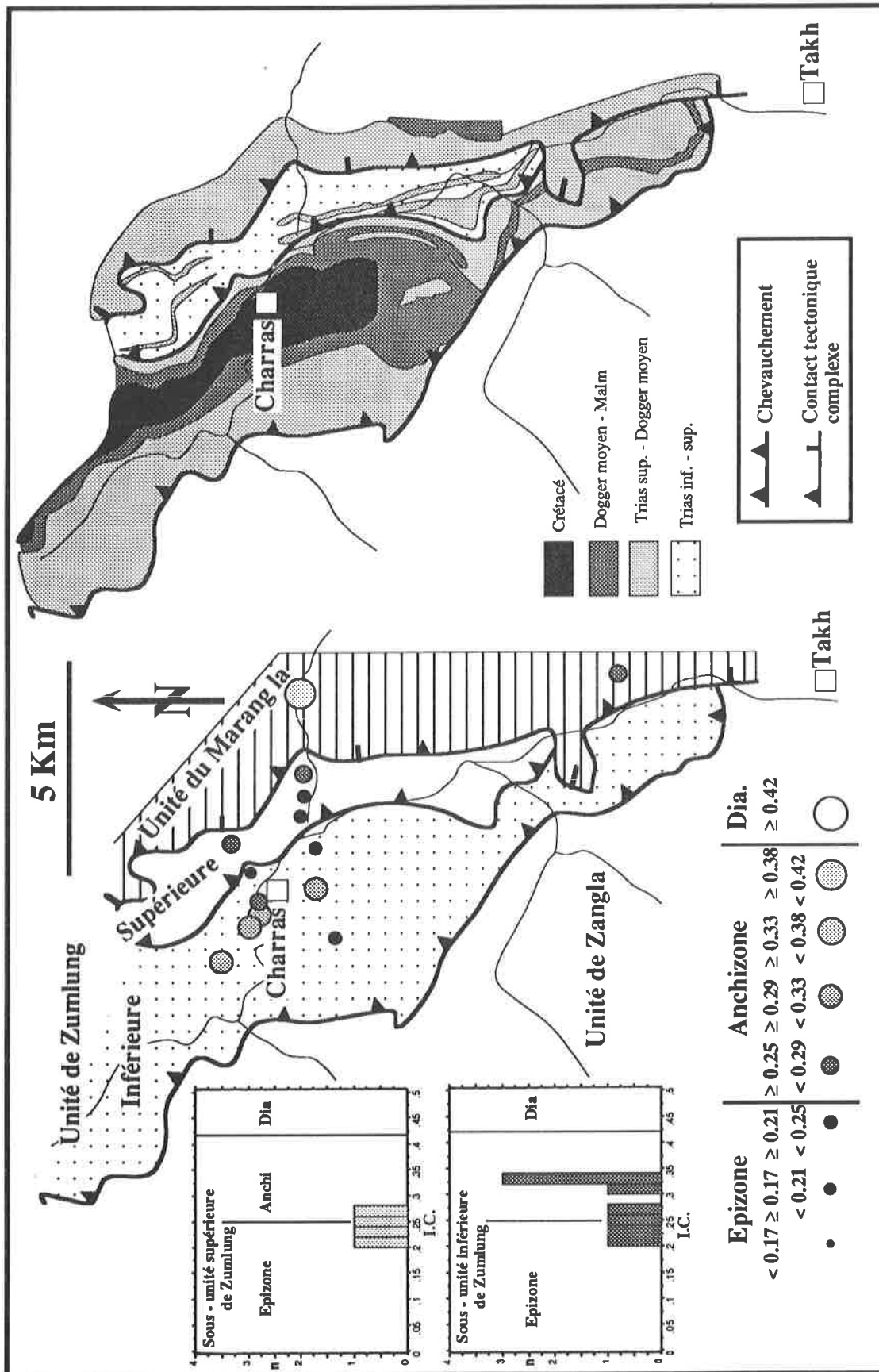


Fig.60: Distribution des indices de "cristallinité" de l'illite et histogrammes dans les unités de Zumlung et du Marang la. Les valeurs anchizonales de l'illite de Zumlung sont clairement localisées dans les calcaires pélagiques crétacé de la Formation de Chikkim, formant le coeur synclinal de deuxième phase de Charras. Les valeurs épizonales se distribuent de manière régulière dans les deux flancs de cette structure.

Unité du Marang la

Topographiquement, le front de l'unité du Marang la forme les sommets à l'est de la vallée de la Tsarap à partir de la localité de Charras, n'offrant que peu de recul à l'établissement d'un profil métamorphique dans le cadre de la présente étude. Les expéditions de Masson et Steck en 1985 et 1989, passant par le col du Marang, ont récolté les échantillons nécessaires à un tel profil. Le résultat est publié dans l'article de Steck et al. (1993). Mises à part les valeurs de 0.39 et de 0.28 (Fig. 60 + annexes) dans le versant sud du Marang la et à 5 kilomètres au nord de Takh respectivement, l'essentiel du profil s'est concentré le long de la vallée de la Unmag (Fig. 61), à l'est de Sarchu.

Comme dans le cas de l'unité de Zumlung, les résultats ont souffert du manque de concentration suffisante de la fraction $<2\mu\text{m}$ dans la majorité des échantillons. Seules quatre analyses fiables ont pu être obtenues, sur la dizaine que comportait le profil. Trois constatations ont cependant pu être faites:

- les niveaux structuraux élevés sont moins métamorphiques que les inférieurs.
- dans un cas (non représenté) où l'échantillonnage s'est fait à proximité immédiate d'un chevauchement, la valeur d'indice de "cristallinité" de l'illite était très élevée (0.64). Les chevauchements tardi- D_2 peuvent donc avoir influencé, dans cette unité, la "cristallinité" des illites dans une phase tardive du métamorphisme, alors que ce n'était pas le cas pour les unités de Chumik et de Zangla (Fig. 59a-d).
- il existe à nouveau un indice de métamorphisme transporté visible de part et d'autre d'un chevauchement (0.28 sur 0.35, Fig. 61). Cette impression n'est malheureusement documentée que par trois échantillons, il serait illusoire de vouloir en faire un exemple supplémentaire de métamorphisme transporté sans analyses additionnelles.

Finalement, dans le haut de la Unmag chu, le contact tectonique complexe qui sépare l'unité du Marang la de celle de Zangla n'est pas souligné par une discontinuité métamorphique significative (Fig. 52+61). Ce fait est très probablement dû à l'orientation et à la direction de plongement des familles de failles normales D_5 et D_6 qui coupent de manière discordante les isogrades replissées de ces deux unités.

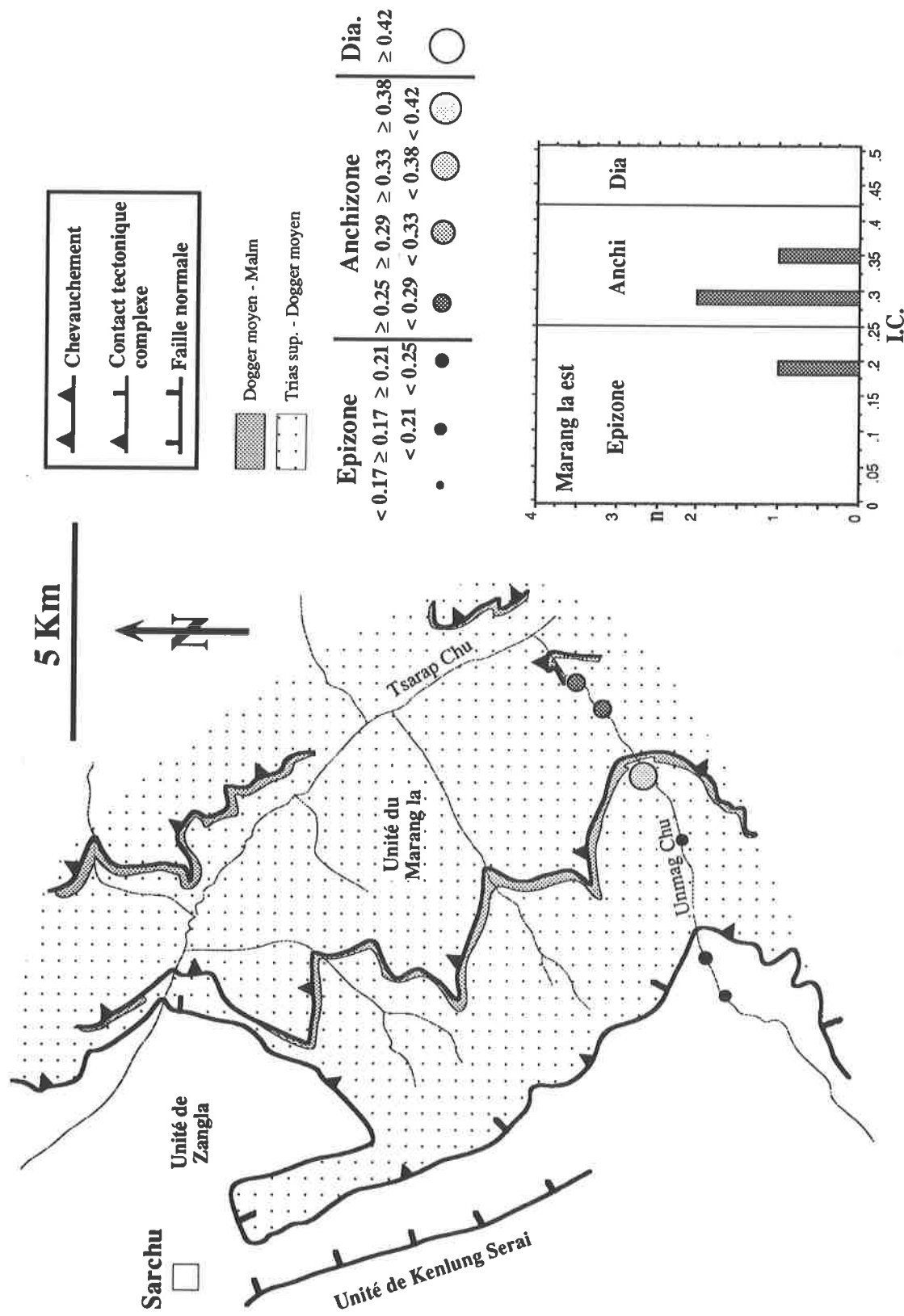


Fig.61: Distribution des indices de "cristallinité" de l'élite et histogramme de l'unité du Marang la à l'est de Sarchu. Le faible taux de résultats faibles ne permet pas de préciser parfaitement la zonation métamorphique de cette unité.

Caractérisation quantitative du métamorphisme dans les unités de Kenlung Serai et de Zangla

La quantification du degré du métamorphisme dans les unités carbonatées supérieures pose un problème majeur. En l'absence d'assemblages minéraux pour contrôler l'équilibre des phases, comment évaluer une température et quel est le degré de fiabilité du résultat? Une fois de plus, le fort métamorphisme de l'unité de Kenlung Serai et ses lithologies variées vont venir à notre secours. Les relations cristallisations - déformations étant bien connues dans cette unité, nous avons employé plusieurs thermomètres utilisant la microsonde électronique et la diffraction RX pour calibrer et comparer les valeurs obtenues par ces différentes méthodes.

Le pic du métamorphisme dans l'unité de Kenlung Serai est révélé par la paragenèse staurotide - disthène - grenat, dans un niveau pélitique, qui nous donne un contrôle sur les valeurs obtenues par les thermomètres suivants:

- la paire biotite - grenat a été testée sur un niveau pélitique du membre g de la Formation ordovicienne de Thaple. La paragenèse en est : quartz - biotite- muscovite- grenat - zircon - tourmaline.
 - le dosage du titane dans la hornblende a été effectué sur un méta-basalte ayant la paragenèse: hornblende verte - biotite - oligoclase - calcite - apatite - illménite.
 - la thermométrie calcite - dolomie a utilisé les micrites noires de la Formation de Lipak, du Carbonifère inférieur.
- Les calibrations utilisées pour les thermomètres sont les suivantes:

- biotite - grenat: Ferry & Spear (1978)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{12454 + 0.057 \cdot P}{(4.662 - 5.96 \cdot \ln(X_{\text{Fe}^{2+}}/X_{\text{Mg}})^{\text{biot}} \cdot (X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}^{2+}})^{\text{gren}})}$$

Cette relation se base sur une calibration expérimentale entre 550 et 800°C à 2 kbars; l'incertitude est de $\pm 50^{\circ}\text{C}$. L'influence de la pression est très faible.

- amphibole titanifère: Raase (1974); Otten (1984); Colombi (1989).

En utilisant les données expérimentales de Raase et Otten, Colombi a pu établir un diagramme %Ti-température où des corrélations simples ont pu être calculées. L'erreur sur la température est de l'ordre de $\pm 50^{\circ}\text{C}$.

$$\text{a) Si } Ti < 0.08 \quad T(^{\circ}\text{C}) = 2816 \cdot Ti + 445$$

$$\text{b) Si } Ti > 0.08 \quad T(^{\circ}\text{C}) = 980 \cdot Ti + 600$$

- thermométrie calcite - dolomie.

Deux méthodes analytiques ont été utilisées pour quantifier la température dans les roches carbonatées: la diffraction RX (XRD) et le dosage d'éléments par microsonde électronique. La calibration est basée sur le principe de la substitution du Ca par le Mg dans le réseau cristallin de la calcite avec l'augmentation de la température. Les analyses par diffraction présentent le désavantage majeur de ne pas tenir compte de l'exsolution potentielle de la dolomie à haute température.

Le déplacement du pic par substitution du Ca par le Fe sur le diffractogramme pose également problème pour cette méthode, mais il peut être évité par coloration des carbonates riches en fer et par des images en électrons secondaires par la sonde. Lors de l'utilisation de la méthode quantitative par dosage d'éléments, seul le centre des calcites a été analysé. Les équations utilisées pour la thermométrie XRD et par microsonde sont celles de Hutchison (1974) et Anovitz & Essene (1987) respectivement.

Résultats

Unité de Kenlung Serai

La thermométrie calcite - dolomie par microsonde montre une concordance remarquable avec les autres méthodes utilisées (Fig. 62). La paire biotite - grenat indique des conditions de $500\pm 50^\circ\text{C}$, le pourcentage de titane dans la hornblende donne $550\pm 50^\circ\text{C}$, et la calcite - dolomie par microsonde, $540\pm 50^\circ\text{C}$. Comme on pouvait s'y attendre, le thermomètre calcite - dolomie par la méthode XRD donne des valeurs moyennes de près de 100°C inférieures à celles obtenues par les autres thermomètres. Ce résultat peut être expliqué par l'exsolution rétrograde de la dolomie, ou par un zonage du Mg dans la calcite lié à une cristallisation prograde.

Unité de Zangla

La thermométrie calcite - dolomie utilisant les deux méthodes montre une excellente correspondance dans la partie épizonale de l'unité de Zangla (Fig. 62). L'étude de la distribution du magnésium et du fer dans les minéraux de calcite révèle une répartition homogène de ces deux éléments. Les analyses par XRD devraient donner des résultats semblables à ceux obtenus par la microsonde.

Les conditions de température atteintes dans la partie interne de cette unité dépassent les 450°C (Fig. 62). Par analogie avec le gradient géothermique maximal de $30^\circ\text{C}/\text{km}$ calculé dans l'unité de Kenlung Serai, la surcharge lithostatique dans la partie interne de l'unité de Zangla peut être évaluée à au moins 15 kilomètres.

Le gradient métamorphique horizontal, déjà détecté par la méthode de la "cristallinité" de l'illite, est confirmé de manière convaincante à la Fig. 62. La température décroît de 150°C sur environ 5 kilomètres, mais la vision est faussée par l'ampleur des déformations affectant la région (Fig. 38B ; Fig. 58) la distance peut aisément être doublée, voire triplée.

Au vu de la bonne corrélation entre les thermomètres utilisés dans l'unité de Kenlung Serai, nous pouvons, en l'absence d'autres paramètres minéralogiques, accepter les valeurs de température obtenues dans l'unité de Zangla. Celles-ci sont d'ailleurs cohérentes avec les résultats obtenus par la "cristallinité" de l'illite.

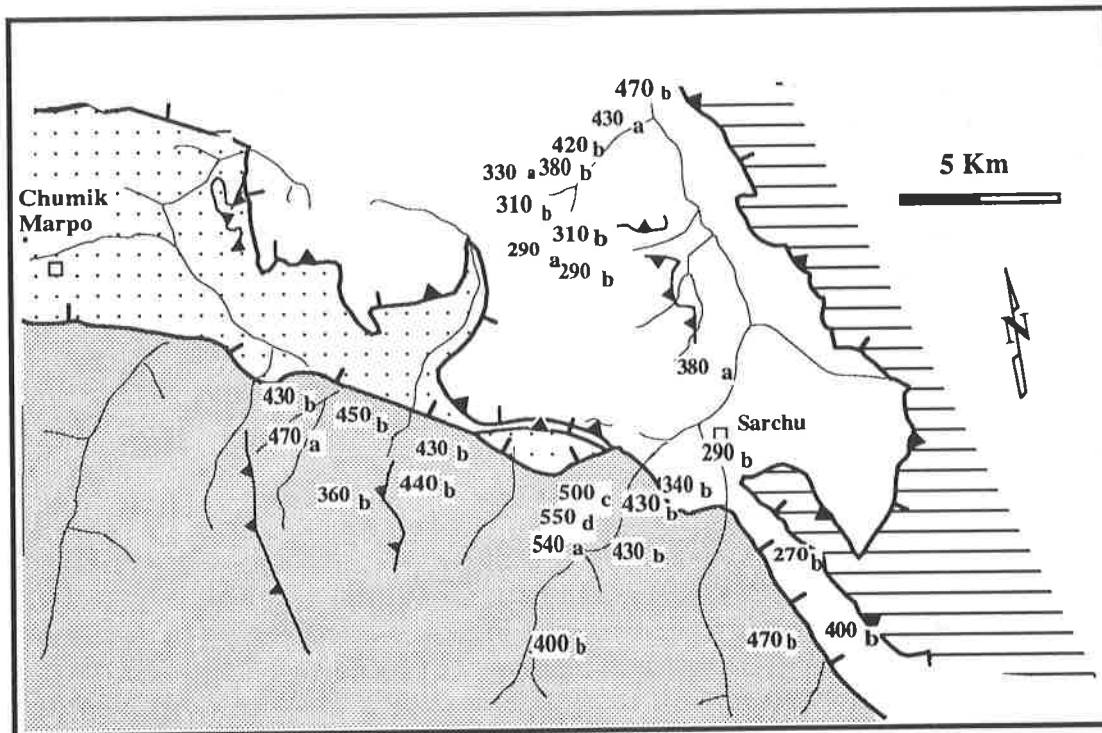


Fig.62: Evolution régionale des températures moyennes dans les unités de Zangla et de Kenlung Serai. Par le fait du manque de contrôle du métamorphisme par assemblages minéraux dans l'unité de Zangla, un premier essai de calibration a été effectué dans l'unité de Kenlung Serai, utilisant plusieurs thermomètres et deux méthodes (XRD et microsonde). Sur la base des bonnes corrélations obtenues, le thermomètre calcite-dolomie a été utilisé dans l'unité de Zangla. La distribution des indices I.C. et les températures obtenues dans cette unité montre une tendance cohérente de la gradation métamorphique horizontale de Zangla, mais permet en outre d'estimer les contraintes tectoniques ayant régit durant le métamorphisme régional.

Les températures obtenues par thermométrie ont une erreur de $\pm 50^{\circ}\text{C}$:

- 540a: calcite-dolomie par microsonde électronique.
- 310b: calcite-dolomie par méthode XRD
- 500c: thermomètre biotite-grenat.
- 550d: thermomètre de la hornblende titanifère.

Les basses valeurs obtenues par la méthode XRD (b) dans l'unité de Kenlung Serai peuvent être expliquées par des processus d'exsolution de dolomie à température élevée, conditions qui ne sont pas atteintes dans l'unité de Zangla.

Age du métamorphisme régional

Des essais de datation ont été entrepris sur les minéraux métamorphiques de la région de Sarchu. Le but premier était de dater le pic du métamorphisme en sélectionnant les minéraux appropriés, puis d'établir les conditions de refroidissement locales.

Deux méthodes radiométriques ont été utilisées dans ce but, par K/Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les minéraux sélectionnés proviennent de filons de microgranite et de microgabbro au sud de Sarchu (Fig. 63), dans l'unité de Kenlung Serai, où des conditions de $550^\circ\text{C}\pm 50$ (5 kbars) ont pu être mesurées. Le microgabbro a fourni les amphiboles métamorphiques, et le microgranite les micas. Les analyses des micas par K/Ar ont été faites au Laboratoire de géochronologie isotopique de l'Université de Genève, tandis que l'amphibole et les mêmes micas ont été analysés sur la ligne $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'Université de Lausanne. Par ailleurs, un essai de datation par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été entrepris sur les plagioclases des Panjal Traps (Permien) de l'unité de Chumik. Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été effectuées selon les procédures décrites par Cosca et al. (1991).

Résultats

La biotite (échantillon FG) donne un âge plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 19.3 ± 0.2 Ma (Fig. 64a); l'amphibole (échantillon Y21) révèle un âge total de gaz de 33.5 Ma (Fig. 64b). Le dernier échantillon a une faible teneur en potassium, ce qui explique la présence de larges erreurs sur les paliers. Les datations de ces deux minéraux sont interprétées comme âge de refroidissement du métamorphisme régional tertiaire. En assumant des températures de fermeture de 500°C et 300°C pour l'amphibole et la biotite respectivement (Cosca et al. 1991), le taux de refroidissement métamorphique est d'environ $14^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Le pic du métamorphisme se situerait donc entre 30 et 40 Ma dans la région de Sarchu. L'âge K/Ar pour la même biotite (échantillon FG, Tab. 4) donne un résultat significativement plus élevé que par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, mais indique toutefois de manière certaine la remise à zéro complète du système de l'argon.

	%K	[^{40}Ar]	% $^{40}\text{Ar}^*$	Age [Ma]
Biotite	5.95	2.16238E^{-10} moles/g	86.32	20.8 ± 0.4 ($\pm 1\sigma$)
Muscovite	3.57	1.42103E^{-10} moles/g	65.73	22.8 ± 0.5 ($\pm 1\sigma$)

Tableau 5. Paramètres des mesures K/Ar des micas métamorphiques du granite de la Yunam.

%K: teneur en potassium du minéral; [^{40}Ar]: concentration en argon radiogénique; % $^{40}\text{Ar}^*$: teneur relative en argon, le reste de la somme à 100 est le % d'argon atmosphérique; $\pm 1\sigma$: erreur sur l'âge. Les valeurs $\beta\gamma$ sont d'après Steiger & Jäger (1977).

L'âge de 22.8 ± 0.5 Ma de la muscovite est à prendre avec la plus grande prudence. La séparation minérale a été faite sur des minéraux relativement petits, et une contamination par d'autres minéraux (biotite, amphibole, feldspath, ...) n'a pu être évitée. Les pourcentages anormaux de concentration en potassium et de ^{40}Ar atmosphérique prouvent l'existence d'une telle contamination (Tabl. 4).

L'essai de datation des feldspaths (non représenté) issus des Panjal Traps ne s'est pas avéré convaincant. Les deux premiers paliers (700 et 800°C) ont donné des âges métamorphiques tertiaires aux alentours de 40 Ma, alors que trois

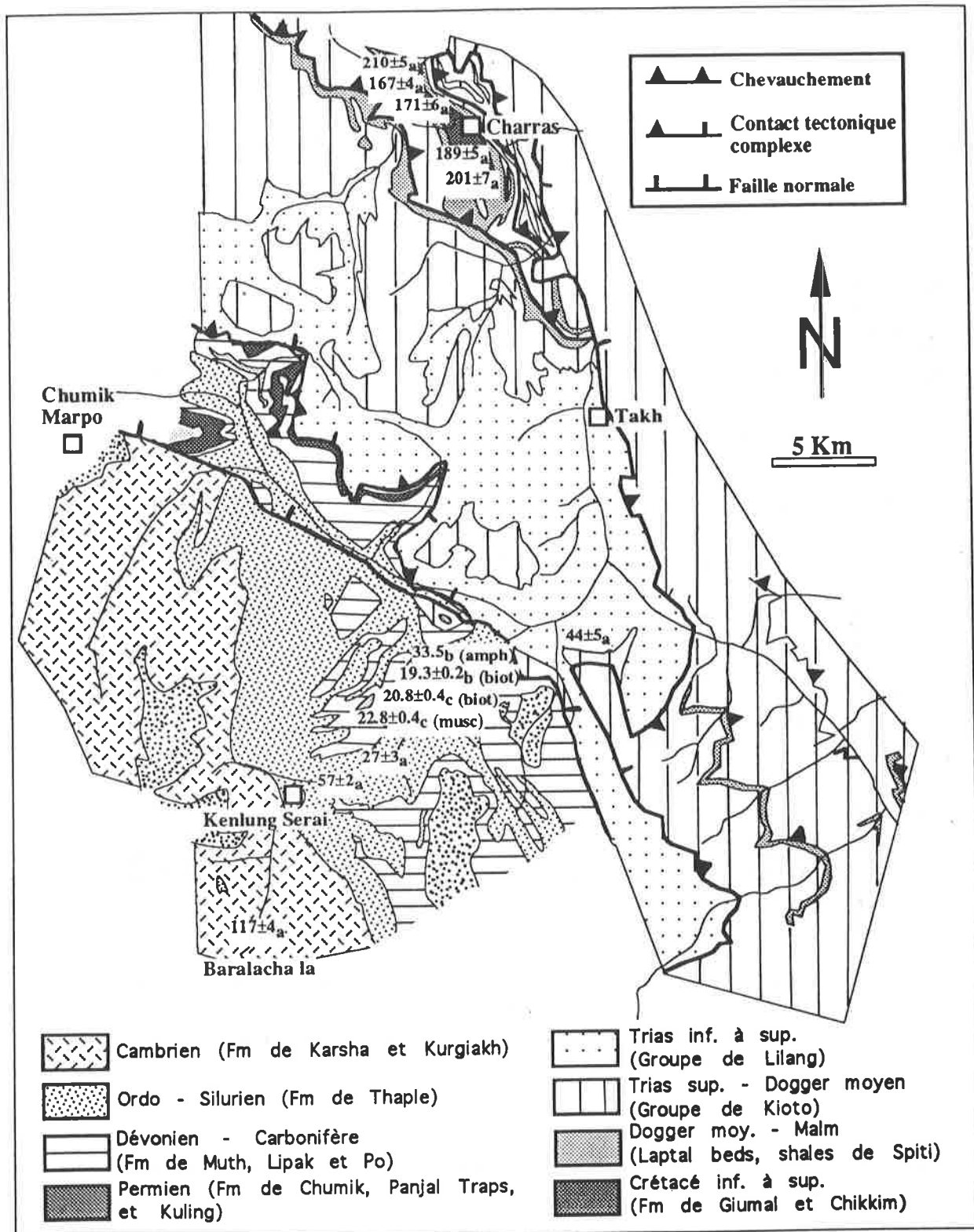


Fig.63: Datations radiométriques du métamorphisme régional dans les séries sédimentaires de la région de Sarchu. Les indices suivants se rapportent à:
a: Bonhomme & Garzanti (1991), datations K/Ar des illites et phengites.
b: datations par méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des minéraux métamorphiques du granite et du microgabbro de la Yunam.
c: datations par méthode K/Ar des micas métamorphiques du granite de la Yunam.

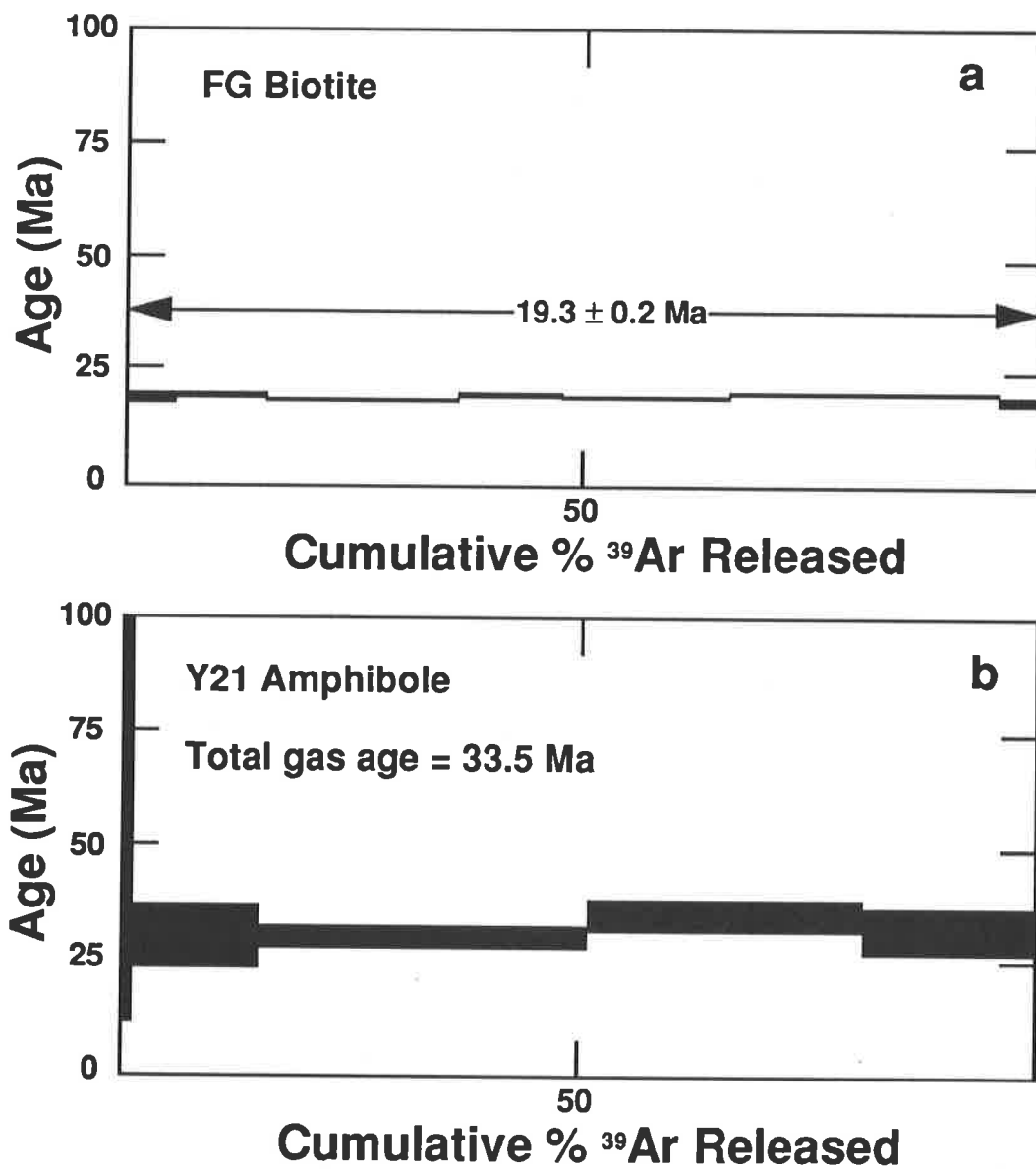


Fig. 64: Spectre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des âges de refroidissement de l'amphibole et la biotite métamorphique, extraites du microgabbro et du granite de la Yunam respectivement.

paliers supérieurs ont révélé des âges aberrants à 930 Ma. La technologie d'extraction et de la mesure du gaz pour les feldspaths pose pour le moment des problèmes majeurs aux laboratoires utilisant la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, les résultats sont difficiles à interpréter. Une conclusion peut toutefois être tirée sur la base de ces résultats: comme la température de fermeture du système des feldspaths est estimée à 150°C, la présence de paliers d'âge tertiaire et protérozoïque est une indication que la roche n'a été que très partiellement métamorphisée, à des températures relativement modérées. Ce fait est confirmé par les valeurs anchizontales de "cristallinité" d'illite mesurées dans l'unité de Chumik et par les assemblages minéraux des Panjal Traps.

Datations du métamorphisme dans la zone tibétaine au Zaskar

Parallèlement à la quantification du métamorphisme par la méthode de la "cristallinité" de l'illite (Garzanti & Brignoli 1989), Bonhomme & Garzanti (1991) ont daté des illites provenant de la même région par la méthode K/Ar. Quatre cas de figure sont apparus (Fig. 63):

- a) âges hérités par détritisme. Des datations du Jurassique ont été obtenues dans des sédiments du Crétacé.
- b) âges mixtes. Dans les régions à faible métamorphisme, le réseau des illites a été partiellement remis à zéro, donnant des âges Paléocènes (57 à 62 Ma).
- c) âges datant de l'Eocène moyen (44 à 47 Ma). Ils ont été enregistrés dans des régions où le métamorphisme varie entre l'épizone et l'anchizone. Il s'agit très probablement des âges du pic du métamorphisme.
- d) âge de refroidissement Miocène (27 Ma), obtenu dans une région à métamorphisme épi- à mésozonal.

Neuf analyses ont été effectuées par Bonhomme & Garzanti (op. cit.) sur notre terrain d'étude (Fig. 12). Cinq d'entre elles entrent dans la catégorie a (167-210 Ma pour des sédiments du Crétacé), deux dans la b (117 et 57 Ma pour des sédiments cambro-ordoviciens); l'âge du pic du métamorphisme (c) est vraisemblablement représenté par les 44±5 Ma de l'unité de Zangla, et l'âge de refroidissement (d) par les 27±3 Ma de l'unité de Kenlung Serai.

Nos résultats (Fig. 63, 64 et Tab. 5) et ceux de Bonhomme & Garzanti (op. cit.) sont tout à fait comparables aux âges K/Ar obtenus sur des micas détritiques du Népal central (Bordet et al. 1981), et aux âges de refroidissement Rb/Sr des minéraux métamorphiques du cristallin du Haut Himalaya au Zaskar (Honegger et al. 1982; Maluski & Matte 1984) au Haut Lahul (Pande & Kumar 1974; Frank et al. 1977; Pognante et al. 1990) et au Népal oriental ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Hubbard & Harrison 1989). Ces âges indiquent que la zone tibétaine a été affectée par un métamorphisme barrovien peu de temps après la collision et l'empilement des unités sur la marge passive (métamorphisme régional M1 d'après Searle et al. 1988; Stäubli 1989, Gapais et al. sous presse), avant le transport tectonique le long du MCT. Les datations par K/Ar des illites métamorphiques détritiques dans le bassin d'avant-arc asiatique placent le métamorphisme un peu plus tardivement, aux environs de 35 à 40 Ma (Van Haver et al. 1986).

Relevons cependant que Hubbard & Harrison (1989) mentionnent des taux de refroidissement supérieurs à 100°C/Ma, ce qui implique une exhumation très rapide des terrains métamorphiques, alors qu'un taux de 20°C/Ma est admis pour les niveaux inférieurs du HHC près du contact avec le MCT (Gapais et al. sous presse). Le faible taux de refroidissement métamorphique des séries sédimentaires de la région de Sarchu permet de formuler les hypothèses suivantes:

- la zone tibétaine s'est refroidie plus lentement que les unités structurales inférieures jusqu'au Miocène inférieur
- l'exhumation des terrains de l'unité de Kenlung Serai par dénudation tectonique (failles normales, phases D₅ et D₆, érosion) ne peut avoir eu lieu qu'après 19.3 Ma. Des datations complémentaires par traces de fission de zircon et d'apatite permettraient de mettre en évidence un changement brutal du taux de refroidissement, et de dater la dénudation tectonique. Un taux de 14°C/Ma suffirait cependant pour refroidir des terrains à 300°C entre le Miocène moyen et nos jours.

Discussion du métamorphisme régional

L'étude de la distribution du métamorphisme dans la région de Sarchu a permis de mettre en évidence les points suivants:

- le métamorphisme de contact permo-carbonifère est attesté par la présence de pseudo-morphoses d'andalousite dans deux localités.
- d'après les assemblages minéraux et la thermométrie, les conditions métamorphiques maximales ont été atteintes au nord de l'unité de Kenlung Serai; des températures de $550\pm 50^{\circ}\text{C}$ ont été mesurées.
- le zonage quasi-systématique des amphiboles métamorphiques dans l'unité de Kenlung Serai pourrait souligner l'existence de deux étapes du métamorphisme prograde, ce qui situerait les conditions atteintes durant la phase D_1 dans le faciès schistes verts.
- dans l'unité de Kenlung Serai, les relations cristallisations-déformations indiquent que les conditions métamorphiques ont perduré après la phase de déformation principale (D_2).
- les assemblages minéraux de l'unité de Kenlung Serai ne montrent que peu de rééquilibres et de recristallisations rétrogrades. Les paragenèses métamorphiques semblent avoir été trempées sous l'effet d'un refroidissement rapide (dénudation tectonique?).
- l'orientation générale des isogrades métamorphiques dans toutes les unités tectoniques est approximativement NW-SE, soit perpendiculaire à la direction de transport tectonique.
- l'unité de Zangla montre une situation métamorphique classique, avec la partie interne de l'unité plus métamorphique que la partie externe.
- un métamorphisme inverse discontinu (métamorphisme transporté) a pu être démontré entre les unités de Chumik et de Zangla.
- l'âge du pic du métamorphisme est estimé aux alentours de 40 Ma, ce qui est en accord avec les mesures effectuées sur notre terrain d'étude par Bonhomme et Garzanti (1991) et celles effectuées par d'autres chercheurs dans les niveaux structuraux inférieurs du Cristallin du Haut Himalaya.
- les mesures d'âge de refroidissement indiquent un très faible taux ($14^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) jusqu'au Miocène inférieur, nettement inférieur à ceux mesurés dans le HHC au Zaskar central ($20^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$).
- la fermeture du système de la biotite prédate la dénudation tectonique de l'unité de Kenlung Serai. Celle-ci s'est effectuée dans des conditions de température inférieures à 300°C , au Miocène moyen ou supérieur.

La particularité de la présence d'une zonation inverse à l'intérieur des unités de la zone tibétaine nous permet d'en discuter les implications dans le cadre plus vaste de la chaîne himalayenne.

Le métamorphisme inverse dans l'Himalaya.

L'Himalaya est connu depuis longtemps dans la littérature géologique pour ses exemples classiques de zonation métamorphique inverse (Frank et al. 1973, 1977; Le Fort 1975; Thöni 1977; Arita 1983; Bhattacharyya & Das 1983; Brunel & Kienast 1986; Stäubli 1986). Dans l'Himalaya nord-occidental, ces exemples sont tous localisés dans les séries cristallines du HHC et du Bas Himalaya. Les hypothèses les plus courantes quant aux mécanismes d'emplacement sont les chevauchements syn- à post-métamorphiques, ou encore la métamorphisation de l'unité chevauchante par échauffement consécutif au cisaillement.

Dans le Haut Himalaya du Ladakh - Zaskar, en particulier dans la zone tibétaine, la zonation métamorphique inverse est peu connue. Seuls les cas de la klippe ophiolitique de Spongtang et de la nappe de Lingshed (Fuchs 1977, 1982; Reuber et al. 1989; Garzanti & Brignoli 1989) ont été décrits. Le mécanisme de mise en place déduit par ces auteurs est le mouvement de convergence puis de saturation entre l'Inde et l'Asie, où les roches ultramafiques accompagnées de terrains sédimentaires exotiques, ont été obductées sur la marge nord-indienne en direction du SW. Par sa situation et son contexte géologique, la klippe complexe de Spongtang mérite sa dénomination: klippe, c'est-à-dire témoin préservé d'une nappe de grande ampleur.

Dans le synclinorium du Zaskar, notre étude amène une nouvelle évidence de métamorphisme transporté à l'intérieur des séries sédimentaires. La distribution des indices de "cristallinité" de l'illite révèle une zonation métamorphique inverse **discontinue** au sens de Frey (1988), entre les unités de Zangla et de Chumik. Dans ce cas, l'unité de Zangla a d'abord été métamorphisée, puis charriée sur celle de Chumik. Comme cette dernière unité n'a atteint que des conditions anchizonales, le chevauchement final n'a pu se faire que dans une période tardive du raccourcissement principal (phase D₂) dans des conditions tardi à post - métamorphiques. L'étude pluridisciplinaire (stratigraphique, structurale et métamorphique) nous permet non seulement d'étayer cet exemple, mais nous donne en outre une explication possible à l'absence d'évidence stratigraphique directe. La cartographie détaillée a révélé une zone structurale complexe où les indices classiques permettant l'identification d'une tectonique de nappe sont complètement occultés. La phase de déformation à vergence NE (D₃), ainsi que l'extension (D₅), ont eu un effet suffisant pour annuler non seulement la relation stratigraphique inverse, mais aussi par endroits la zonation inverse. Dans la partie ouest des unités de Chumik et Zangla, l'information sur les mouvements principaux de translation est mieux préservée dans la géométrie des relations métamorphiques.

Par analogie avec les Alpes, ou d'autres chaînes de montagnes où la zonation métamorphique inverse discontinue semble être un phénomène courant dans les zones externes à faible degré de métamorphisme (Frey 1988), nous pouvons suspecter que cette situation pourrait être beaucoup plus commune dans la zone tibétaine.

La quantification de la différence de métamorphisme entre les unités de Chumik et de Zangla ne nous permet pas d'expliquer la zonation inverse discontinue uniquement par l'épaisseur de la pile sédimentaire impliquée dans le chevauchement initial. La composante horizontale est beaucoup plus importante que la verticale, ce qui nous permet de proposer l'attribution du nom de nappe à l'unité de Zangla.

Chapitre sixième

Où l'on entrevoit la solution

L'étude des terrains compris entre la suture de l'Indus-Yarlung et les séries cristallines du Haut Himalaya nous permet de proposer un modèle d'évolution tectono-métamorphique de la marge nord-indienne durant l'orogénèse himalayenne. Ce modèle, présenté dans l'article de Steck et al. (1993), synthétise le travail de trois thèses effectuées à Lausanne et comprend les données récoltées par les professeurs Steck et Masson le long des traverses géologiques qu'ils ont effectuées.

Les grandes lignes de cet article sont brièvement exposées ci-après, afin d'intégrer nos résultats dans un modèle cohérent à grande échelle.

L'histoire tectonique de la marge passive nord-indienne à partir de l'Eocène moyen à supérieur peut se diviser en trois événements distincts:

- la tectonique de nappe
- les mouvements de rétrocharriage
- l'extension tardive.

Alors que les critères de tectonique de nappe et la manifestation des mouvements de rétrocharriage peuvent être visibles sur l'ensemble de la zone tibétaine, l'extension tardive est exclusivement localisée dans la région de Sarchu, ce qui nous amène à confronter notre modèle à ceux établis dans d'autres régions de l'Himalaya.

Tectonique de nappe dans la zone tibétaine

Selon Steck et al. (op. cit.), toutes les unités tectoniques situées entre la suture de l'Indus-Yarlung et la région du Baralacha la peuvent être incluses dans un ensemble tectonique appelé nappe de Nyimaling - Tsarap. Le style de déformation le long de cette traverse présente de nombreuses analogies avec le modèle de structure imbriquée proposé par De Margerie & Heim en 1888.

Dans la partie interne de cette structure, la déformation est ductile et pénétrative dans des conditions de faciès schistes verts élevé: le mécanisme principal de la déformation est le cisaillement simple.

En direction du sud, les structures de la nappe de Nyimaling-Tsarap se situent à un niveau tectonique plus élevé. La déformation se concentre sur des plans de chevauchement, formant des rampes et des plats. Ces chevauchements individualisent des unités tectoniques au front de la nappe. Du nord vers le sud, il s'agit des unités de Karnagh, Zara, Marang la, Zumlung supérieur et inférieur, Zangla et Chumik. Les unités externes de Kenlung Serai et de Darcha n'ont que peu subi la déformation et la translation. Le contact tectonique séparant les deux unités (chevauchements du Baralacha la, Vannay en prép.) constituerait l'amortissement frontal de la nappe.

Le passage de la structure imbriquée frontale à la zone de racine ductile se fait de manière progressive; les plans de chevauchement se perdent dans les marnes et les shales permo-triasiques (Fig. 65A). La nappe de Nyimaling-Tsarap s'est développée par cisaillement ductile dans la partie supérieure de la croûte continentale indienne sous les séries distales indiennes, l'arc volcanique de Dras, les ophiolites, le prisme d'accrétion, le batholite et le continent asiatique.

Le sens de charriage est déduit de la vergence des plis asymétriques et la direction de transport est approximée par l'orientation de la linéation d'étirement associée à ces plis.

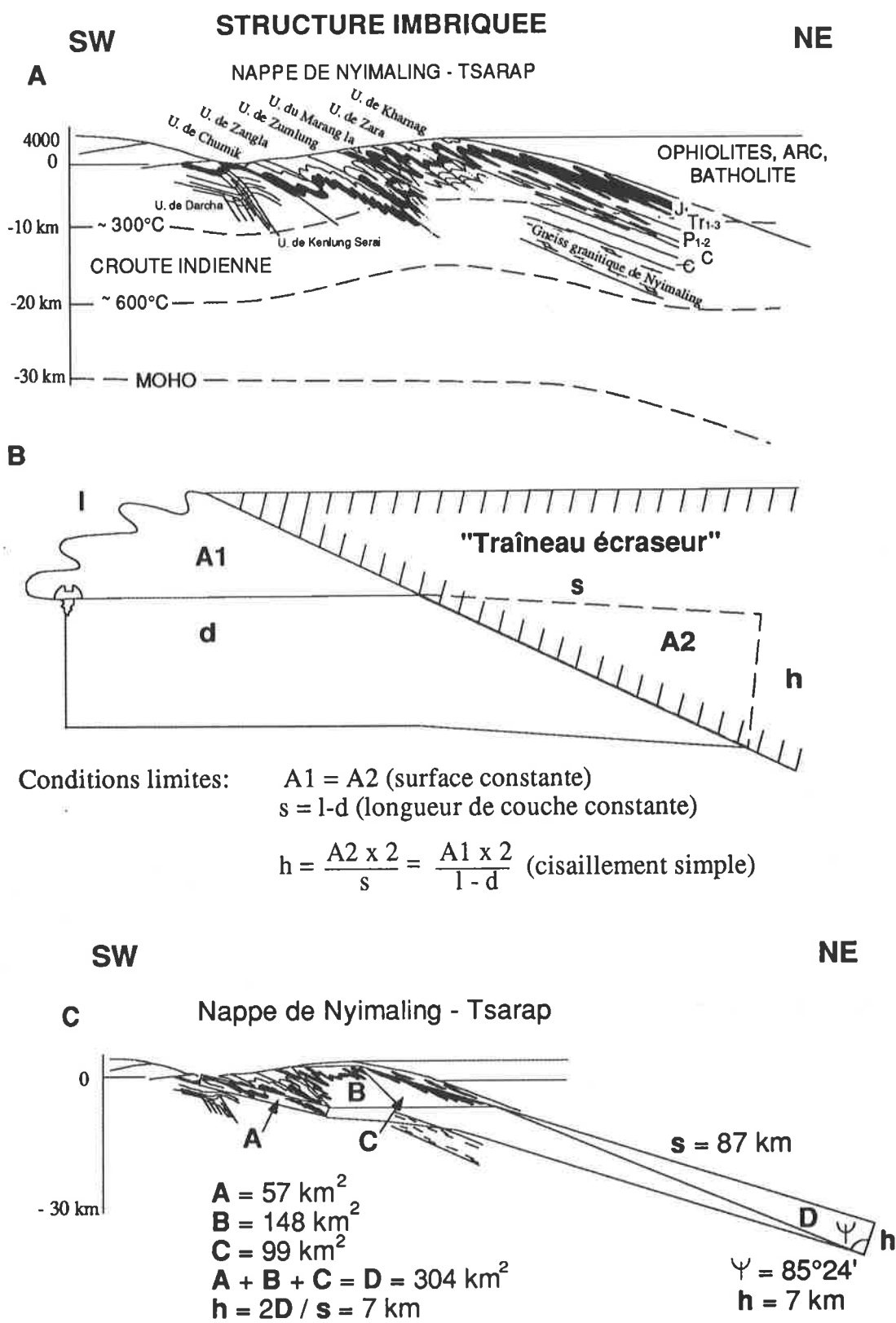


Fig. 65: Modèle d'évolution des mouvements de charriage à vergence SW, et évaluation du raccourcissement d'après Steck et al. (1993).

Le raccourcissement de la zone tibétaine au Ladakh oriental et SE Zaskar a été estimé par Steck (Fig. 65B, C), en assumant comme conditions la conservation du volume des roches et l'absence de variation de longueur du niveau compétent de Kioto durant la formation de la nappe.

L'ampleur du raccourcissement est d'environ 87 km., et l'épaisseur calculée de la zone de cisaillement de 7 km. Si les calcaires de Kioto ont été étirés dans la zone de racine ductile de la nappe, la distance de raccourcissement pourrait être moindre, et l'épaisseur de la zone de cisaillement serait plus grande.

La reconstruction palinspastique de ce domaine a été obtenue par déplissement et soustraction de la flèche visible des chevauchements. L'importance de la déformation interne des roches n'a pas pu être estimée.

Le mécanisme principal de translation de la nappe par cisaillement simple implique la conservation de la succession stratigraphique en position normale. Cette géométrie peut cependant être perturbée par la création de plis couchés dans la zone de racine au nord et par les chevauchements frontaux au sud.

La structure imbriquée diffère conceptuellement de l'"imbricate fan" défini par Boyer & Elliott (1982) par le fait que les écailles frontales ne sont pas reliées à un unique plan basal (sole thrust), mais plutôt à une importante zone de cisaillement ductile comprenant des structures en plis, située dans la croûte supérieure. Le modèle de Boyer & Elliott ne s'appliquerait qu'à des niveaux structuraux superficiels comme on en trouve dans le Jura (Buxtorf, 1916; Laubscher, 1965).

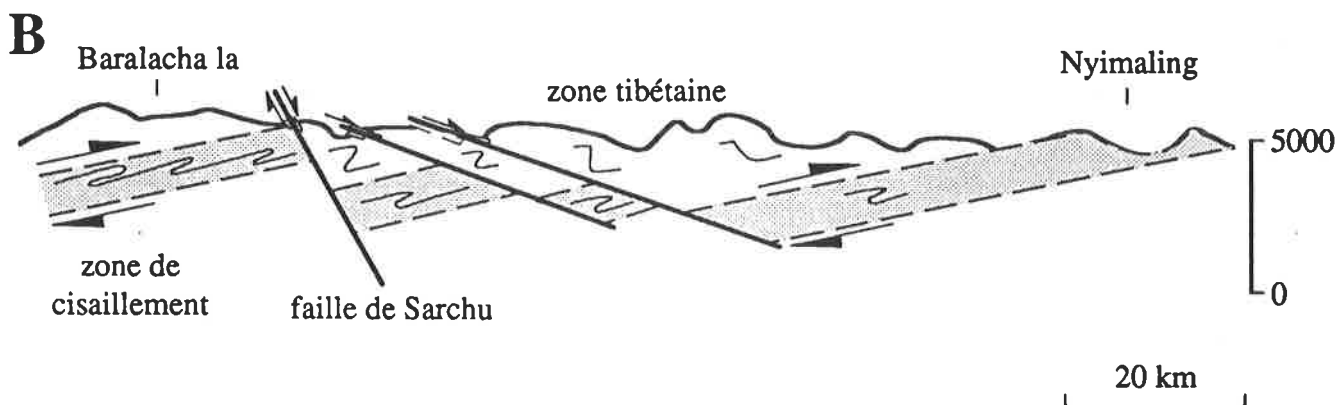
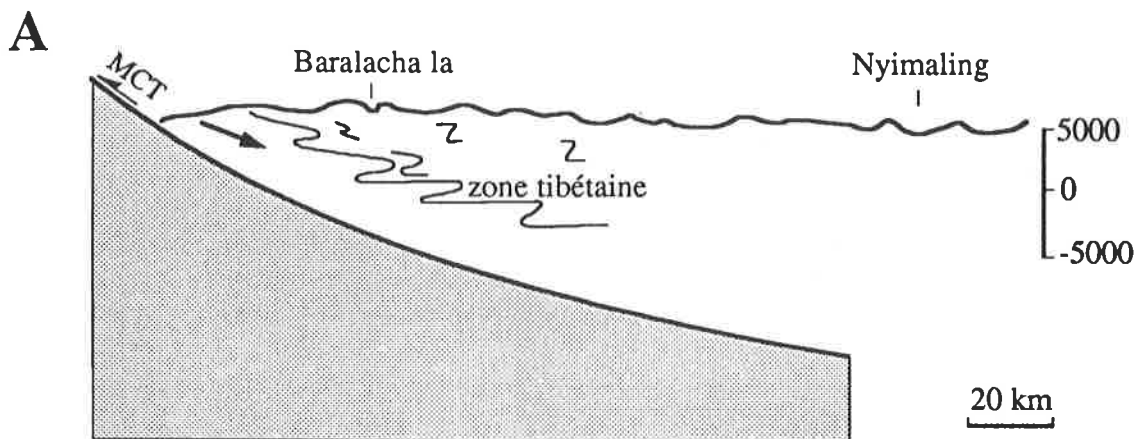
Les mouvements de rétrocharriage

Ces mouvements affectent la nappe de Nyimaling-Tsarap de manière variable. Deux zones peuvent être différenciées, du nord au sud:

- le dôme de grande amplitude de Nyimaling (Stutz & Steck 1986; Stutz, 1988)
- les unités frontales de la nappe de Nyimaling, depuis le pont de Charras usqu'au sud du Baralacha la. L'intensité de la déformation augmente progressivement, jusqu'à former des plis isoclinaux dans l'unité de Kenlung Serai. Du Baralacha la vers le sud, les mouvements de rétrocharriage changent de style. Il s'agit de plis de grande amplitude développant un clivage de crénulation (Vannay, en prép.).

Selon le lieu géographique, le style de la déformation en retour se marque différemment: globalement la propagation de la déformation se fait du sud-ouest vers le nord-est, mais l'unité la plus externe (Darcha) n'est que peu affectée par cette phase. L'essentiel de la déformation se concentre dans l'unité de Kenlung Serai. En direction du nord, l'effet de la phase en retour s'atténue et semble s'amortir dans les unités internes; l'influence de cette phase est à nouveau visible dans la région de Nyimaling. Dans cette zone, la structure en retour (l'anticlinal de Nyimaling) est liée à un couloir de transpression dextre.

Au sud de Sarchu, une telle zone existe également, mais si un étirement minéral d'orientation N-S peut y être associé, aucune relation avec les plis à vergence NE n'a pu être établie.



Trois mécanismes peuvent être à l'origine de cette phase de rétrocharriage:

- un rééquilibrage gravitaire (Fig. 66A), consécutif à l'empilement des séries en direction du SW, entraînant un transfert de masse vers le NE et la création de grands plis couchés du type synclinal de Kenlung Serai, pli de l'Anapurna (Colchen et al. 1986) ou plis du Zaskar centre-occidental (Gilbert 1986). Un tel processus implique une extrusion de matière équivalente vers le nord.
- une extension. D'après Burchfiel et al. (1992), les plis de rétrocharriage pourraient être reliés à des mouvements cisailants de type faille normale qui marqueraient le début de l'extension tardive. Dans ce cas, l'excès de masse serait absorbé par l'extension et le glissement gravitaire.
- un mouvement compressif, de type sous-charriage, pourrait être la cause des plis et des rétrochevauchements dans les unités externes (Kenlung Serai, Chumik et Zangla). Le pendage du cisaillement est vers le SW, plongeant sous l'unité de Darcha (Fig. 66B). En direction du nord, la zone de déformation ductile est abaissée par le jeu des failles normales, ce qui explique son amortissement apparent dans les unités tectoniques supérieures. Elle ne réaffleurerait que dans la partie interne de la nappe, dans la région de Nyimaling.

La résultante des mouvements à vergence NE dans la région de la traverse se marque par la création tardi à post-D₃ de dômes tectoniques. Dans la région de Kenlung Serai, la structure en dôme peut être la conséquence du transfert de masse en direction du NE, tandis qu'à Nyimaling, Stutz (1988) estime qu'elle est due à une dernière réactivation du couloir de déformation dextre, déjà actif durant les phases D₂ à D₄.

Tout comme dans les Alpes, le comportement de la phase en retour est hétérogène, et dépend surtout du niveau structural et de la géométrie post-empilement des unités.

Le moteur de cette phase à vergence NE ne peut être précisé dans le cadre de notre étude.

L'extension finale

Depuis quelques années, de nombreux chercheurs se penchent sur la signification d'un événement extensif tardif, simultané aux mouvements de convergence dans l'Himalaya. La manifestation de ce phénomène est visible sur des distances considérables, du Tibet sud jusqu'au Zaskar occidental; soit sur plus de 1700 km. Les structures d'extension sont presque exclusivement localisées à l'interface zone tibétaine /Dalle du Tibet. Celles de la région de Sarchu semblent être un cas isolé dans le Haut Himalaya indien; aucun autre exemple n'a encore été décrit dans les niveaux tectoniques élevés de la zone tibétaine indienne. Par leur position structurale basse, presque toutes les zones en extension du Haut Himalaya ont pu être activées dans des conditions thermiques suffisantes pour permettre l'enregistrement de critères de cisaillement (foliation, éirement, sens de mouvement), ce qui n'est pas le cas de la région de Sarchu. L'absence de marqueurs dans notre région rend difficile une comparaison avec des structures géographiquement proches (la faille du Zaskar), mais peut-être issues de mécanismes différents.

Le récent article de Burchfiel et al. (1992), traitant du système de détachement du Tibet sud, amène de nouvelles observations et interprétations intéressantes:

- plusieurs générations de failles normales ont pu être mises en évidence, ainsi que leur chronologie relative aux mouvements compressifs.
- l'intrusion de granites miocènes, recoupés par une ou deux générations de failles normales, permet de mieux contraindre ce phénomène dans le temps.
- le déplacement horizontal du compartiment supérieur en direction du nord est de l'ordre de 35 kilomètres dans la région de l'Everest (Qomolangma). Ce calcul a été établi par la différence de degré métamorphique entre les deux compartiments, le gradient ayant été évalué sur les roches plus métamorphiques du compartiment inférieur.

Dans d'autres zones, comme à Nyalam, le déplacement horizontal minimum est de l'ordre de 5 Km.

Les auteurs de cette publication suspectent la présence d'autres structures d'extension, situées à un niveau tectonique plus élevé dans les séries de la zone tibétaine; la relation entre ces failles normales intra-zone tibétaine et la zone de détachement du Tibet sud n'est pas très claire. Deux hypothèses sont envisageables: soit qu'il s'agisse d'un autre système extensif, localisé dans un niveau tectonique plus élevé, soit que les failles normales nord fassent partie du même système de détachement, mais en n'affectant que le compartiment supérieur en structure annexe.

L'observation de ces deux zones extensives au Tibet sud n'est pas sans nous rappeler la situation qui prévaut dans le cas de la faille normale du Zankar et de la faille de Sarchu. Au Zaskar, comme au Tibet sud, l'étude qui ferait le lien entre les deux structures n'a pas encore été effectuée.

Burg et al. (1984) ont mentionné les premiers la présence de dômes tectoniques situés à environ 100 km dans la zone tibétaine. Ces culminations sont clairement coupées par des failles normales (dôme de Kangmar), où les roches sédimentaires non-métamorphiques reposent tectoniquement sur des séries métamorphiques. Les âges radiométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des biotites et muscovites du dôme de Kangmar indiquent une cristallisation miocène (Debon et al. 1986; Maluski et al. 1988).

La phase d'extension: hypothèses et contraintes

La contemporanéité de mouvements de convergence et d'extension dans l'Himalaya pose aux scientifiques travaillant sur le sujet le problème de comprendre quelle est la cause de l'extension et quelle est la signification des failles normales himalayennes.

Le rééquilibrage gravitaire est l'interprétation qui rencontre le plus grand suffrage parmi les géologues himalayens. Cette hypothèse est défendue depuis de nombreuses années par les anglo-saxons tels que Burchfiel & Royden (1985), Royden & Burchfiel (1987), Searle et al. (1988), Mc Elroy et al. (1990). Pour ces auteurs, les failles extensives représentent un effondrement gravitaire du front topographique himalayen en déséquilibre. Les forces gravitaires qui s'exercent sur la croûte épaissie ont agi comme contraintes horizontales extensionnelles intracrustales appelées gradients de pression latéraux par Burchfiel et al. (1992). Ces gradients de pression n'ont opéré comme forces extensives que s'ils ont été plus forts que les mouvements de convergence.

Pour Burchfiel et al. (op. cit), la cause première de l'extension est une réduction majeure des forces de compression par fusion de matériel dans la croûte continentale indienne. Le surépaississement est à l'origine des magmas granitiques tertiaires; la fonte de matériel va diminuer localement la force de contrainte principale et favoriser la création de régimes extensifs. La découverte de leucogranites tertiaires coupés par des failles normales tend à devenir courante dans l'Himalaya, mais l'effondrement gravitaire ne semble pas être le seul mécanisme à l'origine des failles normales. Pêcher (1991) mentionne que l'intrusion du granite de Manaslu s'est faite dans un régime de décrochement dextre d'orientation approximative E-W.

Comme dans la région de Sarchu, le système de détachement du Tibet sud montre plusieurs épisodes d'extension. Dans le cas tibétain, Burchfiel et al. (1992) ont pu mettre en évidence jusqu'à trois générations de failles normales, d'une direction approximative N-S, mais pouvant varier jusqu'à 30° l'une par rapport à l'autre. Les plus anciennes sont datées entre 21 et 16 Ma, la plus récente est post 11 Ma. Ces âges correspondent bien à celui mentionné par Mercier et al. (1987) pour cette même région.

Mouvements tectoniques actuels

Certains auteurs (Tapponier 1981, Burg et al. 1984, Molnar 1984, Ni & Barazangi 1985, Armijo 1986, Armojo et al. 1989) suggèrent que les événements tectoniques miocènes continuent à influencer la topographie du Tibet.

Dans notre région d'étude, quelques indices nous permettent également de supposer une prolongation des mouvements tectoniques miocènes. Une portion de la terrasse d'alluvions fluviatiles de Sarchu, au sud de la Lingti chu, est affectée par une faille normale d'orientation E-W. Le compartiment sud s'abaisse progressivement en direction de l'est, et le rejet atteint environ 10 mètres sur les 500 mètres visibles de la faille. A proximité directe, plusieurs structures d'effondrement sont visibles, formant des cratères de deux à cinq mètres de profondeur et de quinze à trente mètres de diamètre. Dans ce cas, il pourrait s'agir de dolines affectant les roches carbonatées sous-jacentes de l'unité de Zangla. Un réseau karstique, aligné probablement selon l'orientation de grandes failles, encore actif actuellement, serait responsable de l'effondrement des terrasses fluviatiles. Ces "cratères" pourraient aussi représenter des structures d'effondrement liées à un système extensif actif dans la région de Sarchu.

L'Himalaya se soulevant encore, il ne serait pas étonnant d'identifier dans la région de Sarchu des structures tectoniques actuelles qui suivraient, ou prolongeraient, un arrangement préexistant.

Synthèse

Consécutivement à la collision Inde - Asie, le charriage des séries sédimentaires de la zone tibétaine en direction du SW a engendré l'épaississement crustal de la plaque indienne et la création d'un métamorphisme régional. Au Ladakh oriental et au SE Zaskar, une tectonique de nappe s'est développée dans un régime de cisaillement simple, avec une zone de racine ductile autochtone (Nyimaling), et un front allochtone (Sarchu). Un changement d'orientation de la contrainte principale, suivant une direction antihoraire, crée deux zones de cisaillement dextre, une dans la racine et l'autre au front de la nappe de Nyimaling - Tsarap.

Une phase de plissement post-métamorphique à vergence NE affecte le front et la racine de la nappe. Dans la région de Nyimaling, les rétroplis sont suivis de mouvements cisailants dextres. Au front et à la racine, la structuration tectonique est affectée par un bombement tardif.

Tardivement, la région de Sarchu a été l'objet d'une tectonique d'extension. Les failles normales et l'érosion sont responsables de la dénudation tectonique permettant l'affleurement de l'unité de Kenlung Serai, de faciès amphibolite.

Chapitre septième

L'auteur résume son argumentation et conclut

Contexte de l'aire de sédimentation de la zone tibétaine au Haut Lahul - SE Zankar

La cartographie et l'étude lithostratigraphique des séries sédimentaires dans la région de Sarchu a permis l'établissement d'une colonne lithostratigraphique complète, allant du Cambrien inférieur au Crétacé supérieur. Notre travail a précisé les milieux de dépôt de quelques formations lithologiques reconnues:

- dans la Formation de Thaple (Ordovicien - Silurien), les apports conglomératiques d'origine fluviale peuvent alterner avec des dépôts plus distaux à crinoïdes et algues.
- l'étendue des faciès que peut adopter la Formation de Lipak (Carbonifère inférieur) va des dépôts évaporitiques supratidaux aux calcaires de mer ouverte à ammonites.
- au Trias supérieur, les levés de coupes banc à banc ont permis de mettre en évidence des cycles sédimentaires complets, allant du faciès intertidal jusqu'au supratidal. L'existence de niveaux évaporitiques dans le haut de la "Quartzites series" (appelée dans ce travail formation de Takh), explique la présence quasi-systématique des couches inférieures du Groupe de Kioto comme niveaux basaux des chevauchements au Ladakh - Zankar.

Éléments nouveaux sur la paléotectonique de la zone tibétaine au Paléozoïque

Dans l'histoire géologique de la portion du continent gondwanien correspondant à la région étudiée, deux événements tectoniques majeurs ont affecté la zone tibétaine du Zankar - Ladakh au Paléozoïque: "l'orogénèse Pan - Africaine" cambro-ordovicienne et l'ouverture de la Néo-Téthys au Permien supérieur.

La faille syn-sédimentaire située dans le haut de la Formation ordo-silurienne de Thaple révèle un domaine localement en extension, alors qu'il semble être en compression dans d'autres parties de l'Himalaya.

L'histoire pré-rift de la zone tibétaine au Paléozoïque supérieur a été affinée par la mise en évidence d'au moins trois événements magmatiques.

Des basaltes intraplaques alcalins ont été injectés dans une structure transtensive, datant du Carbonifère inférieur, au sud du Baralacha la. Ces roches forment la majorité des filons affleurant au Haut Lahul - SE Zankar.

Un granite d'affinité alcaline, daté à 284 ± 1 Ma, suggère un amincissement lithosphérique au Permien inférieur. Il précède de quelques millions d'années l'épanchement des basaltes tholéitiques intraplaques des Panjal Traps, témoins de la séparation entre le Gondwana et le continent cimmérien, l'Afghanistan central et le Tibet.

Sur la base des éléments dont nous disposons au Haut Lahul - SE Zankar, nous pouvons estimer l'étendue temporelle entre l'initiation du rifting et l'océanisation à 80 Ma, entre le Carbonifère inférieur et le Permien supérieur.

Evolution tectono-métamorphique tertiaire

Consécutivement à la collision continentale entre l'Inde et l'Asie, les terrains de la zone tibétaine au Ladakh - Zankar ont été déformés, puis charriés en direction du SW. Deux phases de déformation à vergence externe (D_1 et D_2) ont pu être mises en évidence dans les séries de notre région d'étude. Cinq unités tectoniques ont pu être individualisées durant cette phase; il s'agit, de la plus interne vers la plus externe, des unités du Marang la, de Zumlung, Zangla, Chumik et Kenlung Serai. Elles forment le front allochtone d'une structure tectonique majeure, la nappe de Nyimaling - Tsarap.

Les relations entre les déformations à vergence externe et le métamorphisme amènent les constatations suivantes:

- a) le métamorphisme régional se développe de manière progressive avec l'empilement des unités en direction du SW. La limite géographique d'avancée maximale des unités se situe dans la partie méridionale du terrain, au Baralacha la. De Sarchu en direction du col, le métamorphisme diminue progressivement du faciès amphibolite au faciès schistes verts inférieur. La distribution des isogrades implique une surcharge lithostatique maximale au sud de Sarchu, dans l'unité de Kenlung Serai, par empilement vers le SW d'unités plus internes. L'âge du pic du métamorphisme dans cette région se situe à l'Eocène moyen (40 à 45 Ma); le taux de refroidissement des séries sédimentaires, mesuré de l'Oligocène au Miocène moyen, est d'environ 14°C/Ma.
- b) dans une période tardive de la déformation, les isogrades du métamorphisme régional sont tranchées par des mouvements syn- à post-métamorphiques à vergence externe, créant localement une zonation inverse discontinue (métamorphisme transporté).
- c) suite à une légère rotation antihoraire de la direction de raccourcissement, le champ des contraintes se modifie et une zone de cisaillement dextre tardi-métamorphique s'établit dans la région de Sarchu.

Les phases de déformations post-métamorphiques peuvent être individualisées de la manière suivante:

a) un transfert de masse en direction du NE est souligné tout d'abord par de grands plis isoclinaux, puis par des chevauchements. Cet événement est contemporain d'une érosion active. Le surépaississement crustal engendré par cette phase à vergence NE a entraîné la formation d'un dôme tectonique. Trois mécanismes peuvent être envisagés pour expliquer cette déformation:

- un sous-charriage à pendage SW des unités. Le compartiment supérieur, comprenant les unités de Darcha et Kenlung Serai, se déplace vers le NE
- l'instabilité gravitaire du front topographique engendre un rééquilibrage des masses qui fluent et se plissent en direction du NE
- le plissement à vergence NE fait partie intégrante d'un système de cisaillement à composante extensive, comme Burchfield et al. (1992) en émettent l'hypothèse.

Dans tous les cas, la création d'un dôme tectonique est envisageable.

- b) une phase d'extension tardive est soulignée par plusieurs générations de failles normales à pendage NE, qui recoupent toutes les phases de déformation intérieures. Deux événements distincts peuvent être différenciés au cours de cette phase: les failles normales à faible angle, et la faille normale de Sarchu à fort pendage.

La première famille de failles réutilise en partie les plans de chevauchement à pendage NE, mais a un rejet suffisant pour que la relation stratigraphique soit de type faille normale. Le rejet ne semble toutefois pas très important, puisque la zonation inverse discontinue est préservée dans certaines localités. La dénudation de la surcharge lithologique de 18 km qui affecte la partie nord de l'unité de Kenlung Serai a pu être la conséquence de l'action combinée de l'érosion et des failles normales à faible angle. Cette dénudation a eu pour effet annexe une amplification de l'importance du doming qui affecte l'unité de Kenlung Serai, par relaxation de la charge.

La faille normale de Sarchu est le dernier événement tectonique d'importance cartographique dans la zone étudiée. Cette faille coupe de manière discordante la structuration et la zonation métamorphique des unités tectoniques. Le rejet apparent de la faille de Sarchu varie de 10 à 4 km en allant d'ouest en est. Une telle anomalie peut s'expliquer par l'action perturbatrice des déformations post-métamorphiques qui ont resserré et même découpé les isogrades métamorphiques; le rejet peut donc être minimisé.

Le phénomène d'extension tardive visible dans les terrains de la zone tibétaine de la région de Sarchu peut être corrélé, sur la base de l'orientation des structures extensives et de leur âge relatif, à l'extension généralisée affectant le Haut-Himalaya, du Tibet sud au Zaskar occidental.

Bibliographie

- AHMAD, M. ALI, K.S.S., KHAN, B. SHAH, M.A. & ULLAH, I. (1969): The geology of the Warsak area, Peshawar, West Pakistan.- Geol. Bull. Uni. Peshawar, 4, 44-78.
- AHMAD, I. HAMIDULLA, S. & JEHAN, N. (1990): Petrology and petrochemistry of the Shewa-Shahbaz Gahri complex, Mardan, North Pakistan.- Geol. Bull. Uni. Peshawar, in press.
- ALMERAS, Y., BENIGNI, C. & TINTORI, A. (1991): New brachiopod faunas from the Middle Jurassic of Zaskar (Ladakh, India).- Riv. It. Paleont. Strati, 96/4, 427-460.
- ANDREWS-SPEED, C.P., BROOKFIELD, M.E. (1982): Middle Paleozoic to Cenozoic geology and tectonic evolution of the Northwestern Himalaya.- Tectonophysics, 82, 253-275.
- ANOVITZ, L.M. & ESSENE, E.J. (1987): Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$.- J. Petrol. 28/2, 389-414.
- ARITA, K. (1983): Origin of the inverted metamorphism of the lower Himalayas, central Nepal.- Tectonophysics, 95, 43-60.
- ARMIJO, R. (1986): Mécanismes des déformations quaternaires au Tibet: cinématique de la collision Inde - Asie.- Thèse doctorat Paris VII, 177 pp.
- ARMIJO, R., TAPPONNIER, P. & TONGLIN, H. (1989): Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet.- J. Geophysical research, 94/B3, 2787-2838.
- ASHRAF, M. & CHAUDARY, M.N. (1977): A discovery of carbonatite from Makaland.- Geol. Bull. Punjab Uni., 14, 91-94.
- BAIG, M.S., LAWRENCE, R.D. & SNEE, L.W. (1988): Evidence for late Precambrian to Early Cambrian orogeny in northwest Himalaya, Pakistan.- Geol. Mag., 125, 83-86.
- BANERJEE, D.M. (1974): Stratigraphy and depositional characteristics of Tethyan sediments in Kuti-Kalapani area, Kumaun, India.- Himalayan Geol., 4, 296-322.
- BASSOULET, J.P., BELLIER, J.P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G. (1978): Découverte du Crétacé supérieur calcaire pélagique dans le Zaskar (Himalaya du Ladakh).- Bull. Soc. Géol. Fr., 20/6, 961-964.
- BASSOULET, J.P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J. & MASCLE, G. (1980): L'édifice des nappes du Zaskar (Ladakh, Himalaya).- C.R. Acad. Sci. Paris, 290, 389-392.
- BASSOULET, J.P., COLCHEN, M., GILBERT, E., MARCOUX, J., MASCLE, G., SUTRE, E., VANHAVER, T. (1984): L'orogène himalayen au Crétacé, Mém. Soc. Géol. Fr., H.S. 147, 9-20.
- BAUD, A., ARN, R., BUGNON, P., CRISINEL, A., DOLIVO, E., ESCHER, A., HAMMERSCHLAG, J.G., MARTHALER, M., MASSON, H., STECK, A. & TIECHE, J.C. (1982): Le contact Gondwana - péri-Gondwana dans le Zaskar oriental (Ladakh, Himalaya).- Bull. Soc. Géol. France, 24, 2, 341-361.
- BAUD, A., GAETANI, M., GARZANTI, E., FOIS, E., NICORA, A. & TINTORI, A. (1984): Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent area (north western Himalaya).- Eclogae geol. Helv., 77/1, 171-191.
- BAUD, A., GAETANI, M., GARZANTI, E., FOIS, E., NICORA, A. & TINTORI, A. (1984): Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent area (north western Himalaya).- Eclogae geol. Helv., 77/1, 171-191.
- BAUD, A., MARCOUX, J. & STAMPFLI, G. (1989): Late Permian - Early Triassic Tethyan margin of India: evolution from rifting to rifting (Salt Range, Kashmir, Zaskar traverse). Abstr. 28th Int. Geol. cong., Washington, 1, 103.
- BERTHELSEN, A. (1953): On the geology of the Rupshu district, NW Himalaya.- Medd. Dansk. Geol. Foren., 12/3, 350-414.
- BHANOT, V., PANDE, B.K., SINGH, V.P., KANSAL, A.K. (1980): Rb/Sr ages for some granitic and gneissic rocks of Kumaun and Himachal Pradesh, in Stratigraphy and correlations of lesser Himalayan formations, ed. by Valdiya, K.S., Bhatia, S.B., Delhi, Hindustan Publ. Corp., pp. 139-142.
- BHARGAVA, O.N. (1987): Stratigraphy, microfacies and paleoenvironment of the Lilang Group (Scythian - Dogger), Spiti Valley, Himachal Himalaya, India.- J. Palaeont. Soc. India, 32, 92-107.
- BHAT, M.I., ZAINUDDIN, S.M. (1978a): Environment of eruption of the Panjal Traps, Himalayan Geol., 8/2, 727-738.
- BHAT, M.I., ZAINUDDIN, S.M. (1978b): Geochemistry of the Panjal Traps of Mount Kayol, Lidderwat, Pahlgam, Kashmir, J. Geol. Soc. India, 19/9, 403-410.
- BHAT, M.I., ZAINUDDIN, S.M. (1979): Origin and evolution of Panjal volcanics, Himalayan Geol., 9, 2, 421-461.
- BHATT, D.K., JOSHI, V.K. & ARORA, R.K. (1981): Conodonts of the *Otoceras* bed of Spiti.- J. Paleont. Soc. India, 25, 130-134.
- BHATTACHARYYA, D.S. & DAS, K.K. (1983): Inversion of metamorphic zones in the lower Himalayas at Gangtok, Sikkim, India.- J. Geol., 91, 98-102.
- BONHOMME, M. & GARZANTI, E. (1991): Age of metamorphism in the Zaskar Tethys Himalaya (India).- Geol. Alpine, Mém. H.S. 16, 15-16.
- BONIN, B. (1986): Ring complex granites and anorogenic magmatism. North Oxford Academic Publishers.
- BONIN, B. (1990): From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis.- Geological Journal, 25, 261-270.

- BORDET, P., COLCHEN, M., Le FORT, P. & PECHER, A. (1981): The geodynamic evolution of the Himalaya - Ten years of research in the Central Nepal Himalaya and some other regions.- In: GUPTA, H.K. & DELANY, F.M. (Ed.): Zagros Hindu Kush - Himalaya Geodynamic evolution.- Geodyn. Ser. 3 (Washington 7Boulder), 149 - 168.
- BOYER, S.E & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems.- AAPG Bull., 66/9, 1196-1230.
- BROUAND, M., BANZET, G., BARBEY, P. (1990): Zircon behaviour during crustal anatexis : evidence from the Tibetan Slab migmatites (Nepal), J. Volcan. Geotherm. Res., 44, 1/2, 143-161.
- BROWN, G.C. (1981): Space and time in granite plutonism.- Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A301, 321-336.
- BRUN, J.P. (1983): L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests.- Soc. géol. France, 7, XXV/2, 219-228.
- BRUNEL, M. & KIENAST, J.R. (1986): Etude pétrostructurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makalu (Népal oriental).- Can. J. Earth Sc., 23, 1117-1137.
- BUCHER, H. & STECK, A. (1987): Stratigraphy and tectonics in the Indus basin: the Martselang - Gongmaru la section (Ladakh).- Terra Cognita, 7, 112.
- BURCHFIEL, B.C. & ROYDEN, L.H. (1985): North-south extension within the convergent Himalayan region.- Geology, 13, 679-682.
- BURCHFIEL, B.C., ZHILANG, C., HODGES, K.V., YUPING, L., ROYDEN, L.H., CHANGRONG, D. & JIENE, X. (1992): The south Himalayan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt.- Geol. Soc. Amer. spec. paper, 269, 41 pp.
- BURG, J.P. & CHEN, G.M. (1984): Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China.- Nature, 311, 219-223.
- BURG, J.P., GUIRAUD, M., CHEN, G.M. & LI, G.C. (1984): Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan belt (southern Tibet, China).- Earth Planet. Sci. Lett., 69, 391-400.
- BURG, J.P., LEYRELOUP, A., GIRARDEAU, J. & CHEN, G.M. (1987): Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust: the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet).- Phil. Trans. r. Soc. London, A 321, 67-86.
- COCHERIE, A. (1976): Données préliminaires sur la géochimie des Terres Rares dans le massif de leucogranite du Manaslu (Népal central).- Coll. inter. no 268: Ecologie et géologie de l'Himalaya, 93-110.
- COLEMAN, R.G. & MC GUIRE, A.V. (1988): Magma systems related to the Red Sea opening, Tectonophysics, 150, 77-100.
- COLLINS, W.J., BEARNS, S.D., WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1982): Nature and origin of A-type granites with particular references to Southeastern Australia.- Contributions to Mineralogy and Petrology, 10, 189-200.
- COLOMBI, A. (1989): Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège - Domodossola - Locarno).- Mém. Géol. Lausanne, 4, 217 pp.
- COPELAND, P., HARRISON, T.M., BURCHFIEL, B.C., HODGES, K.V. & KIDD, W.S.F. (1987): Constraints on the age of normal faulting, north face of Mt. Everest : implications for rapid Oligo-Miocene uplift, EOS, 68, 1444.
- COSCA, M.A., SUTTER, J.F. & ESSENE, E.J. (1991): Cooling and inferred uplift/erosion history of the Grenville Orogen, Ontario: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology.- Tectonics, 5, 959-977.
- COULSON, A.L. (1936): A soda-granite suite in the North-West Frontier Province. - Proc. Nat. Inst. Sci. India, 2, 103-111.
- CRAWFORD, M.B., WIDLEY, B.F. (1990): Leucogranites of the Himalaya / Karakoram : implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision related leucogranite petrogenesis, J. Volcan. Geotherm. Res., 44, 1/2, 1-19.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1982): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association.- Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci., 73, 135-149.
- DEBON F., ZIMMERMANN, J.L., LIU, G., JIN, C., XU, R. (1985): Time relationships between magmatism, tectonics and metamorphism in three plutonic belts in Southern Tibet : new K-Ar data, Geol. Rundschau, 74, 2, 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 chronological synthesis along a Tibet-Nepal section, J. Petrol., 27, 1, 219-250.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 - diagram and major elements analyses - its relationships with current nomenclature.- Chem. Geol. 29, 183-210.
- DE MARGERIE, E. (1928): L'oeuvre de Sven Hedin et l'orographie du Tibet.- Bull. Section Géographie du Comité des trav. hist. et scient., Paris, imprimerie nationale, 139 pp.
- DE MARGERIE, E. (1935): Victor Jacquemont dans l'Himalaya (1830-1831).- Hyllningskrift Tillägnad Sven Hedin på Hans 70 Asdag Geografiska Annaler Stockholm, Arg. XVII, 396-412.
- DE MARGERIE, E. & HEIM, Alb. (1888): Les dislocations de l'écorce terrestre.- J. Wurster éd., Zurich, 154 pp.
- DE TERRA, H. (1932): Geologische Forschungen im westlichen K'un-lun und Karakorum-Himalaya.- Wiss. Ergeb. der Dr. Trinkler'schen Zentralasien Exped. II, Berlin.
- DIENER, C. (1912): The Trias of the Himalayas.- Mem. Geol. Survey India, 36/3, 202-360.
- FERRARA, G., LOMBARDO, B., TONARINI, S. & TURI, B. (198): New Rb/Sr data on granitoids from Gumburajun and Kade-

- Chu (High Himalaya).- II Himalaya- Karakorum Workshop, Abstract vol., 33.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- FOSSA MANCINI, E. (1928): Fossili del Secondario e del Terziario.- *Spedizione Italiana De Filippi nell'Himalaia, Caracorum e Turchestan cinese, serie II, vol. VI, 402 pp.*
- FRANK, W., HOINKES, G., MILLER, C., PURTSCHELLER, F., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1973): Relations between Metamorphism and Orogeny in a typical section of the Indian Himalayas. NW Himalaya: S-Lahul, Kulu; Himachal Pradesh; First comprehensive report.- *Tscherm. mineral. petr. Mitt.*, 20, 303-332.
- FRANK, W., THÖNI, M. & PURTSCHELLER, F. (1977): Geology and petrography of Kulu, South Lahul area.- *Coll. int. CNRS 268, Ecologie et géologie de l'Himalaya*, 147-172.
- FRANK, W., BAUD, A., HONEGGER, K. & TROMMSDORFF, V. (1987): Comparative studies on profiles across the northwestern Himalayas.- In: J-P. SCHAEER & J. RODGERS (Editors), *The anatomy of mountain ranges*, Princeton University Press, 261-275.
- FREY, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: M. FREY ed., *Low temperature Metamorphism*, Blackie, Glasgow, 9-58.
- FREY, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphism zonation, Glarus Alps, Switzerland : evidence from illite "crystallinity" data, *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 68, 171-183.
- FUCHS, G. (1975): Contribution to the geology of the North-Western Himalayas.- *Abh. Geol. Bundesanst. Wien*, 32, 1-59.
- FUCHS, G. (1977): Traverse of Zaskar from the Indus to the Valley of Kashmir: a preliminary note.- *Jhb. Geol. Bundesanst. Wien*, 120/2, 219-229.
- FUCHS, G. (1982a): The geology of the Pin Valley in Spiti, H.P., India.- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 124/2, 325-359.
- FUCHS, G. (1982b): Explanations of the geologic-tectonic map of the Himalaya.- *Geol. Bundesanst.*
- FUCHS, G. (1982c): The geology of western Zaskar.- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 124, 1, 1-50.
- FUCHS, G. (1984): Note on the geology of the Markha-Nimaling area in Ladakh (India).- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 127/1, 5-12.
- FUCHS, G. (1987): The geology of southern Zaskar (Ladakh). Evidence for the autochtony of the Tethys zone of the Himalaya.- *Jb Geol. Bundesanst.*, 130/4, 465-491.
- GAETANI, M. & GARZANTI, E. (1991): Multicyclic History of the Northern India continental margin (Northwestern Himalaya).- *AAPG Bull.*, 75/9, 1427-1446.
- GAETANI, M., GARZANTI, E. & JADOUL, F. (1985): Main structural elements of Zaskar, NW Himalaya.- *Rend. Soc. geol. it.*, 8, 3-8.
- GAETANI, M., CASNEDI, R., FOIS, E., GARZANTI, E., JADOUL, F., NICORA, A. & TINTORI, A. (1986): Stratigraphy of the Tethys Himalaya in Zaskar, Ladakh, Initial report.- *Riv. it. paleont. strat.*, 91, 443-478.
- GAETANI, M., GARZANTI, E. & TINTORI, A. (1990): Permo-carboniferous stratigraphy in SE Zaskar and NW Lahul (NW Himalaya, India).- *Eclog. geol. Helv.* 83/1, 143-161.
- GANESAN, T.M., RAZDAN, M.L., RAZDAN, R.K. & MUTHU, U.T. (1981): Stratigraphy, structure and geological history of the Zaskar basin in the North-western parts of the Zaskar Mountains, Ladakh, Jammu and Kashmir.- in: *Contemporary geoscientific researches in Himalaya*, 1, 177-188.
- GANSSER, A. (1964): *Geology of the Himalayas*.- J. Wiley, New York.
- GAPAIS, D., PECHER, A., GILBERT, E. & BALLEVRE, M. (sous presse): Syn - convergence spreading of the Main Central Sheet, Ladakh Himalaya.- *Tectonics*.
- GARZANTI, E. & BRIGNOLI, G. (1989): Low temperature metamorphism in the Zaskar sedimentary nappes (NW Himalaya, India).- *Eclogae geol. Helv.*, 82/2, 669-684.
- GARZANTI, E. & JANSKA, F. (1990): Geodynamic significance of early Cretaceous volcanoclastic sandstones from the northern passive margin of the Indian plate.- *V Himalaya-Tibet-Karakorum Workshop, Milano, Abstract vol.*, 19.
- GARZANTI, E., CASNEDI, R. & JADOUL, F. (1986): Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the northwestern Himalaya.- *Sedim. geol.*, 48, 237-265.
- GARZANTI, E., BAUD, A. & MASCLE, G. (1987): Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia.- *Geodynamica Acta*, 1, 87-102.
- GARZANTI, E., HAAS, R. & JADOUL, F. (1989): Ironstones in the Mesozoic passive margin sequence of the Tethys Himalaya (Zaskar, Northern India): sedimentology and metamorphism.- in: Young, T. & Taylor, W.E.G., eds., *Phanerozoic Ironstones*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 46, 229-244.
- GILBERT, E. (1986): Structures et déformation dans le nord de la plaque indienne en Himalaya du Ladakh.- *Thèse, Université de Poitiers*, 225 pp.
- GOTHAN, W. & SAHNI, B. (1937): Fossil plants from the Po series of Spiti, NW Himalaya.- *Rec. Geol. Surv. India*, 72/2, 195-206.
- GUPTA, V.J. & KUMAR, S. (1975): Geology of Ladakh, Lahaul and Spiti regions of Himalaya with special reference to the

stratigraphic position of flysch deposits.- Geol. Rund., 64, 540-563.

- GUPTA, V.J. & WATERHOUSE, J.B. (1978): Permian invertebrates faunas from the Relakung Volcanics, Ladakh, Himalaya, India.- Recent Res. Geol., 5, 31-49.
- GUPTA, K.R., GERGAN, J.T. & KUMAR, S. (1983): Geochemistry of the volcanic rocks of Northwestern Himalaya and its bearing in tectonics - a review.- in: SINHA, A.K. (ed), Cont. Geosc. Res. Himal., 2, 9-18, Dehra Dun.
- HAMIDULLAH, S., JABEEN, N. BILQEES, R. & JAMIL, K. (1986): Geology and petrology of the Makaland granite, gneiss and metasedimentary complex.- Geol. Bull. Uni. Peshawar, 19, 61-76.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 My ago to the present).- Science, 235, 1156-1167.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, in Sea level changes : an integrated approach.- ed. by WILGUS, C.K., Soc. Econ. Paleont. Min Spec. Publ., 42, 71-108.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.- In: M.P.COWARD & A.C.RIES (Editors), Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 19, 67-81.
- HAWKINS, J.W. (1980): Petrology of back-arc basins and island arcs: their possible role in the origin of ophiolites.- in: Proc. Int. Ophiolites symp. Nicosia, Cyprus Geol. Surv., 244-254.
- HAYDEN, H.H. (1904): The geology of Spiti, with part of Bashahr and Rupshu.- Mem. Geol. Survey India, 36, 1-129.
- HAYDEN, H.H. (1908): Geography, geology of the Himalaya (part 4).- Geol. Surv. India, 233-236.
- HEIM, A. & GANSSER, A. (1939): Central Himalaya : geological observations of the Swiss expedition 1936.- Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., 73/1, 1-245.
- HERREN, E. (1987): Zaskar shear zone : Northeast- southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India).- Geology, 15, 409-413.
- HONEGGER, K. (1983): Strukturen und Metamorphose im Zaskar Kristallin (Ladakh - Kashmir, Indien).- Thèse ETH Zürich, non publiée.
- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSER, A., THOENI, M. & TROMMSDORFF, V. (1982): Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone).- Earth and plan. sci. Lett., 60, 253-292.
- HUBBARD, M.S. & HARRISON, T.M. (1989): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on deformation and metamorphism in the Main Central Thrust Zone and Tibetan Slab, eastern Nepal, Himalaya.- Tectonics, 8, 865 - 880.
- HUTCHISON, C.S. (1974): Laboratory handbook of petrographic techniques.- Wiley ed. New York, 216 - 217.
- JABOYEDOFF, M., THELIN, PH. & DUFRESNE, L. (1991): Préparations et mesure de la largeur de Scherrer de la raie de diffraction à 10 Å des illites.- Notes internes du laboratoire de diffraction RX de l'institut de minéralogie et pétrographie de l'université de Lausanne 2, 38 pp.
- JADOUL, F., FOIS, E., TINTORI, A. & GARZANTI, E. (1985): Preliminary results on Jurassic stratigraphy in Zaskar (NW Himalaya).- Rend. Soc. Geol. It., 8, 9-13.
- JADOUL, F., GARZANTI, E. & FOIS, E. (1990): Upper Triassic - Lower Jurassic stratigraphy and paleogeographic evolution of the Zaskar Tethys Himalaya (Zangla unit).- Riv. it. paleont. strat., 95, 351-396.
- JAIN, A.K., GOEL, R.K. & NAIR, N.G.K. (1980): Implications of pre-Mesozoic orogeny in the geological evolution of the Himalaya and the Indo-Gangetic plains.- Tectonophysics, 62, 67-86.
- JAN, M.Q. & KARIM, A. (1990): Continental magmatism related to late Paleozoic - Early Mesozoic rifting in Northern Pakistan and Kashmir.- Geol. Bull. Uni. Peshawar, 23, in press.
- JAN, M.Q., ASIF, M. & TAHIRKELI, T. (1981): The geology and petrography of the Tabella "Alkaline" complex.- Geol. Bull. Uni. Peshawar, 14, 1-28.
- KANWAR, S.S. & AHLUWALIA, A.D. (1979): Lithostratigraphy of Upper Paleozoic Tethyan sequence in Chandra valley near Baralacha la, district Lahul and Spiti, Himachal Pradesh, India.- in: Late Paleozoic of Himalaya, edited by GUPTA, V. J., 148-153.
- KANWAR, S.S. & BHANDARI, A.K. (1979): Stratigraphy, structure and sedimentation of part of Lahaul and Spiti District, Himachal Pradesh.- Miscell. Publ. Geol. Survey India, 41, 169-178.
- KAPOOR, H.M., (1977): Lower Gondwana of Nishatbagh, Kashmir and its significance.- Geophytology, 7, 188-196.
- KELEMEN, P.B. & SONNENFELD, M.D. (1983): Stratigraphy, structure, petrology and local tectonics, Central Ladakh, NW Himalaya.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 63, 267-287.
- KEMPE, D.R.C. & JAN, M.Q. (1970): An alkaline igneous province in the North-West Frontier province, West Pakistan.- Geol. Mag., 107, 395-398.
- KEMPE, D.R.C. (1973): The Petrology of the Warshak alkaline granites, Pakistan, and their relationships to other alkaline rocks of the region.- Geol. Mag., 110, 385-404.
- KEMPE, D.R.C. (1983): Alkaline granites, syenites and associated rocks of the Peshawar Plain Alkaline Igneous Province, NW Pakistan.- in: SHAMS, F.A. (ed): granites of Himalaya, Karakoram and Hindukush, Inst. Geol. Punjab Uni. Lahore, 143-169.

- KEMPE, D.R.C. (1986): A note on the ages of the alkaline rocks of the Peshawar plain alkaline igneous province, NW Pakistan.- *Geol. Bull. Uni. Peshawar*, 19, 113-119.
- KISCH, H.J. & FREY, M. (1987): In: M. FREY ed., *Low temperature Metamorphism*, Blackie, Glasgow,
- KISCH, H.J. (1991): Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-rays diffraction settings, and interlaboratory samples. *J. metam. Geol.* 9, 665-670.
- KÜBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite.- *Bull. Centre Rech. Pau*, 2, 385-397.
- KÜBLER, B. (1990): «Cristallinité de l'illite» et mixed layers: une brève révision.- *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 70/1, 89-93.
- KÜNDIG, R. (1989): Domal structures and high-grade metamorphism in the Higher Himalayan Crystalline, Zaskar region (NW Himalaya, India).- *Journ. metam. Geol.* 7, 43-55.
- LAUBSCHER, H. (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung.- *Eclogae geol. Helv.*, 58, 232-318.
- LE BAS, M.J. MIAN, I. & REX, D.C. (1987): age and nature of carbonatite emplacement in North Pakistan.- *Geol. Rund.*, 76/2, 317-323.
- LE FORT, P. (1973): Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya, sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal central), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 555-561.
- LE FORT, P. (1975): Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc.- *Amer. J. Sc.*, 275A, 1-44.
- LE FORT, P. (1981): Manaslu leucogranite : a collision signature of the Himalaya : a model for its genesis and emplacement, *J. Geophys. Res.*, 86, 10545-10568.
- LE FORT, P., DEBON, F., PECHER, A., SONET, J., VIDAL, PH. (1986): The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale, *Mém. Sci. Terre*, 47, 191-209.
- LE ROEX, DICK, H.J.B., ERLANK, A.J., REID, A.M., FREY, F.A. & HART, S.R. (1983): Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east.- *J. Petrol.*, 24, 267-318.
- LIGHTFOOT, P.C., HAWKESWORTH, C.J., DEWEY, C.W., ROGERS, N.W. & VAN CALSTEREN, P.W. (1990): Source and differentiation of Deccan Traps lavas: Implications of geochemical and mineral chemical variations.- *J. Petrol.*, 31, 1165-1200.
- LYDEKKER, R. (1878): Geology of Kashmir, Kisthwar and Pangi.- *Rec. Geol. Surv. India*, 11, 31-64.
- LYDEKKER, R. (1880): Geology of Ladakh and neighbouring Districts.- *Rec. Geol. Survey India*, 13, 1, 26-59.
- LYDEKKER, R. (1883): Geology of Kashmir and Chamba territories and the British district of Khagan.- *Mem. Geol. Survey India*, 22, 108-112.
- MAC ELROY, R., CATER, J., ROBERTS, I., PECKHAM, A., BOND, M. (1990): The structure and stratigraphy of SE Zaskar, Ladakh Himalaya.- *J. Geol. Soc. London*, 147, 989-997.
- MAHONEY, J.J., MACDOUGALL, J.D., LUGMAIR, G.W., GOPALAN, K. & KRISHNAMURTI, P. (1985): Origin of contemporaneous tholeiitic and K-rich alkalic lavas: a case study from the northern Deccan Plateau, India.- *Earth Plan. Sci. Lett.*, 72, 39-53.
- MALUSKI, H. & MATTE, Ph. (1984): Ages of alpine tectonometamorphic events in the Northwestern Himalaya (Northern Pakistan) by $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method.- *Tectonics* 3/1, 1-18.
- MALUSKI, H., MATTE, Ph. & BRUNEL, M. (1988): Argon 39 - Argon 40 dating of metamorphic and plutonic events in the north and High Himalayas belts (sothern Tibet - China).- *Tectonics*, 7, 299-326.
- MASSON, H., STECK, A., BUCHER, H., SPRING, L., STUTZ, E. & VANNAY, J.C. (1990): Géologie des nappes du Ladakh oriental, transversale Rohtang La - Leh I et II.- V Himalaya-Tibet-Karakorum Workshop, Milano, Abstract vol., 34-35.
- METHA, P.K. (1977): Rb-Sr geochronology of the Kulu-Mandi belt : its implications for the Himalayan tectogenesis.- *Geol. Rund.*, 66, 156-175.
- MEHTA, P.K. (1978): Rb-Sr geochronology of the Kulu-Mandi belt : its implications for the Himalayan tectogenesis : a reply.- *Geol. Rund.*, 68, 383-392.
- MERCIER, J.L. et al. (1984): La collision Inde - Asie côté Tibet.- In: MERCIER, J.-L. & LI, G.C. (Eds), *Mission franco - chinoise au Tibet*, 1980, 1-14.
- MIDDLEMISS, C.S. (1910): A revision of the Silurian-Trias sequence in Kashmor.- *Rec Geol. Surv. India*, 40, 206-260.
- MILLER, Ch. & FRANK, W. (1992): Geochemistry and isotope geology of Proterozoic and early Paleozoic granitoids in the NW Himalayas.- VII Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Oxford, Abstract vol., 58.
- MOLNAR, P. (1984): Structure and tectonics of the Himalayas: constraints and implications of geophysical data.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 12, 489-518.
- MUKHERJEE, B. & DASGUPTA, P.K., (1972): Depositional environment of the Upper Members of "Muth Quartzite" from Spiti and Kuti regions, Central Himalayas, India.- *IGC, Sect. 6*, 424-431.
- NAKAZAWA, K., KAPOOR, H.M. (1973): Spilitic pillow lavas in Panjal Traps of Kashmir, India.- *Memoirs Fac. Sci. Kioto University, Geol. Min.*, 39, 83-98.
- NAKAZAWA, K., KAPOOR, H.M., ISHI, K., BANDO, Y., OKIMURA, Y. & TOKUOKA, T. (1975): The upper Permian and lower

- Triassic in Kashmir, India.- *Memoirs Fac. Sci. Kioto University, Geol. Min.*, 42/1, 1-106.
- NANDA, M.M. & SINGH, M.P. (1977): Stratigraphy and sedimentation of the Zaskar area, Ladakh and adjoining parts of the Lahaul region of Himachal Pradesh.- *Himalayan Geol.*, 6, 367-388.
- NI, J. & BARAZANGI, M. (1985): Active tectonics of the western Tethyan Himalaya above the underthrusting Indian plate: the Upper Sutlej river basin as a pull - appart structure.- *Tectonophysics*, 112, 277-295.
- NICORA, A., GAETANI, M. & GARZANTI, E. (1984): Late Permian to Anisian in Zaskar (Ladakh Himalaya).- *Rend. Soc. Geol. It.*, 7, 27-30.
- NORIN, E. (1946): Geological explorations in Western Tibet.- *Sino-swedish expedition Publ.*, 29, III, *Geology* 7, Stockholm.
- OLORIZ, F. & TINTORI, A. (1991): Upper Jurassic (Tithonian) ammonites from the Spiti shales in western Zaskar (NW Himalayas).- *Riv. It. Paleont. Strat.*, 96/4, 461-486.
- OTTEN, M.T. (1984): The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites.- *Contrib. Miner. Petrol.* 86, 189-199.
- PANDE, I.C. & KUMAR, S. (1974): Absolute age determinations of the crystalline rocks of Manali-Jispa region, northwestern Himalaya.- *Geol. Rund.*, 63, 539-548.
- PAPRITZ, K. & REY, R. (1989): Evidence for the occurrence of Permian Panjal Trap basalts in the Lesser and Higher Himalayas of the western syntaxis area, NE Pakistan.- *Eclogae geol. Helv.*, 82/2, 603-627.
- PAREEK, H.S. (1976): On studies of the agglomeratic slate and Panjal Trap in the Jhelum, Liddar and Sind Valleys, Kashmir.- *Records of the Geological Survey of India*, 107, 2, 12-37.
- PAREEK, H.S. (1983): The Himachal and Panjal Traps; a geochemical appraisal.- in: SINHA, A.K. (ed.), *Contemp. Geosc. Himal.*, 2, 1-8, Dehra Dun.
- PEACOCK, M.A. (1931): Classification of igneous rock series.- *J. Geol.*, 39, 54-67.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites.- in: *Proc. Int. Ophiolites symp. Nicosia, Cyprus Geol. Surv.*, 261-272.
- PEARCE, J.A. (1984): A "user guide" to basalt discrimination diagrams.- *Manuscript non publié*, 37 pp.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- PECHER, A. (1991): The contact between the Higher Himalaya crystallines and the Tibetan sedimentary series: Miocene large-scale dextral shearing.- *Tectonics*, 10/3, 587-593.
- PECHER, A., SAILLET, B. (1989): La structure du Haut-Himalaya au Garhwal (Indes), *Eclogae Geol. Helv.*, 82, 2, 665-668.
- PITCHER, W.S. (1983): Granite type and tectonic environment, in *Mountain building processes*, edited by Hsü, K., London, Acad. Press, 19-40.
- POGNANTE, U. (1991): Different P-T-t paths along the High Himalayan crystallines : constraints on the formation and distribution of Miocene leucogranites.- *Geol. Alpine, Mém. H.S.* 16, 65-66.
- POGNANTE, U. & LOMBARDO, B. (1989): Metamorphic evolution of the High Himalayan crystallines in SE Zaskar (India).- *J. Metam. Geol.*, 7, 9-17.
- POGNANTE, U., CASTELLI, D., BENNA, P., GENOVESE, G., OBERLI, F., MEIER, M. & TONARINI, S. (1990): The crystalline units of the 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 - 107.
- POWELL, C. Mc A. & CONAGHAN, P.J. (1973a): Polyphase deformation in the Phanerozoic rocks of the Central Himalayan Gneiss, Northwest India.- *J. Geol.*, 81/2, 127-143.
- POWELL, C. Mc A. & CONAGHAN, P.J. (1973b): Plate tectonics and the Himalayas.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 1-12.
- POWELL, C. Mc A. & CONAGHAN, P.J. (1978): Rb-Sr geochronology of the Kulu-Mandi belt : its implications for the Himalayan tectogenesis : a discussion.- *Geol. Rund.*, 68, 380-383.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology, *Contr. Mineral. Petrol.*, 73, 207-220.
- PUPIN, J.P. (1988): Granites as indicators in paleogeodynamics.- *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, 43/2, 237-262.
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Miner. Petrol.* 45, 231-236.
- RAINA, V.K. & BHATTACHARIYA, D.P. (1974): The geology of a part of the Chharap and Sarchu valleys, Lahaul and Spiti District, Himachal Pradesh.- *Golden Jubilee Vol., Geol. Min. Met. Soc. India*, 11, 129-142.
- RAO, V.D. (1981): Basic igneous episodes in the Himalaya and their tectonic significance.-in: Gupta, H.K. & Delany, F.M. (ed): *Zagros - Hindu Kush - Himalaya geodynamic evolution*, *Geodyn. Ser.*, 3, 205-214.
- REUBER, I., MONTIGNY, R., THUIZAT, R. & HEITZ, A. (1989): K-Ar ages of ophiolites and arc volcanics of the Indus suture zone: clues on the early evolution of the Neo-Tethys.- *Eclogae Geol. Helv.* 82/2, 699-715.
- ROSS, C., BAUD, A. & MENNING, M. (1992): Pangea time scale WG3.- *Pangea project, workshop document, Lawrence Kansas, May 1992.*

- ROYDEN, L.H. & BURCHFIEL, B.C. (1987): Thin skinned north - south extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front.- *Geol. Soc. London spec. Publ.*, 28, 611-619.
- SCOTESE, C.R., BAMBACH, R.K., BARTON, C., VANN DER VOO, R. & ZIEGLER, A.M. (1979): Paleozoic base maps.- *Journ. Geol.*, 87/3, 217-277.
- SEARLE, M.P., COOPER, D.J.W., REX, A.J. (1988): Collision tectonics of the Ladakh-Zaskar Himalaya.- *Phil. Trans. R. Soc.*, A 326, 117-150.
- SEARLE, M.P., FRYER, B.J. (1986): Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir, in *Collision tectonics*, edited by Coward, M.P. and Ries, A.C., *Geol. Soc. London spec. publ.*, 19, 185-201.
- SHAND, S.J. (1927): *Eruptive rocks. Their genesis, composition classification and their relations to ore deposits.*- MURBY editor, London.
- SHARMA, K.K & KUMAR, S. (1978): Contribution to the geology of Ladakh, Northwestern Himalaya.- *Himal. Geol.*, 8, 252-287.
- SINGH, M.P., NANDA, M.M. & SHINA, P.K. (1976): The relakung volcanics of the Zaskar Valley (Ladakh), its geological setting, petrography, petrochemistry and a comparative study with the Panjal volcanics of the NW Himalaya.- *Geol. Surv. India Misc. Publ.*, 41, 218-228.
- SINHA, A.K. (1981): Geology and tectonics of the Himalayan region of Ladakh, Garwhal-Kumaun and Arunachal Pradesh: a review.- in: GUPTA, H.K. & DELANY, F.M. (ed): *Zagros - Hindu Kush - Himalaya geodynamic evolution*, *Geodyn. Ser.*, 3, 122-148.
- SMITH, H.A. & CHAMBERLAIN, C.P. (1992): Evidence for late Eocene anatexis within the Indian plate as a result of Eocene Himalayan orogeny.- *VII Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Oxford, Abstract vol.*, 84.
- SPRING, L. & CRESPO-BLANC, A. (1992): Nappe tectonics, extension and metamorphic evolution in the Indian Tethys Himalaya (SE Zaskar-NW Lahul).- *Tectonics* 11/5, 978-989.
- SPRING, L., MASSON, H., STUTZ, E., THELIN, Ph., MARCHANT, R. & STECK, A. (1993): Inverse metamorphic zonation in very low - grade Tibetan Zone series of SE Zaskar and its tectonic consequences (NW India, Himalaya).- *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 73/1.
- SPRING, L., BUSSY, F., VANNAY, J.C., HUON, S. & COSCA, M. (sous presse): Early Permian granitic dykes of alkaline affinity in the Indian High Himalaya (Upper Lahul - SE Zaskar): geochemical characterization and geotectonic implications.- *Geol. Soc. London Spec. Publ.*
- SRIKANTIA, S.V. (1981): The lithostratigraphy, sedimentation and structure of Proterozoic-pharenozoic formations of Spiti basin in the Higher Himalaya of Himachal Pradesh, India.- *Contemporary geoscientific researches in Himalaya*, ed. by SINHA, A.K., Vol.1, 31-48.
- SRIKANTIA, S.V., GANESAN, T.M., RAO, R.N., SHINA, P.K. & TIRKEY, B. (1980): Geology of Zaskar area, Ladakh Himalaya.- *Himalayan Geol.*, 8, 1009-1033.
- SRIKANTIA, S.V. & BHARGAVA, O.N. (1982): An outline of the structure of the area between the Rohtang pass in Lahaul and the Indus valley in Ladakh.- *Geol. surv. India, Misc. Publ.*, 41/3, 193-204.
- STAMPFLI, G., MARCOUX, J. & BAUD, A. (1991): Tethyan margins in space and time.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 87, 373-409.
- STÄUBLI, A. (1986): Inverse Metamorphose am Main Central Thrust (NW Himalaya).- *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 66, 485-486.
- STÄUBLI, A. (1989): Polyphase metamorphism and the development of the Main Central Thrust.- *J. metamorphic Geol.*, 7, 73-93.
- STECK, A., SPRING, L., VANNAY, J.C. MASSON, H., BÜCHER, H., MARCHANT, R., STUTZ, E. & TIECHE, J.C. (1993): Geological cross section through the Northwestern Himalayas in eastern Ladakh and Lahul.- *Eclogae Geol. Helv.* 86/1.
- STOLICZKA, A. (1866a): Geological sections across the Himalayan Mountains, from Wangtu bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus: with an account of the formations in Siti, accompanied by a revision of all known fossils from that district.- *Mem. geol. Surv. India*, 5, part 1, 1-154.
- STOLICZKA, A. (1866b): Summary of the geological observations during a visit to the provinces Rupshu Kamay, South Ladakh, Zaskar, Sumdo and Dras of western Tibet.- *Mem. Geol. Survey India*, 5, 337-354.
- STUTZ, E. (1988): Géologie de la chaîne de Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW Himalaya, Inde) : évolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne.- *Mem. Géol. Lausanne*, 3, 149 pp.
- STUTZ, E. & STECK, A. (1986): La terminaison occidentale du cristallin du Tso Morari (Haut Himalaya ; Ladakh méridional, Inde) : subdivision et tectonique de nappe.- *Eclogae Geol. Helv.*, 79/2, 253-269.
- STUTZ, E. & THOENI, M. (1987): The Lower Paleozoic Nyimaling granite in the Indian Himalaya (Ladakh): new Rb/Sr data versus zircon typology.- *Geol. Rund.*, 76/2, 307-315.
- SUN, S.S. & MAC DONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.- in: SAUDERS, A.D. & NORRY, M.J. (ed), *Magmatism in the ocean basins.*- *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42, 313-345.
- SUTRE, E. (1990): Les formations de la marge Nord-Neotethysienne et les mélanges ophiolitiques de la zone de suture de l'Indus en Himalaya du Ladakh, Inde.- Thèse de doctorat, Univ. de Poitiers.

- TALANT, J.A. (1989): The case of peripatetic fossils.- *Nature*, 338, 613-615.
- TALANT, J.A., GOEL, R.K., ARVIND, K.J. & PICKETT, J.W. (1988): Silurian and Devonian of India, Nepal and Bhutan: Biostratigraphic and Palaeobiogeographic anomalies.- *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 106, 1-57.
- TALON, C. (1990): Peridotite and associated basalts of the Markha valley (Ladakh, NW Himalaya).- V Himalaya-Tibet-Karakorum Workshop, Milano, Poster.
- TERMIER, P. (1903): Quatre coupes à travers les Alpes franco - italiennes.- *Bull. Soc. géol. France*, 28, 411-433.
- THAKUR, V.C. (1983): Deformation and metamorphism of the Tso Morari crystalline complex, in *Geology of the Indus suture zone of Ladakh*.- in: THAKUR, V.C & SHARMA K.K.(ed), *Wadia Inst. of Himal. Geol.*, Dehra Dun, 1-8.
- THAKUR, V.C. & VIRDI, N.S. (1979): Lithostratigraphy, structural framework, deformation and metamorphism of the southeastern region of Ladakh, Kashmir, Himalaya, India.- *Himal. geol.*, 9/1, 63-78.
- THAKUR, V.C. & GUPTA, V.J. (1983): Regional stratigraphy, paleontology and structure of Kashmir and Ladakh Himalayas.- *Contr. Him. geol.*, 2, 1-32.
- THOMPSON, R.N, MORRISON, M.A., DICKIN, A.P. & HENDRY, G.L. (1983): Continental flood basalts. Arachnids rule OK?.- in: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (ed), *Continental basalts and mantle xenoliths*, 158-185, Shiva, Nantwich.
- THÖNI, M. (1977): Geology, structural evolution and metamorphic zoning in the Kulu valley (Himachal Himalayas, India) with special reference to the reversed metamorphism. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich* 24, 125-187.
- TRIVEDI, J.R., GOPALAN, K., SHARMA, K., GUPTA, K.R. & CHOUBEY, V.M. (1982): Rb-Sr age of Gaik granite, Ladakh batholith, northwest Himalaya.- *Proc. Indian Acad. sci (earth. planet. Sci)*, 91, 65-73.
- TROMMSDORFF, V., DIETRICH, V. & HONEGGER, K. (1983): The Indus suture zone: Paleotectonic and igneous evolution in the Ladakh Himalayas.- In: HSÜ, K.J. (ed.), *Mountain Building Processes*, Academic press, London, 213-219.
- VALDIYA, K.S. & GUPTA V.J. (1972): A contribution to the geology of North-eastern Kumaun, with special reference to the Hercynian gap in Tethys Himalaya.- *Himalayan Geol.*, 2, 1-33.
- VAN HAVER, TH., BONHOMME, M.G., MASCLE, G. & APRAHAMIAN, J. (1986): Analyse K/Ar de phyllites fines des formations détritiques de l'Indus au Ladakh (Inde). Mise en évidence de l'âge Eocène supérieur du métamorphisme.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, série 2, no.6, 325-330.
- VANNAY, J.C. (1990): La structure du haut Himalaya indien au Lahul.- 13ème réunion des sciences de la terre, Grenoble 1990, ed. by Soc. Géol. de France, Paris, 123.
- VANNAY, J-C. & SPRING, L. (sous presse): Continental basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti (NW India): markers of the Permo-Mesozoic Tethys rifting.- *Geol. soc. London Spec. publ.*
- VANNAY, J.C. (en prép.): La géologie du Haut Lahul entre le Rohtang La et le Baralacha La (Inde du NW).- Thèse Univ. Lausanne.
- 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.
- VILLA, I.M. & ODDONE, M. (1988): $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages of Himalayan leucogranites decrease eastward.- *Abstract vol. III Himalaya-Karakorum-Tibet workshop*, Lausanne, 16.
- VOGGENREITER, W., HOETZL, H. & MECHIE, J. (1988): Low-angle detachment origin for the Red Sea rift system ?.- *Tectonophys.*, 150, 51-75.
- WAKHALOO, S.M. (1972): Hercynian volcanicity in Kashmir.- *Rev. Univers. Jammu*, 3, 44-50.
- WAKHALOO, S.M. (1979): The Panjal volcanics of Kashmir.- in: GUPTA, V.J. (ed), *Contr. Himal. Geol.*, 1, 189-194, Hindustan Publ. Corp., New Delhi.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W. (1987): A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 407-419, 1987.
- WILLIAMS, M.P., TRELOAR, P.J. & COWARD, M.P. (1988): More evidence of pre-Himalayan orogenesis in Northern Pakistan.- *Geol. Mag.*, 125, 651-652.
- WILSON, M. (1989): *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Unwin Hyman publishers, London.
- ZEITLER, P.K. (1988): Ion microprobe dating of zircon from the Makaland granite, NW Himalaya, Pakistan. A constraint on the timing of Tertiary metamorphism in the region.- *Geol. Soc. Amer. Abstract with programs*, 20, 323.

Annexes

Analyses géochimiques des Panjal Traps

Ech	Y 96	Y 99	Y 100	Y 101	Y 102	Y 103	Y 104	Y 105	Y 117	Y 118	Y 130
SiO2	50.84	49.44	53.97	50.32	51.47	53.54	48.92	47.61	49.63	50.04	47.58
TiO2	1.22	1.37	1.54	1.2	1.17	1.51	1.23	1.27	1.17	1.18	1.1
Al2O3	15.2	16.42	14.68	14.74	14.88	16.04	14.95	15.87	14.79	14.97	14.28
Fe2O3	4.41	5.85	6.79	3.45	3.63	4.03	4.97	4.91	3.65	4.64	11.68
FeO	5.6	5.54	3.53	6.45	5.73	4.94	5.21	5.91	6.18	5.22	0.68
MnO	0.19	0.2	0.22	0.19	0.15	0.22	0.2	0.18	0.13	0.18	0.15
MgO	7.32	8.11	5.62	8.04	7.25	7.37	7.86	8.22	6.69	8.56	7.39
CaO	7.05	2.37	7.18	4.89	9.68	1.77	7.15	8.53	6.17	7.3	9.82
Na2O	3.82	4.54	2.26	3.56	2.16	5.28	3.07	2.08	3.09	2.85	0.92
K2O	0.44	0.03	0	0.01	0.03	0.03	0.02	0	0.39	0	0
P2O5	0.09	0.09	0.13	0.09	0.09	0.12	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08
H2O	3.49	4.77	3.53	4.7	3.49	4.1	4.22	4.58	4.45	4.11	4
CO2	0.32	0.85	0.35	2.1	0.25	0.2	1.68	0.24	3.56	0.61	1.87
Cr2O3	0.05	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	140	36	0	0	0	0	0	0	385	4	0
Rb	16	3	3	0	0	0	3	2	16	3	3
Sr	321	199	667	232	176	173	394	210	270	358	334
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0
U	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb	5	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0
La	12	11	14	0	15	5	8	16	16	17	11
Ce	32	34	45	29	36	26	30	32	37	39	38
Nd	19	12	19	12	13	16	17	16	16	11	15
Y	19	21	23	19	20	23	21	20	20	19	15
Zr	107	120	127	108	109	121	113	112	104	108	96
V	260	279	296	255	262	284	253	279	258	255	234
Cr	349	388	196	359	334	255	357	379	357	386	343
Ni	87	95	53	90	87	73	94	93	86	93	85
Co	62	63	59	55	62	54	56	60	51	56	60
Cu	0	188	0	0	0	0	0	0	10	0	0
Zn	77	93	92	74	73	99	83	84	65	79	95
Ga	15	18	17	13	15	16	15	17	14	15	14
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.1	99.65	99.84	99.8	100	99.2	99.63	99.55	100.1	99.81	99.61

Analyses géochimiques du microgabbro et des filons de Sarchu

Ech	Y1	Y21	Y108	Y62	Y66	Y63	Y60	Y61	Y75	Y76
SiO2	49.83	48.37	45.63	45.1	45.51	43.24	48.61	47.2	44.07	45.62
TiO2	1.92	2.02	3.78	1.81	2.92	2.72	2.59	3.12	3.45	2.94
Al2O3	15.46	13.99	14.02	15.42	15.79	19.02	15.39	14.87	12.49	13.55
Fe2O3	3.37	4.94	3.51	5.96	3.3	1.88	3.4	1.22	3.15	4.12
FeO	7.45	8.56	12.73	6.64	10.36	10.37	9.73	13.02	11.68	11.06
MnO	0.18	0.22	0.25	0.2	0.22	0.14	0.21	0.23	0.24	0.22
MgO	4.9	6.15	4.54	7.25	5.41	7.55	4.57	4.93	4.85	5.41
CaO	9.92	10.4	7.46	8.82	8.14	2.3	7.72	8.51	7.6	9.51
Na2O	1.25	2.32	2.82	1.76	2.55	3.59	2.51	2.35	2.2	2.16
K2O	2.46	0.57	0.84	0.96	1.72	1.53	1.92	1.29	0.97	1.3
P2O5	0.22	0.29	0.83	0.24	0.61	0.33	0.56	0.58	0.69	0.47
H2O	2.14	1.57	3.01	4.37	1.74	5.87	1.7	2.14	4.01	3.12
CO2	0.3	0.18	0.19	0.84	0.89	0.81	0.76	0.4	3.75	0.53
Cr2O3	0	0	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
NiO	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0
Ba	570	124	304	206	254	327	448	194	114	363
Rb	136	24	52	23	60	36	70	48	57	73
Sr	419	245	265	591	249	82	351	314	98	253
Pb	0	0	2	1	7	0	7	7	1	2
Th	2	0	6	0	0	0	2	2	0	2
U	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb	9	11	30	8	19	12	22	24	23	19
La	15	18	35	8	33	18	35	32	34	21
Ce	40	43	71	32	57	48	67	57	62	59
Nd	19	21	42	15	31	27	32	39	36	27
Y	29	35	60	24	45	29	51	50	50	45
Zr	137	160	392	120	229	168	297	260	281	212
V	354	399	314	293	357	304	330	413	361	391
Cr	117	122	98	142	89	190	84	108	98	123
Ni	44	70	41	97	55	88	60	66	45	46
Co	58	68	70	67	57	64	60	66	66	72
Cu	140	210	0	20	38	0	47	39	93	166
Zn	82	107	172	99	129	111	125	121	145	138
Ga	18	20	25	18	21	19	22	22	21	23
Sc	0	0								
S	39	44	108	117	945	0	257	1201	321	144
Hf	39	44	7	1	3	1	5	5	6	4
Total	99.4	99.58	99.61	99.37	99.16	99.35	99.67	99.86	99.15	100

Analyses géochimiques des basaltes concordants de Sarchu

Ech.	Y14	M4	Y89	L81A	L81B	L81C	L81D
SiO2	47	47	50	47	49	51	49
TiO2	1	2	2	2	2	2	2
Al2O3	12	14	14	14	14	13	14
Fe2O3	4	7	3	6	6	6	6
FeO	8	5	7	6	5	5	5
MnO	0	0	0	0	0	0	0
MgO	7	9	7	9	7	7	8
CaO	7	8	5	8	9	8	8
Na2O	2	3	2	3	4	3	3
K2O	1	1	5	1	1	1	1
P2O5	0	0	0	0	0	0	0
H2O	4	2	2	2	2	2	2
CO2	6	1	3	2	2	1	2
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0
NiO	0	0	0	0	0	0	0
Ba	98	137	340	118	43	101	73
Rb	25	27	118	26	15	24	20
Sr	225	342	251	346	343	327	346
Pb	1	0	8	18	15	15	16
Th	1	0	2	0	0	0	0
U	0	0	0	0	0	0	0
Nb	18	16	23	9	18	8	13
La	12	22	17	21	20	20	18
Ce	38	47	42	42	39	39	38
Nd	16	21	18	20	24	28	24
Y	16	23	17	20	24	19	22
Zr	120	135	142	132	150	142	139
V	165	227	214	232	204	229	219
Cr	420	412	436	413	363	353	375
Ni	332	227	228	248	249	228	244
Co	68	41	64	58	49	53	53
Cu	16	0	0	2	8	50	0
Zn	141	209	109	253	105	111	173
Ga	15	0	17	20	18	19	18
Sc	2	0	0	4	4	4	4
S	0	0	0	0	0	0	63
Total	100	99	100	100	99	99	100

Granite de la Yunam

Ech.	FG	R1	FG2	HM25
SiO2	74.25	72.24	74.40	74.58
TiO2	0.27	0.31	0.26	0.33
Al2O3	12.58	13.71	12.73	12.67
Fe2O3*	2.55	3.23	2.71	3.21
MnO	0.03	0.03	0.04	0.03
MgO	0.26	0.50	0.20	0.25
CaO	0.74	0.58	0.70	0.56
Na2O	2.44	1.87	2.15	2.36
K2O	5.61	6.22	5.47	4.92
P2O5	0.09	0.09	0.08	0.09
H2O	0.80	0.62	0.76	0.79
CO2	0.47	0.36	0.42	0.12
Ba	1012	1091	1064	913
Rb	198	204	195	196
Sr	72	95	72	78
Pb	47	79	36	31
Th	30	38	33	35
U	<2	<2	<2	<2
Nb	16	23	22	22
La	101	101	100	110
Ce	188	203	191	209
Nd	96	99	92	104
Y	76	82	73	80
Zr	313	292	301	296
V	21	25	16	29
Cr	12	<3	<3	<3
Ni	19	4	3	4
Co	22	33	16	29
Cu	7	<3	<3	<3
Zn	71	74	61	60
Ga	21	22	19	19
Hf	9	3	4	5
S	59	56	82	102
Total	100.09	99.76	99.92	99.82

Eu	1.76
Dy	12.59
Yb	5.83
Sm	16.47
Gd	14.35
Er	6.58
Lu	0.96

Analyses chimiques des minéraux par microsonde électronique

Les données brutes des analyses représentatives ont été converties par le programme MINFILE afin de donner les proportions de Fe+2, Fe+3, Fe IV, Al IV, Ti IV, Al VI, Ti VI, et le degré d'occupation des sites T, O et A pour l'utilisation du géothermomètre de Ferry & Spear (1978) sur la paire biotite/grenat. Les analyses des biotites et grenats ont été effectuées sur la microsonde de l'Université de Lausanne (Analyste F. Bussy).

GRENATS (Unité de Kenlung Serai, Thaple Fm, rive droite de la Yunam Chu, éch. L86 et L87)

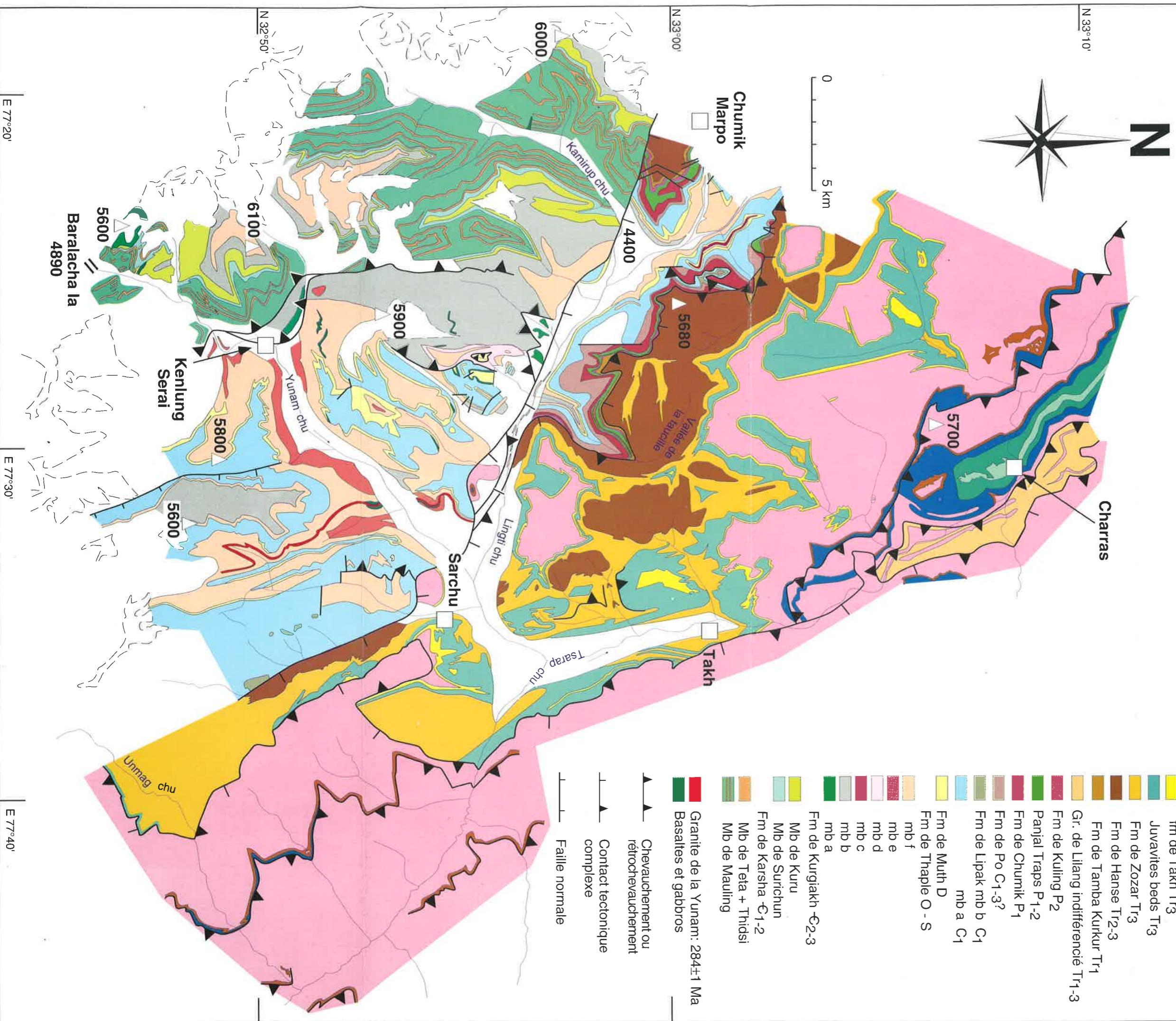
Ech.	Gr1	Gr2	Gr3	Gr4	Gr5	Gr6	Gr7	Gr8	Gr9
SiO2	36.11	36.38	35.97	36.16	35.99	36.41	36.36	36.40	36.48
TiO2	0.01	-	0.08	-	0.07	0.01	0.03	0.04	0.01
Al2O3	20.69	20.85	20.59	20.84	20.73	20.85	20.71	20.94	20.92
Cr2O3	0.06	-	-	0.01	0.00	0.02	-	-	-
FeO	31.12	34.07	30.49	34.85	30.73	34.91	35.65	32.83	33.09
MnO	7.25	5.07	8.03	4.67	8.30	4.67	4.39	6.17	5.64
MgO	1.64	1.91	1.52	2.03	1.48	2.08	2.06	1.79	1.82
CaO	3.16	2.24	3.24	1.96	2.96	1.59	1.61	2.74	2.88
total	100.04	100.52	99.92	100.52	100.26	100.52	100.82	100.90	100.84
#Si IV	5.90	5.91	5.89	5.89	5.88	5.92	5.91	5.90	5.91
#Al VI	3.98	3.99	3.98	4.00	3.99	3.99	3.97	4.00	3.99
#Ti VI	0.00	-	0.01	-	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
#Cr	0.01	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-
#Fe+2	4.25	4.63	4.18	4.75	4.20	4.74	4.84	4.45	4.48
#Mn+2	1.00	0.70	1.11	0.64	1.15	0.64	0.60	0.85	0.77
#Mg	0.40	0.46	0.37	0.49	0.36	0.50	0.50	0.43	0.44
#Ca	0.55	0.39	0.57	0.34	0.52	0.28	0.28	0.48	0.50
#O	24	24	24	24	24	24	24	24	24

BIOTITES (Unité de Kenlung Serai, Thaple Fm, rive droite de la Yunam Chu, éch. L86 et L87)

Ech.	Bi 1	Bi 2	Bi 3	Bi 4	Bi 5	Bi 6	Bi 7	Bi 8	Bi 9	Bi 10
SiO2	35.25	35.16	35.38	37.16	36.52	35.46	35.20	34.97	34.92	35.18
TiO2	1.89	1.53	1.95	2.28	2.12	1.46	1.89	1.60	1.49	1.62
Al2O3	19.05	18.92	19.29	20.78	19.74	19.38	19.12	18.80	19.05	18.88
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	19.91	20.58	20.28	16.32	18.22	19.56	20.03	20.92	20.80	20.91
MnO	0.07	0.11	0.23	0.04	0.08	0.13	0.12	0.10	0.16	0.09
MgO	8.70	8.86	8.17	8.35	8.44	8.84	8.54	8.37	8.60	8.59
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na2O	0.10	0.11	0.23	0.04	0.08	0.13	0.12	0.07	0.13	0.12
K2O	9.29	9.13	9.42	9.43	8.83	9.13	9.15	9.35	9.42	9.33
H2O	3.96	3.95	3.96	4.06	4.03	3.98	3.96	3.94	3.94	3.94
total	98.22	98.34	98.72	98.71	98.09	98.10	98.14	98.10	98.51	98.66
#Si IV	5.43	5.43	5.44	5.56	5.55	5.45	5.43	5.43	5.40	5.43
#Al IV	2.57	2.57	2.56	2.44	2.45	2.55	2.57	2.57	2.60	2.57
#Al VI	0.90	0.87	0.93	1.23	1.09	0.97	0.91	0.87	0.87	0.86
#Ti VI	0.22	0.18	0.23	0.26	0.24	0.17	0.22	0.19	0.17	0.19
#Fe+2	2.57	2.66	2.61	2.04	2.32	2.52	2.58	2.72	2.69	2.70
#Mn+2	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
#Mg	2.00	2.04	1.87	1.86	1.91	2.03	1.96	1.94	1.98	1.98
#Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Na	0.03	0.03	0.01	0.08	0.03	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04
#K	1.83	1.80	1.85	1.80	1.71	1.79	1.80	1.87	1.90	1.87
#O	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
#OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

Carte géologique de la région de Sarchu

levée par Laurent Spring (1989 - 91)



- Fm de Chikkim K₂
- Fm de Giurnal K₁
- Shales de Spiti J₃
- Laptal Beds J₂₋₃
- Gr. de Kioto Tr₃-J₂
- Gr. de Liang
- fm de Takh Tr₃
- Juvavites beds Tr₃
- Fm de Zozar Tr₃
- Fm de Hanse Tr₂₋₃
- Fm de Tamba Kurkur Tr₁
- Gr. de Liang indifférencié Tr₁₋₃
- Fm de Kuling P₂
- Panjal Traps P₁₋₂
- Fm de Chumik P₁
- Fm de Po C₁₋₃?
- Fm de Lipak mb b C₁
- mb a C₁
- Fm de Muth D
- Fm de Thaple O - S
- mb f
- mb e
- mb d
- mb c
- mb b
- mb a
- Fm de Kurgiakh -E₂₋₃
- Mb de Kuru
- Mb de Surichun
- Fm de Karsha -C₁₋₂
- Mb de Teta + Thidsi
- Mb de Mauling
- Granite de la Yunam: 284±1 Ma
- Basaltes et gabbros

- Chevauchement ou rétrochevauchement
- Contact tectonique complexe
- Faille normale

N 33°10' N 33°00' N 32°50'

0 5 km

E 77°20' E 77°30' E 77°40'