



HAL
open science

Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.) , transversale des Anapurnas et du Manaslu (Népal)

Arnaud Pecher

► **To cite this version:**

Arnaud Pecher. Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.) , transversale des Anapurnas et du Manaslu (Népal). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1978. Français. NNT : . tel-00563208

HAL Id: tel-00563208

<https://theses.hal.science/tel-00563208>

Submitted on 4 Feb 2011

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

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

P. Vialon

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

T H E S E

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences

par

Arnaud PECHER

DEFORMATIONS ET METAMORPHISME ASSOCIES

A UNE ZONE DE CISAILLEMENT.

EXEMPLE DU GRAND CHEVAUCHEMENT CENTRAL

HIMALAYEN (M.C.T.), TRANSVERSALE DES

ANNAPURNAS ET DU MANASLU, NÉPAL.

Soutenue le 5 Mai 1978 devant la Commission d'examen

MM. R. MICHEL Président

J. DEBELMAS

A. GANSER

P. LE FORT

M. MATTAUER

B. POTY

P. VIALON

} Examineurs

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

T H E S E

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences

par

Arnaud PECHER

DEFORMATIONS ET METAMORPHISME ASSOCIES

A UNE ZONE DE CISAILLEMENT.

EXEMPLE DU GRAND CHEVAUCHEMENT CENTRAL

HIMALAYEN (M.C.T.), TRANSVERSALE DES

ANNAPURNAS ET DU MANASLU, NÉPAL.

Soutenue le 5 Mai 1978 devant la Commission d'examen

MM. R. MICHEL

Président

J. DEBELMAS

A. GANSER

P. LE FORT

M. MATTAUER

B. POTY

P. VIALON

} Examineurs

Arnaud PECHER



DEFORMATIONS ET METAMORPHISME ASSOCIES
A UNE ZONE DE CISAILLEMENT - Exemple du
Grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T),
transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal

A Agnès,

A Matthieu, Capucine et Antoine.

Ce travail, commencé à l'Institut Dolomieu, poursuivi à l'I.R.I.G.M., facilité par une aide importante du C.R.P.G. de Nancy, a été réalisé dans le cadre de la R.C.P. n° 253 "Ecologie et Géologie de l'Himalaya Central", qui a financé mes séjours sur le terrain.

Il n'aurait pas pu être mené à terme sans l'aide matérielle, et plus encore humaine, de ceux qui composent ces différentes équipes, de tous ceux aussi que j'ai eu la chance de côtoyer depuis que je décidai de devenir géologue : puissent-ils m'excuser de signer aujourd'hui seul -puisque tel le veut la coutume- un travail qui leur doit tant.

T A B L E D E S M A T I E R E S

	<u>Pages</u>
AVANT - P R O P O S	1
<u>PREMIERE PARTIE : LES ENSEMBLES EN PRESENCE</u>	7
Principaux itinéraires parcourus	9
<u>CHAPITRE 1 : LES SERIES SEDIMENTAIRES TIBETAINES</u>	13
1. Généralités	13
2. Les Séries Sédimentaires Tibétaines en Haute Modi Khola	15
3. Comparaison avec la Thakkhola et le Nyi Shang	19
<u>CHAPITRE 2 : LA DALLE DU TIBET</u>	21
A. LA DALLE DU TIBET EN MODI KHOLA ET A RITIRBINI	21
1. La formation I, basale	21
2. La Formation II, médiane	28
3. La Formation III, sommitale	34
B. LES VARIATIONS LATERALES DANS LA DALLE DU TIBET	35
1. La Dalle du Tibet entre la Modi Khola et la Marsyandi	35
2. La Dalle du Tibet à l'Est de la vallée de la Marsyandi	39
3. Logs comparatifs	46
C. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DE LA DALLE DU TIBET	49
1. Formation I et Formation III	50
2. Formation II et cipolins de Larjung	53
3. Conclusion	55
<u>CHAPITRE 3 : LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS NEPALAIS</u>	57
A. LES PRECURSEURS	57
B. LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS NEPALAIS	62
1. Les termes basaux	63
2. La Formation Inférieure	65
3. La Formation Supérieure	72
4. La limite entre les Formations du Moyen Pays et de la Dalle du Tibet : le M.C.T.	78

C. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES FORMATIONS DU MOYEN PAYS	80
1. Les éléments majeurs	81
2. Le titane et les éléments en trace Cr, Ni, Co, Va, Ba, Cu et Sr	86
3. Conclusion	92
D. EN RESUME : LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS - LEUR PLACE DANS LA CHAINE HIMALAYENNE	93
1. Les Formations du Moyen Pays au Népal Central	93
2. Age et extension des Formations du Moyen Pays	94

DEUXIEME PARTIE :

LE CADRE THERMODYNAMIQUE DE LA DEFORMATION :

<u>LE METAMORPHISME, LES INCLUSIONS FLUIDES</u>	97
---	----

CHAPITRE 1 : CONSIDERATIONS GENERALES 99

Les principaux paramètres :

1. La température	100
2. L'état de contrainte	100
3. La pression des fluides	103
4. La composition chimique	105
5. Le temps	106

CHAPITRE 2 : LE METAMORPHISME DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL 111

A. LES MINERAUX ET LES PARAGENÈSES MINÉRALES	113
1. Place des minéraux par rapport à la déformation	113
2. Les minéraux	114
3. Les associations minérales ; les zones métamorphiques	116
4. Chimisme de quelques minéraux et zones métamorphiques	119
B. GEOMETRIE DES ZONES METAMORPHIQUES	124
1. En carte	124
2. En coupe longitudinale	125
3. En coupe transversale	127
C. ESTIMATION DES CONDITIONS P-T LORS DU METAMORPHISME	129
1. Apparition de la biotite	129
2. Apparition du grenat	133
3. Le système Ctd-Chl-Bio-Grt-Sta-Ky	134
3-1. Le système KFMASH et les phases Ctd,Chl,Bio,Grt,Sta,Ky,Mus, Q,Vap	135
3-2. Les réactions (sans cordiérite) dans le système KFMASH	136
3-3. Aspect topologique	138
3-4. Choix de la grille ; calcul approché de la pente des courbes d'équilibre	140

3-5. Domaine de stabilité des paragenèses observées dans les zones III et IV	150
3-6. Réactions continues et discontinues ; diagramme $T = f(X_{Mg,Fe})$	155
4. Les équilibres dans les zones V et VI	159
4-1. Stabilité de la zoïsite	160
4-2. La migmatisation et les "isogrades" Mus-FK et Ky-Sil	162
5. Les conditions P-T dans la zone du chevauchement Central ; premières hypothèse : phase fluide = H ₂ O	166

CHAPITRE 3 : LES FLUIDES DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL :

ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

A. METHODE, APPAREILLAGE	169
1. Le chimisme de la phase fluide	169
2. Les conditions de pression et de température au moment du piégeage du fluide	171
3. Appareillage utilisé	172
B. LE MATERIAU UTILISE POUR LES MESURES	174
1. Minéralogie des loupes pegmatitiques	174
2. Position tectonique des loupes	176
C. LES FLUIDES DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL : COMPOSITION DES FLUIDES	178
1. Détermination à la platine à écrasement	178
2. Etude microthermométrie	179
2-1. Résultats analytiques	181
2-2. Analyse des résultats	188
2-3. La nature des fluides dans les loupes d'exsudation quartzuses ou pegmatitiques	200
3. Les fluides dans l'encaissant	201
4. Répartition zonéographique des fluides des loupes pegmatitiques - leur origine	203
5. Comparaison avec les données antérieures	208
D. LA DETERMINATION DES CONDITIONS P _f - T DANS LA ZONE DU M.C.T. : APPORTS DE LA MICROTHERMOMETRIE	209
1. Influence du CO ₂ sur les conditions d'équilibres déterminées précédemment	209
2. Conditions P-T lors de la formation des loupes	212

TROISIEME PARTIE : LA DEFORMATION DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL 219

CHAPITRE 1 : DES GRANDES STRUCTURES AUX PETITES STRUCTURES 223

A. GEOMETRIE ACTUELLE	223
B. LA DEFORMATION DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL : D2	226

1. La transition D1-D2 dans les Séries Sédimentaires Tibétaines	226
2. Les marqueurs de la déformation	229
3. Evolution de la déformation 2 de part et d'autre du Chevauchement Central	239
4. Le Chevauchement Central, une grande zone de cisaillement crustal	240
C. LES DEFORMATIONS POSTERIEURES	246
1. La déformation 3	246
2. Les déformations tardives	249
D. TABLEAU RECAPITULATIF	249
<u>CHAPITRE 2 : LES MICROSTRUCTURES</u>	253
A. REPERES UTILISES : HIERARCHIE DE LA DEFORMATION	254
1. Cas général	254
2. Cas de la déformation D2 liée au M.C.T.	255
B. LES ZONES MICROSTRUCTURALES ; L'ELLIPSOIDE DE DEFORMATION FINIE	258
1. Les microstructures dans les niveaux à quartz	258
2. Zonéographie structurale, zonéographie métamorphique	262
3. L'ellipsoïde de déformation finie	266
C. LES DISSYMETRIES, CRITERES DE CISAILLEMENT	271
1. Déformation et perte de symétrie	271
2. Les dissymétries de forme	274
3. Les dissymétries de réseau : orientations préférentielles du quartz	280
D. EN RESUME	287
<u>QUATRIEME PARTIE :</u>	
<u>CONCLUSIONS : LE GRAND CHEVAUCHEMENT CENTRAL HIMALAYEN, UN MODELE DE DEFORMATION INTRACRUSTALE ?</u>	291
A. LE M.C.T., UNE ZONE DE CLIVAGE CRUSTAL : SES CARACTERES TECTONIQUES ET METAMORPHIQUES	294
1. La déformation	294
2. Le métamorphisme	295
B. QUELQUES ASPECTS GEODYNAMIQUES DE LA ZONE DU M.C.T.	298
1. Zone de cisaillement unique, chevauchements multiples	299
2. Le métamorphisme inverse	300
2-1. Son origine	300
2-2. Quelques implications géodynamiques	305
C. EN RESUME : QUELQUES ASPECTS FONDAMENTAUX DU M.C.T. HIMALAYEN	308
D. LES CHEVAUCHEMENTS DE TYPE M.C.T., UN MECANISME DE DEFORMATION CRUSTALE TRES REPANDU ?	310

AVANT - PROPOS

Au Nord du sous-continent indien, l'Himalaya, gigantesque chaîne de 2 400 km de long, est le plus vaste et le plus élevé des ensembles montagneux de la Terre (72° à 97° de longitude Est, 27° à 37° de latitude Nord, moins de 100 m à près de 9 000 d'altitude. Il dessine un arc peu accusé, à convexité Sud, qui se raccorde géographiquement aux chaînes méridiennes du Pakistan (à l'Ouest) et de la Birmanie (à l'Est) par deux virgations accusées (les "Syntaxes").

Il faut le subdiviser en plusieurs régions naturelles ou politiques ; d'Ouest en Est, on distinguera ⁽¹⁾ (Fig. 1) :

- 1) La virgation occidentale, carrefour des frontières indiennes, pakistanaise, afghane, russe et chinoise ; c'est une zone complexe où se jouxtent plusieurs chaînes :
 - La plus septentrionale est le Pamir, prolongation vers l'Ouest de la chaîne du Kun Lun, qui, 500 à 1 000 km au Nord de l'Himalaya proprement dit, sépare le Tibet du Tarim.
 - Au Nord de l'Indus, la chaîne du Karakorum comprend 4 des 14 sommets de plus de 8 000 m d'altitude, dont le Mont Godwin Austen, ou K2, (8 611 m) second sommet mondial ; elle se poursuit vers l'Ouest, en Afghanistan, par l'Indu Kush, et vers le Sud-Est, en Chine, par les chaînes du Transhimalaya tibétain, au Nord des fleuves Indus et Tsangpo (ou Brahmaputra).
 - Au Sud de la boucle de l'Indus, à l'extrémité Ouest de l'Himalaya du Kashmir (ou Cachemire), le Nanga Parbat (8 126 m) forme le pivot de cette virgation.

- 2) L'Himalaya proprement dit, où se succèdent :
 - L'Himalaya du Kashmir, (Cachemiree),
 - Un secteur assez mal individualisé, où les sommets ne dépassent pas 6 500 m, correspondant à l'état indien de l'Himachal (région de Kulu et Rampur),

⁽¹⁾ La transcription des noms propres adoptée ici est celle en usage sur la plupart des cartes internationales, à l'exception des noms de pays : Inde ou Chine, et non India ou China ; pour les noms népalais, j'ai toujours utilisé la forme orthographique portée par les cartes topographiques à l'échelle du 1 pouce au mile (1/63360) établies par le Geographical Survey of India. De même, les altitudes données pour des points cotés situés au Népal sont la transcription en mètres des altitudes en pieds des cartes du G.S.I.

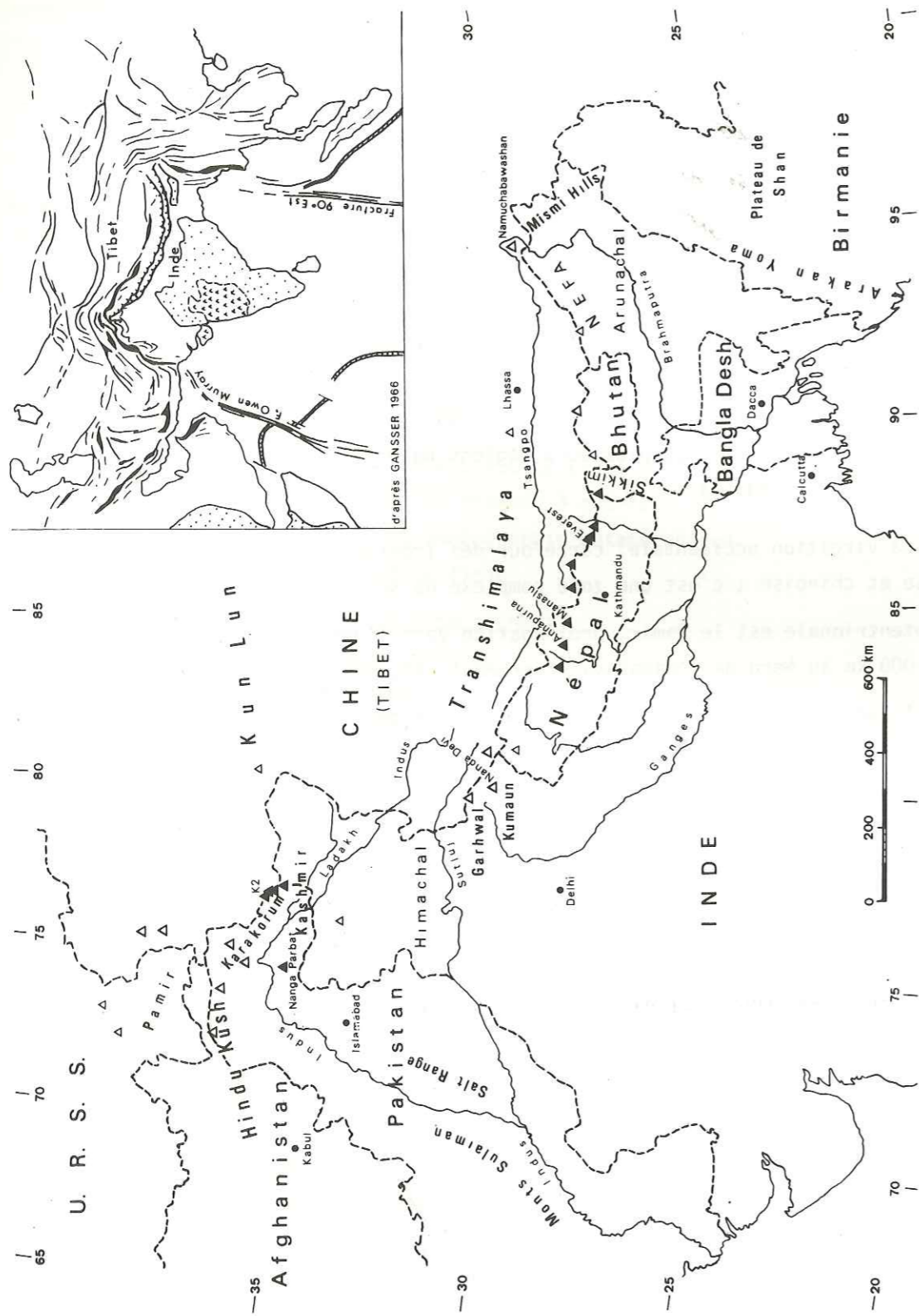


Figure 1. Principales subdivisions géographiques de l'Himalaya. En encadré : traits structuraux majeurs de l'Asie méridionale (en pointillé : boucliers précambriens ; = trapps du Deccan ; en noir : ophiolites).

- L'Himalaya du Garhwal, puis l'Himalaya du Kumaun, qui culmine à la Nanda Devi (7 818 m),
- L'Himalaya du Népal, qui forme sur 800 km la partie centrale de la chaîne et comprend ses plus hauts sommets (9 "plus de 8 000", dont le Mont Everest -en népalais, le Sagarmatha, en tibétain, le Jolmo Lungma-, 8 848 m d'altitude),
- L'Himalaya du Sikkim (au Nord de Darjeeling) et du Bhutan,
- enfin, l'Himalaya du NEFA (North East Frontier Agency), ou de l'Arunachal, qui se termine dans le coude du Brahmaputra par le dernier très haut sommet de la chaîne, le Nabuchabawashan (7 755 m), borne orientale de la chaîne, symétrique du Nangat Parbat.

3) La virgation orientale, où les Mishmi Hills, orientées Nord-Ouest - Sud-Est, relie l'Himalaya aux chaînes Indo-birmanes : plateau de Shan et chaînes de l'Arakan Yoma.

Les principaux aspects de la géologie de la chaîne himalayenne sont maintenant connus par de nombreux travaux, parfois très détaillés, de géologues indiens ou occidentaux, qu'il serait fastidieux de rappeler ici ; il faut cependant signaler l'importante monographie de GANSSER (1964), complétée récemment par une nouvelle carte synthétisant les données géologiques récentes et des interprétations de photos prises de satellites (GANSSER, 1977).

Très schématiquement, on peut subdiviser l'Himalaya en quelques grandes unités lithostratigraphiques qui se suivent de manière très continue d'un bout à l'autre de la chaîne ; on distinguera, de l'intérieur à l'extérieur de l'arc (du Nord au Sud) :

- La ligne Indus-Tsangpo : limite géologique Nord de l'Himalaya, c'est une cicatrice complexe de pendage général vertical, où sont pincés les témoins d'un ancien fond océanique (ophiolites et "colored melanges", flyschs d'âge Jurassique à Crétacé supérieur),
 - La zone sédimentaire tibétaine (1) : elle correspond à une série marine épicontinentale, continue du Cambrien au Crétacé supérieur ou à l'Eocène, recoupée par quelques massifs de leucogranites d'âge probablement Oligo-Miocène. Son soubassement fortement métamorphique définit "l'axe cristallin" de la chaîne.
- Ce domaine est charrié vers le Sud sur les formations du Moyen Himalaya, le long d'un grand contact anormal, le Grand Chevauchement Central, ou "Main Central Thrust" : c'est le M.C.T., sigle consacré par l'usage, que j'utiliserai donc par la suite ;
- Le Moyen Himalaya : affleurant largement aux Indes, c'est la partie de l'Himalaya où ont été effectués les travaux les plus anciens et les plus nombreux ; sa stratigraphie est

(1) Cette appellation traditionnelle prête toutefois à confusion : cette zone forme certes le versant tibétain de la Haute Chaîne ; mais le Tibet est situé pour l'essentiel au Nord de la suture Indus - Tsangpo, et correspond donc à un domaine paléogéographique différent (marge Nord, et non Sud, de la Thétys mésozoïque).

cependant encore largement controversée, car, hormis l'Eocène, il comprend surtout des sédiments azoïques ou très peu fossilifères, de surcroît souvent intensément tectonisés (superposition de plusieurs nappes). Dans ces formations, les corrélations précises d'une transversale à l'autre sont donc difficiles, ce qui entraîne, pour les décrire, une multiplication assez rébarbative de termes locaux ;

- Vers le Sud, le Moyen Pays chevauche à son tour la molasse Tertiaire des Siwaliks, par l'intermédiaire d'un chevauchement encore actif aujourd'hui, le Chevauchement Bordier (Main Boundary Thrust, ou M.B.T.) ; souvent raide en surface, il est dit aussi "Faille Bordière".

D'un point de vue global, la forme de la chaîne et sa place en Asie évoquent une genèse par "poinçonnement" du continent asiatique par le continent indien (ARGAND, 1922 ; GANSSER, 1966). Cette hypothèse, étayée par les données relatives à l'ouverture de l'Océan indien (FISHER et al, 1971 ; MCKENZIE et SCLATER, 1971 ; SCHLICH, 1974) et aux glissements sur les failles qui lui sont associées (lignes Owen-Murray et 90° Est), a été reprise au moment de l'apparition de la "tectonique des plaques" : l'Himalaya est une chaîne typiquement formée par collision continent-continent (DEWEY et BIRD, 1970 ; DEWEY et BURKE, 1973 ; LE FORT, 1971, 1975).

On peut estimer à plus de 1 500 km l'amplitude de la convergence qui a dû être absorbée par la croûte continentale depuis la limite Eocène - Oligocène, moment où s'est refermé au niveau de la suture Indus - Tsangpo l'Océan téthysien :

- La majeure partie de la déformation (plus de 1 000 km ?) aurait été absorbée de manière diffuse dans la plaque asiatique, par épaissement de la croûte continentale tibétaine (dont l'épaisseur actuelle atteint 70 km, NARAIN, 1973), et par le jeu de grands décrochements affectant toute l'Asie centrale (MOLNAR et TAPPONNIER, 1975).

- Le reste du raccourcissement (quelques centaines de kilomètres) a été absorbé par le continent indien, dont la bordure Nord s'est alors clivée "en jeu de cartes" (cf. MATTAUER, 1975, et coupe ci-contre), avec formation de grands chevauchements tels que le M.C.T. ou le M.B.T.

La chaîne himalayenne sensu-stricto est donc une chaîne uniquement intracontinentale ; elle résulte de la déformation du "poinçon" indien à partir du moment où les deux masses continentales Asie/Inde étaient arrivées directement en contact (collision), après fermeture de l'océan interplaque. L'aspect le plus caractéristique du mécanisme de cette déformation de la marge indienne septentrionale est sans conteste l'existence des grands cisaillements plats intracrustaux (Fig. 2).

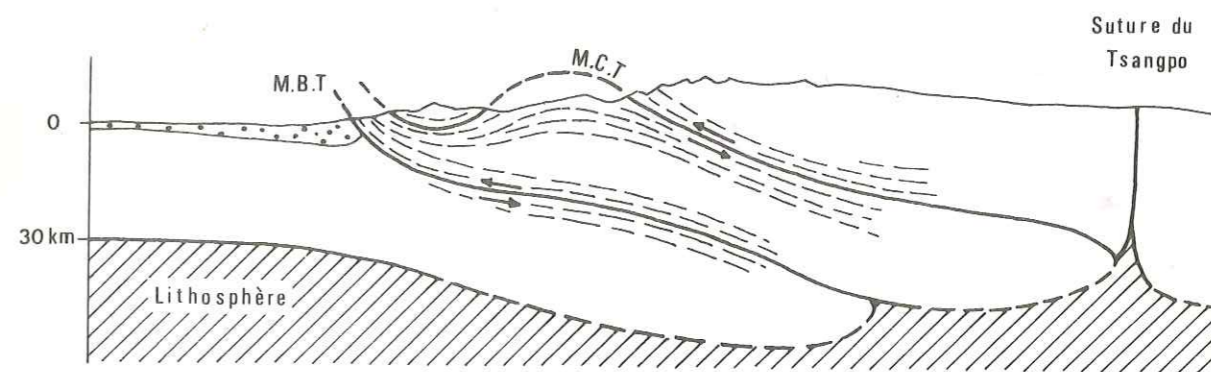


Figure 2. Coupe schématique de l'Himalaya, d'après MATTAUER (1974).

Dans les pages qui suivent, j'ai voulu analyser les modalités tectono-métamorphiques accompagnant l'un des résultats de la collision : le développement du M.C.T., étudié ici au Népal, dans la partie médiane de l'arc himalayen. Ce problème a été abordé successivement :

- en replaçant le phénomène dans son cadre régional (1ère partie),
- en déterminant les conséquences spécifiques du chevauchement (2ème et 3ème parties) :
 - le métamorphisme (contexte thermodynamique : pressions, température, fluides)
 - la déformation (géométrie aux différentes échelles).

Pour la commodité de l'exposé, j'ai dû dissocier ces deux aspects, bien qu'ils soient très étroitement associés l'un à l'autre dans une déformation de ce type.

Ce travail n'est donc pas une étude géologique exhaustive d'une région de l'Himalaya central ; il s'agit plutôt de "l'anatomie" d'un cisaillement intracrustal exemplaire, tel qu'il doit s'en produire dans la plupart des orogènes par collision.

PREMIERE PARTIE

LES ENSEMBLES EN PRESENCE

PRINCIPAUX ITINERAIRES PARCOURUS

L'Himalaya du Népal central est formé d'unités lithologiques parallèles à la direction de la chaîne (N 110° E environ), se suivant sans grandes perturbations sur de grandes distances.

Une première reconnaissance détaillée (1972) dans la vallée de la Modi Khola et dans la région de Pokhra, assez faciles d'accès, nous a permis de retrouver les grandes unités définies précédemment en Kaligandaki et en Marsyandi (BORDET et al., 1971 et 1975) et nous a permis de mieux définir les principaux problèmes posés par la zone du Grand Chevauchement Central (M.C.T.).

Pour confirmer les résultats obtenus au cours de cette première étude (en particulier l'absence "d'écaillés"), nous avons ensuite essayé de suivre en direction les différentes unités ainsi reconnues, en les recoupant de proche en proche par des itinéraires perpendiculaires à l'axe de la chaîne.

Cependant, au Népal, le choix des itinéraires -c'est-à-dire la position des coupes- est plus lié à des contraintes géographiques et logistiques que géologiques :

En dessous de 2 000 m d'altitude, dans la zone habitée, les meilleurs affleurements, les seuls réellement frais sous ce climat tropical où l'altération météorique est très active, se trouvent dans le lit des rivières. Mais celles-ci coulent trop souvent dans des gorges profondes et étroites, boisées, sans chemin, et, de ce fait, impraticables.

Parcourir à flanc les versants peut aussi être laborieux -pour des raisons de traditions agraires, peu de bons chemins coupent à flanc les versants cultivés- et souvent décevant : il s'agit le plus souvent de gigantesques versants glissés (à ce sujet, cf. THOURET, 1977), où l'on ne peut jamais être sûr d'avoir affaire à la roche en place, sauf à la traversée de quelques éperons secondaires. Il reste donc les lignes de crêtes, souvent suivies par les chemins principaux. On y circule bien -moyennant d'innombrables descentes et remontées imposées par un relief très jeune- et les affleurements sont assez nombreux, mais trop souvent altérés, ce qui gêne l'échantillonnage.

Entre 2 000 et 3 500 m environ, c'est le domaine de la forêt, impénétrable en dehors de quelques chemins d'alpage, souvent tracés le long des crêtes principales. Malgré cela, les conditions d'affleurement sont ici presque toujours mauvaises (couche d'humus très épaisse). En outre, ce sont des chemins faits par des bergers qui les utilisent au

moment de la mousson ; pendant la période sèche -celle où nous travaillons- le tarissement des points d'eau est une gêne importante qui peut aller jusqu'à rendre ces chemins impraticables.

Plus haut, au-dessus de 3 500 m à 4 000 m, commence le domaine des alpages et de la haute montagne : les affleurements sont meilleurs et la circulation n'est plus limitée que par la raideur des pentes où par la neige, guère gênante en-dessous de 4 500 m d'altitude. C'est aussi la seule zone où les mégastuctures géologiques ressortent dans le paysage !

Les différents itinéraires suivis dessinent une douzaine de coupes principales, souvent parcourues en plusieurs tronçons ; ce sont, d'Ouest en Est, les suivantes (cf. carte en annexe) :

1. Coupe de la Modi Khola, entre son cirque glaciaire supérieur (le "Sanctuaire") et 5 km en aval de Birethanti (au total : 37 km en ligne droite). Coupe parcourue en 1972 avec P. BORDET et P. LE FORT, puis, en 1973, avec J. ANDRIEUX, A. BASSET, J.P. BASSOULET, M. COLCHEN, P. LE FORT et M. MATTAUER.
2. Coupe de la crête R.G. de la Modi Khola, de la base de la Dalle du Tibet jusqu'au col d'Anderineta, 28 km plus au Sud.
3. Coupe de la crête Sud du Machhapuchhare (crête de Korchon), entre l'altitude de 4 000 m et Pokhra (suivie en 1972, puis en 1975 avec J. DEBELMAS), prolongée vers le Sud par deux coupes avec G. MASCLE en 1974 :
 - crête r.g. de l'Andhi Khola jusqu'à la portion Est-Ouest du cours de la Kaligandaki (longueur totale : 65 km),
 - vallée de l'Andhi Khola, en suivant la route Butwal - Pokhra.
4. Deux coupes au niveau de Lamjung Himal (versant Sud-Ouest du Taunja, près du col du Namun Bhanjyang), prolongées vers le Sud par la crête r.d. de la Madi Khola jusqu'à Damauli sur la route Kathmandu-Pokhra (57 km).
5. Coupe de la Madi Khola et de la Midam Khola, de Ghanpokhra (limite de la dalle du Tibet) à Damauli (35 km).
6. Crête de Kunchha, entre la Madi Khola et la Marsyandi, de Ghanpokhra à Dumre (sur la route de Kathmandu - Pokhra) (40 km).
7. Coupe du Dudh Pokhri (le "lac de lait" au pied du Baudha, dans le groupe du Manaslu), à Dumre, en suivant la Cheppe khola, en 1975 avec P. VIALON (50 km).

8. Les coupes des deux rives de la haute Machkhola, prolongées vers le Sud par la coupe de la Darondi Khola et de la Marsyandi jusqu'à Muglin, sur la route Kathmandu - Pokhra (63 km).

9. Coupe de la r.d. de la Bhuri Gandaki, de 5 km en aval de Jagat à 15 km en aval d'Arughat Bazar, puis de la crête vers Muglin (63 km).

10. Coupe r.g. de la Burhi Gandaki, jusqu'à Benighat, sur la route Katmandu - Pokhra, au confluent avec la Trisuli Gandaki (55 km).

11. Coupe de la rive gauche de l'Ankhu Khola, du pied du Ganesh Himal au col de Kintang et du col à Trisuli Bazar, sur la rivière Trisuli, avec P. VIALON, en 1975 (42 km).

Les données que j'ai pu recueillir, seul ou avec d'autres (P. LE FORT en particulier), le long de ces coupes, ont été complétées par des données de :

- Patrick LE FORT et Michel COLCHEN, qui ont décrit en détail les coupes de la haute Khaligandaki ou Thakkhola, à l'Ouest de (1) et de la Marsyandi, entre (6) et (7), et m'ont fournis de nombreux renseignements sur la haute vallée de la Burhi Gandaki ;

- Georges MASCLE, qui a étudié la région entre Pokhra et Butwal, près de la frontière indienne ;

- Jean-Louis LASSERRE qui a étudié dans tout le Moyen Pays central différents petits massifs de roches basiques.

En définitive, ces coupes, réparties sur 150 km de la chaîne, dessinent un maillage assez lâche de 10 à 15 km, imposé par les possibilités de circulation et le temps dont nous disposons ; mais il s'est révélé suffisant, compte tenu d'une certaine monotonie de la géologie régionale.

De plus, certains niveaux repères ont été suivis en direction pour éviter de fausses corrélations d'une coupe à l'autre ; des itinéraires complémentaires ont aussi été parcourus dans les environs immédiats du M.C.T., qui a été recoupé au total en plus de vingt endroits différents.

Nous décrirons maintenant les ensembles en présence, en conservant la subdivision aujourd'hui bien établie en :

- Séries Sédimentaires Tibétaines ,
- Dalle du Tibet (c'est-à-dire leur soubassement métamorphique) ,
- et Formations du Moyen Pays Népalais.

Remarque

P. BORDET (1961) avait défini sous la Dalle du Tibet une "zone des écaïlles", équivalente grosso-modo à la nappe cristalline inférieure du Népal Occidental (FUCHS et FRANK, 1970a, ou à la nappe d'Almora du Kumaun (Valdiya, 1977). Nous verrons qu'il n'y a pas lieu d'attribuer une telle signification tectonique à cette zone, qui, pour nous, fait partie intégrante des formations du moyen-pays népalais ; elle ne sera donc pas décrite comme une entité distincte.

CHAPITRE 1

LES SERIES SEDIMENTAIRES TIBETAINES

1. GENERALITES

Les Séries Sédimentaires Tibétaines, qui n'affleurent presque pas sur le versant méridional de la Haute Chaîne, forment d'immenses étendues sur son versant septentrional, jusqu'à la vallée du Tsangpo. Au niveau de la transversale Annapurnas - Manaslu, elles ont été étudiées en détail par J.P. BASSOULET, M. COLCHEN et P. LE FORT dans les hautes vallées de la Kaligandaki (région de la Thakkhola), de la Marsyandi (région du Nyi-Shang) de la Burhi Gandaki et de la Shiar Kholā. Ces auteurs ont reconnu la lithostratigraphie suivante :

Les gneiss ocellés, caractéristiques de la formation sommitale de la Dalle du Tibet, passent à des alternances de gneiss et de cipolins (gneiss en plaquettes de Traglung ; P = 300 à 500 m), puis à une épaisse masse carbonatée (P = 700 m) : les cipolins de Larjung (en Thakkhola) ou de Mutsog (en Nyi-Shang).

Ceux-ci sont surmontés des grès blancs et des schistes et calschistes noirs de Pi (P = 1 000 m), puis des calcaires jaunes de Tukche (P = 2 000 m) (comm. orale M. COLCHEN, 1978).

Leur font suite des calcaires caractéristiques à alternances gris-bleu et ocres, de 500 à 700 m d'épaisseur ; les calcaires des Nilgiris (en Thakkhola) ou de Drongkhang (en Nyi-Shang) ; une faune du Llanvirnien y a été trouvée (COLCHEN, 1971). Les premiers niveaux datés paléontologiquement dans les Séries Sédimentaires Tibétaines sont donc Ordovicien inférieur. Par continuité, il a été proposé (BORDET et al., 1971 et 1975) que les formations sous-jacentes de Pi représentent la base de l'Ordovicien, et que les cipolins de Larjung - Mutsog soient Cambrien.

Après le dépôt des calcaires des Nilgiris, la sédimentation s'est poursuivie sans grandes discontinuités pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. En Thakkhola, le dernier niveau connu sous les formations rouges de la Thakkhola (Pliocène probable) appartient à l'Aptien supérieur (MOUTERDE, 1971). Plus à l'Est, sur le flanc Nord du Mont Jolmo Lungma (souvent appelé Mont Everest), il a été décrit une série beaucoup plus complète, se terminant avec de l'Eocène marin (MU-AN-TZE et al., 1973).

La puissance totale des sédiments paléozoïques, depuis les gneiss oeuillés sommitaux de la Dalle du Tibet, est variable : en Thakkhola, 6 000 m ; en Nyi-Shang, 3 500 m en moyenne, mais seulement 1 300 m sur le "dôme de Nar". Celle des sédiments mésozoïques est de 3 500 m en Thakkhola.

Il s'agit d'une sédimentation essentiellement marine épicontinentale, avec des épisodes pélagiques à l'Ordovicien, au Silurien et au Dévonien inférieur (COLCHEN, 1971), interrompue temporairement et localement par des épisodes plus continentaux : lentilles de charbon en Thakkhola et schistes à plantes de Tsum au Permo-Carbonifère (COLCHEN, 1971, 1975), grès à plantes au Crétacé inférieur (MOUTERDE, 1971). L'abondance des matériaux détritiques est toujours remarquable ; le volcanisme en est absent, excepté un épisode spilitique au Permien (LE FORT, 1975) et des grès à débris volcaniques au Crétacé (MOUTERDE, 1971). Ce type de sédimentation, les variations d'épaisseurs importantes, les lacunes, ... reflètent une certaine instabilité de ce domaine, nette au Paléozoïque (au Carbonifère et au Permien en particulier). Toutefois, il ne s'agit là que d'une activité tout au plus épiorogénique ; ainsi "aucune discordance notable ne sépare les différentes assises du Paléozoïque entre elles, et celles-ci du Trias" (COLCHEN, 1975).

Remarque

Les Séries Sédimentaires Tibétaines sont à leur base de plus en plus métamorphisées, et passent progressivement, sans hiatus métamorphique ni tectonique, aux formations de la Dalle du Tibet. La limite entre le "sédimentaire" et sa base métamorphique est donc forcément quelque peu arbitraire. Ainsi, en Thakkhola, les auteurs précités rattachent à la Dalle du Tibet les gneiss en plaquettes qui surmontent les gneiss oeuillés, tandis qu'en Nyi-Shang, ces mêmes gneiss sont décrits avec le sédimentaire Tibétain.

Par ailleurs, la différence morphologique est nette entre le sédimentaire, où les plis de superstructure se voient à l'échelle du paysage, et l'infrastructure métamorphique monoclinale. Si l'on retient, comme cela a été proposé par LE FORT (1975), un tel critère structural - implicitement contenu dans la dénomination "Dalle du Tibet" - il faut alors certainement classer les formations de Larjung - Mutsog dans la Dalle du Tibet et celles de Pi dans le sédimentaire.

Mais il est plus pratique de retenir comme limite supérieure de la Dalle du Tibet une limite lithologique suffisamment nette : j'ai donc choisi ici le sommet des gneiss oeuillés, qui forment un niveau repère facile à reconnaître sur le terrain, bien individualisé, alors que les termes sus-jacents passent les uns aux autres de façon progressive.

2. LES SERIES SEDIMENTAIRES TIBETAINES DU "SANCTUAIRE" (HAUTE MODI KHOLA)

Sur le versant Sud de la Haute Chaîne, les séries sédimentaires affleurent peu, et seulement à haute altitude. Nous n'avons pu atteindre que leur partie inférieure, qui affleure bien dans le magnifique cirque glaciaire où la Modi Khola prend sa source, le "Sanctuaire".

Ce cirque, dont le fond est à 4 000 m d'altitude, est enchâssé entre le Hiunchuli (6 441 m) et le Modi Peak (7 219 m) au Sud-Ouest, la crête principale Annapurna I (8 091 m), Roc Noir (7 485 m), Glaciar Dome (7 069 m), Gangapurna (7 454 m), Annapurna III (7 555 m) au Nord, et le fameux sommet du Machhapuchhare (6 993 m ; en népalais, la "queue de poisson") au Sud-Est. On y accède en cinq jours de marche depuis Pokhara, en remontant les étroites et profondes gorges de la Modi Khola.

Nous y avons retrouvé une série comparable à celle décrite en Thakkhola ou en Nyi Shang. Elle comprend, de bas en haut (Fig. 5 p.19) :

- 1 - Des gneiss en plaquettes (épaisseur apparente probable : environ 800 m) qui ont été observées surtout en éboulis. Faits de niveaux pluricentimétriques plus ou moins calcaires ou quartzeux séparés par de minces interlits à biotite ou plus rarement amphibole - grenat, ils ont un débit en plaquettes caractéristique.

Leur contact avec les gneiss oeuillés sous-jacents se situe environ 2 km en aval de l'entrée du Sanctuaire. Il n'a pu être directement observé. Il n'y a cependant aucun hiatus tectonique ou métamorphique à ce niveau : comme leurs homologues en Thakkhola ou en Nyi Shang, les gneiss en plaquettes semblent bien correspondre à la suite normale des formations de la Dalle du Tibet.

- 2 - Plus haut dans la série, ces gneiss sont de plus en plus carbonatés : il s'agit maintenant de niveaux calcaires massifs, de quelques dm de puissance, séparés par des inter-niveaux plus riches en phyllites. Certains bancs sont riches en amphiboles.

Cette formation correspond aux calcaires de Larjung - Mutsog. Son épaisseur apparente, environ 1 200 m, est la même que celle notée en Nyi-Shang.

Les niveaux (1) et (2) sont injectés d'un réseau de pegmatites parfois très dense, en général concordantes dans la schistosité métamorphique ; souvent bien visibles de loin, elles permettent une reconnaissance aisée de ces formations dans la paysage.

Minéralogie

Les échantillons Mo32 à Mo41 ont été prélevés dans le thalweg à l'Est de l'abri

sous roche de Hinko, entre 3 185 m et 3 245 m d'altitude.

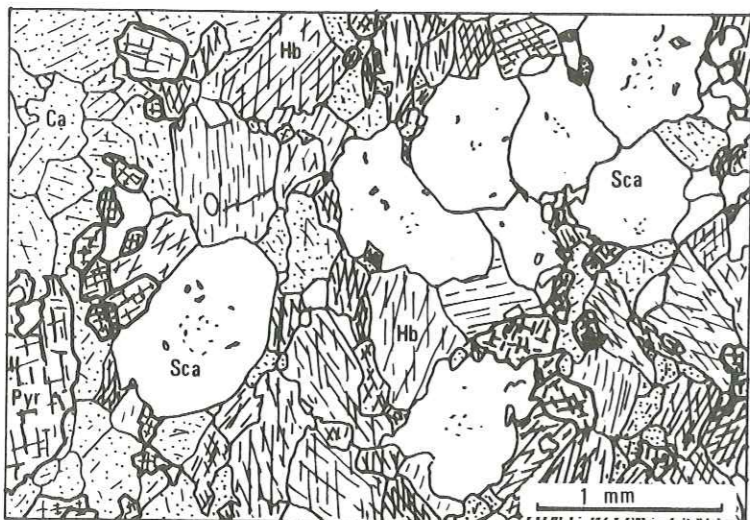


Figure 3. Echantillon Mo 41. Micrographie d'après photo.

Selon les niveaux, le minéral le plus abondant est soit de la calcite, soit de la hornblende verte ($2V = -80^\circ$ à -90° , $Ng \wedge c = 16$ à 20°) ; ces minéraux sont associés à un peu de quartz, à du pyroxène, et à du scapolite aux teintes de polarisation orangées (dipyre probable) (Fig. 3).

Le pyroxène, vert amande, est sans doute un diopside aëgyrinique, aux caractères optiques assez variables ($2V = -60^\circ$ à $+64^\circ$; $Np \wedge c = 30^\circ$ à 41°). Il forme souvent des amas polycristallins centimétriques, entourés alors d'une auréole de quelques mm d'épaisseur faite uniquement de quartz et scapolite.

Dans certains lits, l'amphibole peut aussi être associée à de l'oligoclase, ou, plus rarement, à du microcline.

- 3 - Aux calcaires (2) succèdent des alternances calcaréo-gréseuses (ép. app. 700 m) : bancs d'épaisseur variable (quelques cm à 20 cm) de calcaires jaunes à biotites alternant avec des niveaux gréseux gris à grain fin à rosettes d'amphiboles ; ces derniers sont de plus en plus abondants au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Cet ensemble peut s'observer dans de bonnes conditions en r.d. de la Modi Khola, vers 3 600 m d'altitude, à la sortie des gorges, au débouché dans le cirque supérieur.

En lame mince, on observe la minéralogie suivante :

- Dans les interbancs, peu épais, une trame biotique abondante isole des grains demi-millimétriques de plagioclase (An 28 à An 32, maclé albite), de quartz (peu) et de sphène.

- Le reste de la roche est à calcite et amphibole prédominantes. La texture est équigranulaire (taille du grain : environ 1mm), sans orientation préférentielle nette.

- 4 - Les niveaux gris, schisto-gréseux, deviennent ensuite prépondérants : la roche est alors formée d'alternance (cm au dm) de niveaux gréseux, les plus abondants, de niveaux calcaires ou dolomitiques et de petits interbancs phylliteux. Les niveaux gréseux, exceptés quelques rares passées gréso-quatziques, contiennent toujours un peu de carbonate (calcite, dolomite ou plus rarement ankérite, cf. ci-dessous matrice de l'échantillon Mo 94) ; l'amphibole est remplacée par de la biotite et de la chlorite.

Localement, quelques figures sédimentaires se reconnaissent encore bien : niveaux à slumps (blocs éboulés à la base r.g. du glacier principal), stratifications obliques (r.g. du glacier du Gangapurna).

A l'échelle du paysage, ces grès gris se distinguent bien des calcaires ocres ou jaunes sous et sus-jacents (photo 2) ; ils forment la majeure partie des parois qui encerclent le Sanctuaire. Intensément plissés, leur épaisseur est difficile à apprécier : sans doute de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

Minéralogie

L'échantillon Mo94 a été récolté à l'entrée du "Sanctuaire", à 3 685 m d'altitude : c'est un niveau gréseux gris intercalé dans les calcaires jaunes (formation 3 ci-dessus).

L'échantillon Mo84, d'aspect très analogue, provient du versant Ouest du Tent Peak, à 4 995 m d'altitude ; il correspond à un niveau de la partie supérieure des grès gris du "Sanctuaire" (formation 4).

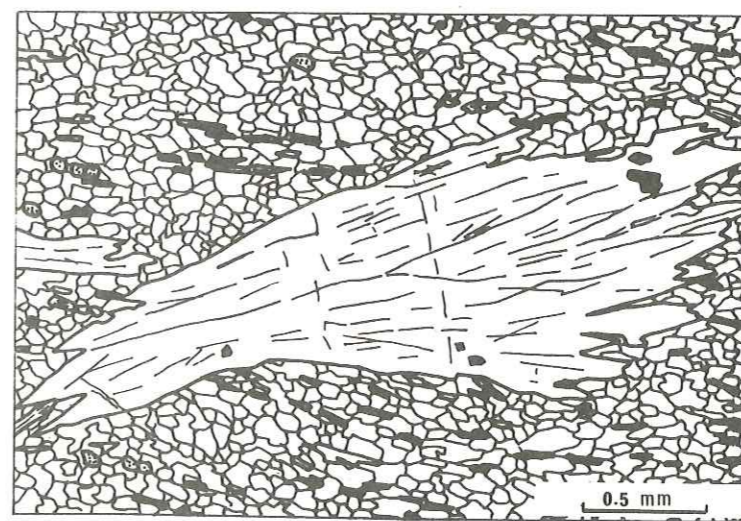


Figure 4. Echantillon Mo 94. Micrographie d'après photo.

Au microscope, le fond de la roche est très semblable dans les deux cas ; il est formé pour l'essentiel de quartz à grain très fin (0,1 à 0,5 mm) dessinant une mosaïque irrégulière, associé à quelques grains de plagioclase (An 5 à An 10 dans l'éch. Mo84, oligoclase dans l'éch. Mo94), et à des minéraux accessoires assez abondants : de la magnétite, surtout, et quelques grains d'épidote (pistacite), de zircon et de sphène. Les joints

de grains sont souvent salis par de la calcite qui s'infiltré entre les cristaux de quartz.

Ces échantillons diffèrent cependant par la nature de leurs minéraux ferro-magnésiens :

- Dans l'éch. Mo94 (Fig. 4), à côté des petites paillettes de biotite brune ou muscovite qui soulignent la schistosité, il existe des cristaux d'amphibole incolore, fibreuse, souvent regroupés en gerbes de quelques mm de long ; ses caractères optiques sont ceux d'une anthophyllite légèrement ferrifère ($\alpha = 0^\circ$, $2V = +85^\circ$).

- Dans l'éch. Mo84 (cf. Fig. 89 p.), il n'y a plus d'amphiboles, mais la biotite, de teinte brun vert, et la muscovite, en quantité à peu près égale, sont abondantes et associées à un peu de chlorite.

- 5 - A sa partie supérieure, la formation (4) est de nouveau plus carbonatée ; les bancs de grès deviennent plus massifs, plus épais (1 m) et plus riches en calcite, et alternent avec des bancs de calcaires cristallins jaunes. L'épaisseur de cette formation, mesurée en r.d. de la vallée du Gangapurna, est de 400 m. Nous avons pu aussi l'observer à la base des parois du Fang ou de l'Annapurna I, sur les rognons rocheux à la base Ouest du Tent Peak, vers 5 200 m d'altitude.

- 6 - La suite de la série est faite de calcaires jaunes saccharoïdes, massifs ; nous ne les avons atteints qu'au fond du Glacier du Gangapurna : fortement pentés Sud, ils forment les splendides dalles monolithiques des versants Sud du Gangapurna et de l'Annapurna III.

Dans cette vallée, leur succèdent plus au Nord, en position légèrement renversée, les calcaires bleus et jaunes des Nilgiris, que nous n'avons vus qu'en blocs dans la moraine. Mais la limite calcaires jaunes - calcaires bicolores des Nilgiris se voit bien dans le paysage, ce qui permet d'estimer l'épaisseur des calcaires jaunes : elle est très forte, de l'ordre de 2 500 m.

Un peu plus à l'Ouest, la face Sud de l'Annapurna I, paroi haute de 3 000 m, est formée des niveaux de transition aux grès gris (5) et de ces calcaires jaunes, pentés environ à 30° vers le Nord (photo 1). A cet endroit, l'épaisseur minimum que l'on peut en déduire pour les calcaires est d'au moins 2 000 m.

Dans les niveaux (5) et (6) nous avons pu observer d'assez abondantes traces fossiles : pistes ou terriers de vers, et formes très mal conservées qui pourraient être des trilobites (?).

3. COMPARAISON AVEC LES COUPES DE THAKKHOLA ET DE NYI SHANG

La figure 5 montre les correspondances entre les séries observées en Haute Modi Khola et celles déjà décrites par ailleurs.

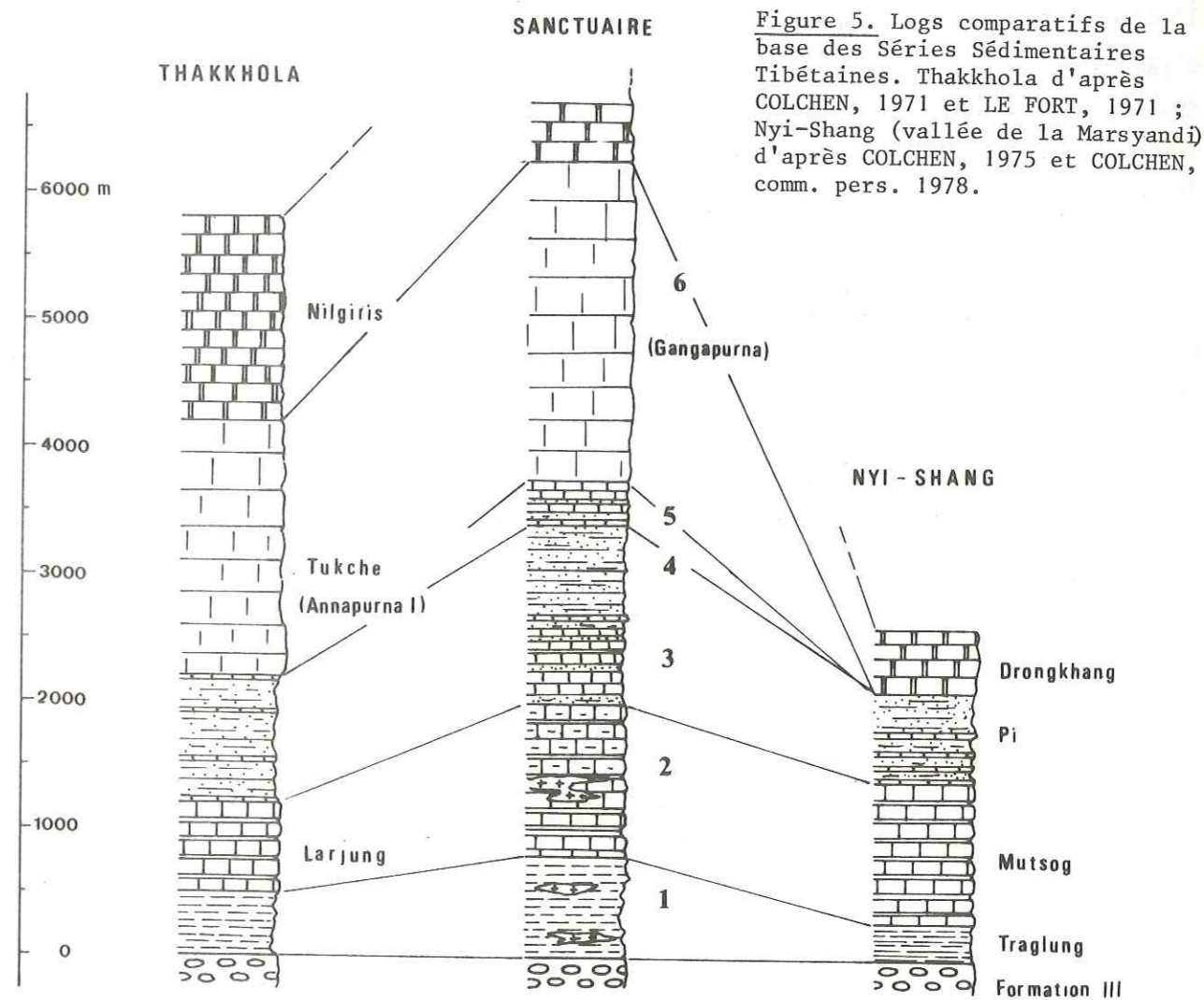


Figure 5. Logs comparatifs de la base des Séries Sédimentaires Tibétaines. Thakkhola d'après COLCHEN, 1971 et LE FORT, 1971 ; Nyi-Shang (vallée de la Marsyandi) d'après COLCHEN, 1975 et COLCHEN, comm. pers. 1978.

On notera :

- L'analogie des types lithologiques, à l'exception des formations de Pi, à prédominance calcaire nette en Nyi-Shang, et gréseuse en Modi Khola (où une fraction carbonatée est cependant toujours présente).

- La grande variabilité des épaisseurs. Dans les termes inférieurs (1) à (3) ou (4), très déformés et assez fortement métamorphiques, il est illusoire de vouloir comparer les épaisseurs entre elles de manière rigoureuse. Mais, comme l'état de déformation-métamorphisme est à peu près analogue d'une coupe à l'autre, il est probable que les variations

observées reflètent au moins en partie des variations latérales initiales.

Dans les termes supérieurs, beaucoup moins transformés, les différences observées montrent bien des variations d'épaisseurs initiales importantes et rapides :

- les grès et calcaires de Pi, sans doute peu épais en Thakkhola, où ils ont échappés à l'observation, semblent plus épais en Modi Khola qu'en Nyi Shang.
- les calcaires jaunes de Pi supérieur (calcaires des Annapurnas) n'existent pas en Nyi Shang ; ils existent en Thakkhola (calcaires de la falaise au Nord de Tukche, communication personnelle M. COLCHEN), où leur épaisseur serait du même ordre de grandeur que celle observée sur la coupe intermédiaire de la Modi Khola.

Ainsi, les formations sédimentaires de la haute Modi Khola se caractérisent par leur grande épaisseur : plus de 6 000 m de terrains entre les gneiss ocellés sommitaux de la dalle du Tibet et les calcaires des Nilgiris, contre seulement 4 200 m une vingtaine de kilomètres plus à l'Ouest, en Thakkhola, ou 2 000 m quelques kilomètres au Nord-Est, en Nyi Shang. Ceci révèle des taux de sédimentation très variables selon les secteurs (zone épicontinentale assez instable, dès le Paléozoïque inférieur).

CHAPITRE II

LA DALLE DU TIBET

Il s'agit donc du soubassement fortement métamorphique des Séries Sédimentaires Tibétaines. Il a reçu plusieurs dénominations d'un bout à l'autre de la chaîne. Celle de "Dalle du Tibet" fut introduite par Lombart (1958) dans la région de l'Everest. Ce terme qui rappelle la morphologie de cette zone, fut repris par BORDET (1961) au Népal Central, où il convient particulièrement bien : qui regarde cet ensemble gneissique depuis les collines du Moyen-Pays ou lors de la remontée d'une vallée transverse ne peut qu'être frappé par l'unité morphologique de cette énorme "dalle", massive, légèrement basculée vers le Nord, couchée sur les terrains aux formes beaucoup plus douces du Moyen Pays.

Sur le versant Sud des Annapurnas et du Manaslu, je n'ai pu traverser toute l'épaisseur de la Dalle du Tibet qu'en Modi Khola ; bien que les conditions d'affleurement ne soient pas toujours très bonnes dans cette vallée, il s'agira donc de notre coupe de référence, complétée par des données récoltées sur le plateau de Ritirbini (une vaste zone d'alpages qui appartiennent au village de Gandrung, située entre 3 000 et 5 000 m d'altitude, au pied de la face sud de l'Annapurna Sud (le Modi Peak), sur la crête entre Modi Khola et Thakkhola).

/ A. LA DALLE DU TIBET EN MODI KHOLA ET A RITIRBINI /

On retrouve en Modi Khola des unités lithologiques très analogues à celles différenciées auparavant par LE FORT (1971 et 1975) en Thakkhola et en Marsyandi. Il est pratique ici aussi de les regrouper en trois formations ; de bas en haut, ce sont :

- la Formation I, composée de gneiss et migmatites ;
- la Formation II, où les gneiss à minéraux calciques prédominent ;
- la Formation III, aux gneiss ocellés très caractéristiques.

Leurs épaisseurs respectives en Modi Khola sont de 4 500 m pour la Formation I, 2 500 m pour la Formation II et environ 500 m (?) pour la Formation III.

1. LA FORMATION I, BASALE

a) Principaux faciès macroscopiques

- Les gneiss à micas, grenat, disthène

Sur le terrain, le faciès le plus caractéristique de cette formation est un

gneiss à disthène : gneiss à grain grossier (mm au cm) où des lits quartzo-feldspatiques centimétriques, irréguliers, alternent avec des lits plus minces très riches en biotite et/ou muscovite. A plat dans ces lits se voient souvent des cristaux automorphes de disthène bleu-verdâtre ; leur taille peut atteindre 5 ou 6 cm, et leur abondance est localement énorme (présence de "disthénites") ; résistant bien à l'altération, ils donnent çà et là une teinte bleue très particulière aux arènes des chemins.

Les grenats peuvent être aussi très abondants ; leur taille, quelques mm en général, peut atteindre 3 à 4 cm. A Ritirbini, nous avons pu observer des grenats plurim. à structure hélicitique très nette, soulignée par des inclusions de disthène dessinant la schistosité interne tournée.

Dans le détail, ces gneiss sont assez variés : certains niveaux sont plus quartzitiques, ou au contraire plus phylliteux. La base de la formation est particulièrement riche en schistes quartzo-feldspatiques à muscovite-grenat ; les niveaux les plus bas contiennent en outre peu de chlorite vert acide.

- Les migmatites

La Formation I est en général migmatisée : à l'échelle de l'affleurement, il y a individualisation de masses quartzo-feldspatiques à textures granitique ou aplo-pegmatitique (pour les mobilisats les plus tardifs) qui détruisent l'architecture originelle du gneiss.

Dans un premier stade, le mobilisat, peu abondant, boursouffle les lits de gneiss (textures phlebitiques ou stromatitiques, MEHNERT, 1968 ; endomigmatites, TOURRET, 1969) ; il migre ensuite dans les noeuds des lits boudinés, en particulier les lits les plus quartzeux, ou dans les têtes des plis synschisteux. Sur certains affleurements, la pénécontemporanéité de la mobilisation et du plissement ressort alors clairement : le même mobilisat est d'abord plissé, puis migre dans la tête des plis qui se forment, et enfin finit par recouper ces plis.

Dans les stades plus avancés, qui ne s'observent que dans la partie supérieure de la formation, la majorité du matériel quartzo-feldspatique est mobilisé, et le gneiss initial ne se reconnaît plus que dans des schlierens aux contours flous. La mobilisation peut même aller jusqu'à l'anatexie totale des niveaux les plus fusibles, avec individualisation de petits niveaux ou de loupes de granite d'anatexie.

- Les intercalations de gneiss de type Formation II ou III

Les très beaux affleurements de Ritirbini permettent d'observer au sein de la Formation I des niveaux qui par leur nature rappellent tout à fait les Formations II ou III sus-jacentes : il s'agit de gneiss à minéraux calciques, de quartzites et des gneiss-oeillés.

La zone la plus épaisse -environ 125 m- a été recoupée en bordure Sud du Plateau de Ritirbini, 800 m au Sud-Est du p.c. 13490 f. (feuille 62P/16 du Geographical Survey of India) entre 3 785 m et 3 910 m d'altitude ; elle montre de bas en haut (Fig. 6) :

- des gneiss amphiboliques ou pyroxéniques ;
- des gneiss migmatiques qui débutent par des gneiss oeillés grossiers (yeux feldspathiques plurim. allongés dans la schistosité) ;
- une barre de quartzites finement rubanés , en petits bancs décimétriques.

Les contacts sont brusques, mais non tectoniques.

Cette bande a pu être recoupée un kilomètre plus à l'Ouest, où elle montre des épaisseurs un peu différentes : quartzites presque inexistantes, gneiss oeillés épais de plusieurs dizaines de mètres.

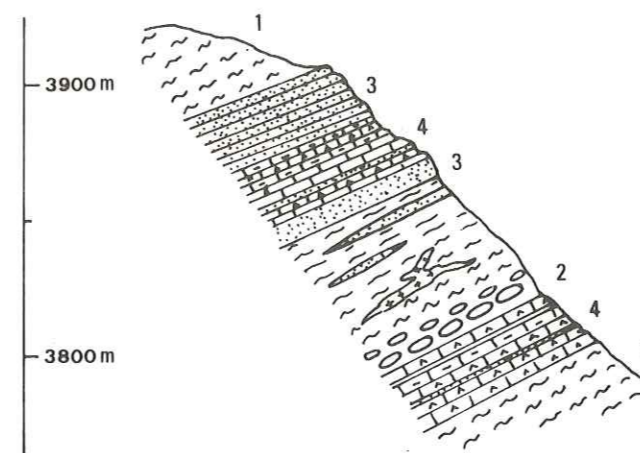


Figure 6. Ritirbini : coupe semi-schématique des niveaux quartzitiques et carbonatés "interstratifiés" dans la Formation I.
1 : gneiss banaux ; 2 : embréchites oeillées ; 3 : quartzites ; 4 : amphibolite et pyroxénites.

Des niveaux analogues existent aussi plus près du sommet de la formation, vers 4 135 m, en rive gauche du vallon au Sud-Est du p.c. 15420 f. ; ce sont ici des minces niveaux pyroxéniques, montrant de nombreuses figures de plis superposés.

De telles passées de gneiss à minéraux calciques, qui peuvent évoquer sur le terrain une reprise du contact des Formations I et II dans un système de plis isoclinaux, ne sont en réalité pas rares dans la Formation I ; mais presque toujours très minces, ils passent le plus souvent inaperçus faute d'affleurements de suffisamment bonne qualité. D'une coupe à l'autre, nous en avons rencontrés à des niveaux très variés de cette formation, même très près de sa base (arête Sud-Ouest de Korchon). Il s'agit donc sans doute d'intercalations d'origine stratigraphique.

b) Minéralogie des gneiss de la Formation I

- Les gneiss peu mobilisés

Les échantillons Mo10 à Mo15 proviennent d'un affleurement situé dans un thalweg 200 m en amont de la maison de Khuldi Ghar, sur le chemin qui remonte la r.d. de la Modi Kholā depuis Chhumrung ; ils sont assez représentatifs des principaux types de gneiss de la Formation I.

L'affleurement comporte deux parties (Fig. 7) : à la base des gneiss grossièrement rubannés, avec alternance de niveaux clairs à grain fin (Mo 14) et de niveaux surmicacés (Mo15), où les grosses biotites dessinent une schistosité irrégulière, flexueuse, oblique sur la foliation (limite lit clair - lit sombre). Au-dessus, il y a des gneiss leucocrates (Mo13) ponctués de petits grenats roses, nettement orientés bien que sans véritable litage.

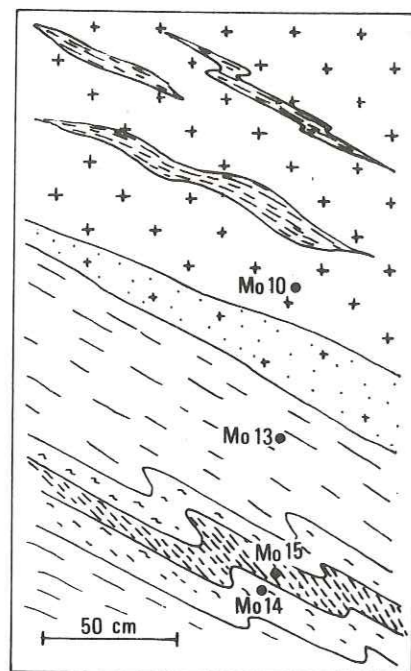


Figure 7. Affleurement de khuldi Ghar, Modi-Khola

Enfin, toute la partie supérieure de l'affleurement a l'aspect macroscopique d'un granite d'anatexie (Mo10) : roche claire, grenue, équante si ce n'est la présence de quelques schlierens étirés parallèlement au rubanement des gneiss. Le contact entre le gneiss et le "granite" est souligné par une zone de quelques centimètres analogue au granite, mais à grain plus fin.

Au microscope

Mo14 La partie claire des gneiss montre une texture en mosaïque assez irrégulière. La schistosité métamorphique est marquée par les biotites très fortement

pléochroïques (beige pâle - brun acajou) disséminées dans toute la roche.

Le quartz (60 % en volume de la roche) est associé à du plagioclase (20 %), à chimisme assez variable : sa teneur en anorthite, mesurée à la platine universelle, varie d'un individu à l'autre (35 à 55 %) ; il est toujours maclé, albite ou très souvent albite-péricline.

Mo 15 Les lits surmicacés sont constitués pour moitié de biotite ; les baguettes d'1 ou 2 mm sont regroupées en lits irréguliers et discontinus séparant des petites loupes quartzo-feldspathiques. Elle est toujours étroitement associée à des petites baguettes opaques (magnétite et graphite) et surtout à de l'épidote : ce sont de petits cristaux (1/2 mm) automorphes inclus dans la biotite, ou des cristaux plus gros (1 à 2 mm) dans les mêmes lits.

L'épidote, homogène et incolore en L.N., apparaît toujours zonée en L.P. : un coeur ovale polarise dans les gris-jaune du 1er ordre ; il est entouré d'un cortex aux teintes anormales gris bleutées. Le clivage, parallèle à l'allongement principal des cristaux, n'existe pas toujours dans la partie centrale. Lorsqu'il existe, il se prolonge sans perturbation d'une zone à l'autre (Fig. 8).

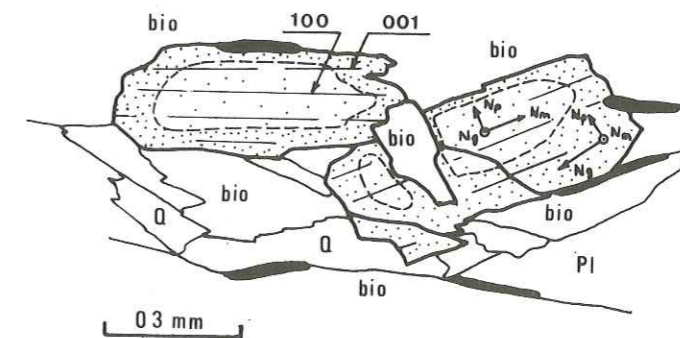


Figure 8. Ech. Mo15. Epidote zonée (coeur : zoisite ; périphérie : clinozoisite). Ng, Np, Nm : position des indices principaux

Le coeur est une zoisite (2V = +42 à +46) de type β , ferrifère (TROGER 1959) ; Np est perpendiculaire au clivage visible (100). La périphérie est une clinozoisite ferrifère : 2V = +78 à -84 ; angle de Ng et du clivage : 16 à 20° ; nature du clivage : (001).

Il y a donc eu nourrissage d'un germe orthorhombique par une épidote de composition très voisine, mais monoclinique, en respectant certaines contraintes géométriques : orientation (001) de l'épidote monoclinique 2 parallèle à (100)

de l'épidote orthorhombique 1 (d'où continuité apparente du clivage) ; Nm de l'épidote 2 faisant un angle faible à nul avec Ng de l'épidote 1 ([010] parallèle à [001]).

On remarque que s'il existe des contacts zoisite - quartz ou feldspath (couronne de clinozoisite interrompue), il n'existe par contre jamais de contacts directs zoisite - biotite : quand ces minéraux sont voisins, ils sont toujours séparés par un liseré de clinozoisite ; ce dernier minéral proviendrait donc d'un rééquilibrage -ou d'une reprise de cristallisation- de la zoisite contemporaine de la formation de la biotite.

Les analyses de ces épidotes à la microsonde (cf. annexes) sont en bon accord avec les déterminations optiques : la composition est celle d'une clinozoisite ferrifère, avec 10 % de Fe substitué à Al, et reste homogène dans tout le minéral.

Dans la même lame Mo15, la zoisite se présente aussi avec un habitus très différent : en gros amas bourgeonnant, vermiculés, étroitement associé à du quartz, un peu de plagioclase et de la biotite, séparée alors en général par un mince liseré de quartz de l'épidote.

Les lits lenticulaires clairs sont formés pour leur part de quartz et surtout de plagioclase ; il s'agit d'andésine An 40 à 47 à macles complexes (Manebach-Acline) (détermination optique à la platine universelle ; composition donnée par une analyse à la microsonde : Ab = 50.0, An = 49,3, FK = 0.7 %).

Enfin, il existe quelques grenats globulaires à inclusions arrondies de quartz.

Mo 13 Dans ce gneiss leucocrate, faciès très banal dans toute la zone supérieure migmatitique, la foliation, irrégulière, est marquée par : de la biotite, brun acajou foncé, associée à quelques gros grenats (0,5 à 3 mm) et à un peu de clinozoisite automorphe ; de la muscovite en grosses paillettes isolées.

La partie leucocrate (plus de 50 % de la roche) est surtout formée de quartz en gros cristaux non engrenés, à figures de déformations (bandes de pliages visibles en L.P.) nettes, et de plagioclase An 28 à 35.

Mo 10 A l'affleurement, le niveau dont provient cet échantillon se présente donc comme un granite d'anatexie ; la lame-mince montre en fait une composition très différente de celle d'un granite : la roche est en effet formée de 85 % de quartz.

Il forme de gros cristaux (quelques mm) très interpénétrés les uns dans les autres ; en L.P., les figures de déformation sont très abondantes : bandes de pliages prismatiques parallèles à N'g, et plus difficilement visibles, lamelles parallèles à N'p. Il s'agit de la texture "en croissance exagérée", telle que la définit WILSON, 1973, que l'on retrouve de manière très générale dans toute la Dalle du Tibet dès que le quartz est abondant.

Aux limites, ou souvent dans ces cristaux de quartz, la biotite et la muscovite en proportions à peu près égales sont disséminées sans orientation préférentielle ; il y a aussi quelques intergrains de plagioclase (An 8-10) et de grenats à nombreuses inclusions quartzieuses en doigt de gant.

- Les gneiss migmatiques

L'échantillon Mo23 a été récolté en rive droite de la Modi Kholā, à z = 2 525 m. C'est un gneiss très mobilisé (faciès "embréchitique") où les lits clairs boursoufflés desinent des chapelets d'amandes aplaties, séparées par des lits micacés cupuleux.

Au microscope, la foliation est mal marquée : la biotite, millimétrique, très fortement colorée (brun vert - vert très sombre, presque noir), est irrégulièrement répartie, souvent regroupée en paquets mal ordonnés avec des grains ronds d'apatite et de sphène (texture en "golfes").

La partie leucocrate, hétérogène, montre :

- de gros feldspaths (1 cm) allongés dans la foliation, aux limites irrégulières. Il s'agit soit d'oligoclase An 25 finement maclé albite, soit de feldspath potassique finement perthitique à quadrillage de microcline irrégulièrement présent. Son angle 2V varie de -81 à -86°.

- Une matrice, faite de minéraux mm engrenés. Ce sont :

- du quartz,
- de l'oligoclase An 25 à 28, à macles souvent complexes (albite - péricline, une macle manebach - acline),
- du feldspath potassique moins abondant que le plagioclase, d'aspect identique à celui des gros cristaux (2V = -85°).
- un peu de muscovite en lattes très poecilites, avec de nombreuses inclusions de quartz, associées à la biotite et au feldspath.
- des bourgeons fréquents d'albite-oligoclase myrmékitiques, aux limites plagioclases - feldspath potassique, que ce soit dans la matrice ou au pourtours des mégacristaux.

- Les gneiss oeuillés

Mo 340, récolté à z = 3 825 m, à Ritirbini, est un gneiss oeuillé associé aux niveaux calciques intercalés dans la formation I. Situé dans une zone migmatisée, il ressemble en affleurement à Mo 23, dont il diffère cependant nettement au microscope.

Les yeux sont des agrégats de quelques gros cristaux (1 mm à 1 cm) de plagioclase, aux contours peu engrenés, associés à un peu de biotite et de quartz. C'est de l'oligoclase acide, à macles complexes (albite-péricline). Sa teneur en anorthite déterminée à la P.U. est de 10 à 14 %, un peu supérieure à celle donnée par des analyses à la microsonde (An 7,7 et 8,5) où prévue par le calcul de la norme (An 6,3).

La matrice a un grain et une texture analogues à Mo23. Elle est riche en biotite très pléochroïque (brun vert sombre - brun vert très pâle), en quartz et en plagioclase analogue à celui des yeux (An 10 à 15 déterminé à la P.U.). Elle contient aussi un peu de feldspath potassique, non quadrillé et non perthitique.

Le disthène est assez fréquent, ainsi que le grenat ; celui-ci, très riche en inclusions, ne peut subsister que sous forme d'une mince trame entre des cristaux de quartz arrondis. Une analyse de ce grenat à la microsonde a donné la composition suivante : Alm = 66,9 Pyr = 26,7 Spe = 4,2 et Andr = 2,2.

Les niveaux calciques tout à fait analogues aux gneiss à minéraux calciques de la Formation II (mêmes textures, mêmes paragenèses) ne seront pas décrits ici.

2. LA FORMATION II, MEDIANE

a) La limite entre les Formations I et II

Nous avons pu observer cette limite dans de bonnes conditions à Ritirbini, sur la crête 700 m à l'Est du p.c. 15420 f., vers 4 600 m d'altitude.

Les cent derniers mètres de la Formation I sont faits de gneiss mobilisés (faciès stromatitique) à 2 micas-grenat-disthène, assez quartzeux. Dans les 20 m terminaux, quelques niveaux dm. de gneiss à amphiboles-pyroxènes sont interfoliés.

Tout à fait à leur sommet, des petits niveaux centimétriques de quartzites blancs s'intercalent dans les gneiss et deviennent rapidement prépondérants. On passe ainsi, progressivement, mais très vite - en moins de 5 m - à des quartzites blancs, massifs, finement rubanés.

Dans toute cette zone, la schistosité métamorphique (120 N45) est plus pentée que la surface limite lithologique entre les quartzites et les gneiss (115 N15).

Ces quartzites, dont nous n'avons pas pu atteindre le sommet, forment dans la topographie une barre nette d'environ 80 m de puissance ; les éboulis montrent qu'ils sont directement surmontés par les gneiss à minéraux calciques. Ils sont donc à la limite des Formations I et II.

Un tel niveau quartzitique n'a été observé ni en Thakkhola, ni en Marsyandi (LE FORT, 1971-1975), ni en Modi Kholā, peut-être à cause des conditions d'affleurement moins bonnes dans ces fonds de vallées. Néanmoins, s'il existe, il doit être d'épaisseur beaucoup plus réduite. (cf. coupe de Korchon, p. 35).

b) La Formation II

Sur le chemin suivi en rive droite de la Modi Kholā, les premiers gneiss à minéraux calciques de la Formation II affleurent vers 2 585 m d'altitude, 500 m en amont des derniers gneiss à 2 m-Gr-Ky de la Formation I, à 2 525 m d'altitude.

La roche, de teinte générale grise, montre une alternance plurim. de niveaux assez sombres et de niveaux plus clairs. Les niveaux sombres sont formés de minces lits où se voient des baguettes demi-centimétriques d'amphibole vert bouteille et des petits cristaux trapus de pyroxène moins abondants, séparés par des interlits biotitiques ; dans les niveaux clairs, il n'y a plus que de la biotite, dispersée dans une matrice leucocrate finement grenue. On remarque aussi quelques minces niveaux lenticulaires calcitiques.

En certains points de l'affleurement, ces alternances lithologiques permettent de reconnaître de nombreuses têtes de plis synschisteux très étirés dans la foliation, isolées par le fluage de la roche. Leur forme parfois très complexe peut être attribuée à la superposition de plusieurs phases de déformation.

De nombreux amas pegmatitiques boudinés sont étirés en chapelet dans la foliation (Fig. 10) ; selon la nature du niveau auquel ils sont associés, ils sont à quartz - feldspath - grenat (dans les niveaux quartzo-biotitiques) ou à calcite - quartz - amphibole - pyroxène (dans les niveaux plus calciques). A leur bordure, on note dans l'encaissement un liseré enrichi en minéraux ferro-magnésiens. La minéralogie et l'allure de ces pegmatites évoquent donc un phénomène de mobilisation (ségrégation leucosome-mélanosome) syn - ou tardi-métamorphique (paragénèse minérale analogue à celle de l'encaissant).

Après cette mobilisation pegmatitique, la roche continue à être déformée : cela se traduit par un nouveau phénomène de boudinage, très répandu ; les boudins, épais de 10

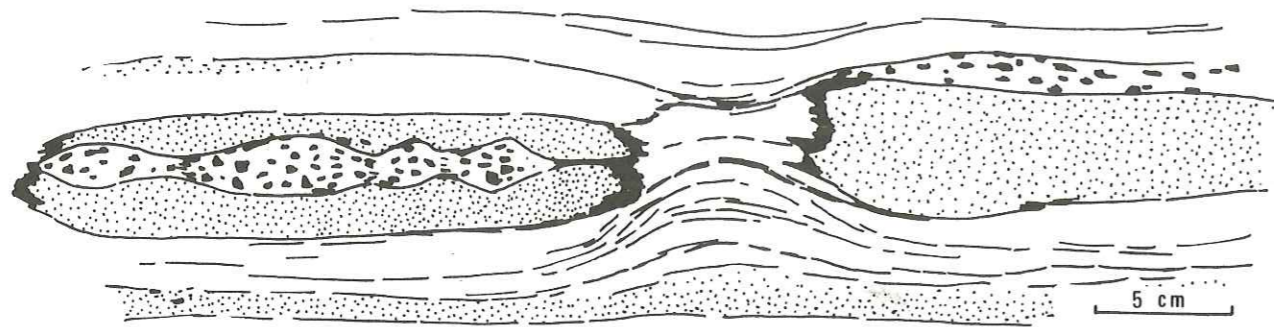


Figure 10. Modi Kholā, gneiss calcique de la Formation II : pegmatite étirée à Hb-Q-F ; le niveau encaissant -une amphibolite à grain fin- est lui-même boudiné, avec recristallisation de calcite en interboudin.

à 20 cm et comprenant éventuellement les premières pegmatites déjà boudinées (Fig. 10), sont séparés par un remplissage pegmatitique, maintenant à quartz-calcite uniquement.

Plus haut dans la formation, la lithologie des gneiss de la Formation II change progressivement : les niveaux biotitiques deviennent prépondérants puis seuls présents. La roche est alors un gneiss à grain fin, à quartz - feldspath - biotite, au délit en minces lauzes. Ce sont les "gneiss en plaquettes" déjà décrits par LE FORT (1971).

c) Minéralogie des gneiss de la Formation II

Tous les échantillons décrits ici proviennent d'un très bel affleurement, représentatif des principaux faciès de cette formation, situé dans un thalweg recoupé par le chemin r.d. de la Modi Kholā, à 2 600 m d'altitude.

Sur ces échantillons, on retrouve en lame-mince l'alternance vue à l'affleurement entre des lits dont la minéralogie diffère surtout par la nature des minéraux ferromagnésiens présents : lits à amphibole - pyroxène - épidote, lits à biotite, auxquels il faut ajouter quelques lits presque exclusivement calcitiques.

- Les lits biotitiques (éch. Mo24)

Ils ont une texture cloisonnée caractéristique (Fig. 11) : des grains arrondis (1/2 mm), mono ou polycristallins, de quartz et de feldspaths (en proportion à peu près égale), sont isolés les uns des autres par des cloisons de petites biotites, orientées parallèlement à la schistosité générale, même lorsqu'il s'agit de cloisons transverses à cette direction (texture bien différente donc des "textures cloisonnantes" des migmatites, où les micas ont tendance à se

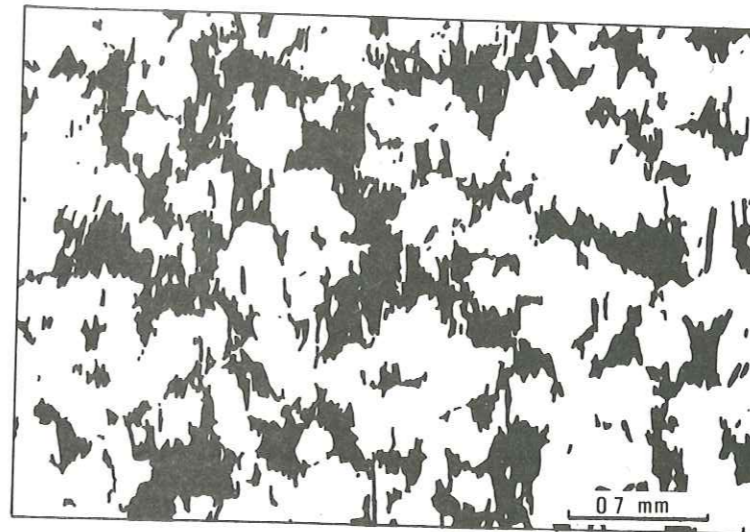


Figure 11. Micrographie d'après photo de l'échantillon Mo24. En noir : biotite. En blanc : surtout quartz et plagioclase.

mettre parallèle aux limites de grains).

Le feldspath est soit du plagioclase An 30 à 35, souvent à macles complexes (albite - péricline), soit du microcline accompagné de quelques bourgeons d'albite myrmékitique. Selon les lits, c'est l'un ou l'autre des feldspaths qui prédomine nettement.

La teinte de la biotite varie : elle est brun acajou dans les lits à microcline, brun sombre dans les lits à andésine ; le nombre de nos ob-

servations ne permet cependant pas de décider si cette relation (qui semble a priori lier la teinte de la biotite aux teneurs en K, Na et Ca du lit considéré) est une règle générale dans toute la Formation II.

Certains des lits biotitiques montrent des amas lenticulaires (2 à 3 mm) de quartz, plagioclase, biotite (peu), épidote (peu). La morphologie de ces amas évoque une pseudomorphose d'anciens grenats. Dans quelques cas, ce minéral peut encore subsister à l'état de relique.

- Les lits amphiboliques (éch. Mo27)

Leur texture (Fig. 12) est équigranulaire (0,2 à 0,4 mm), en mosaïque légèrement engrenée ; les différents minéraux sont répartis de manière assez homogène dans toute l'épaisseur (5 à 15 mm) du lit.

L'amphibole forme des cristaux aux faces m (110) souvent bien développées ; sa couleur est celle d'une hornblende verte banale. Ses caractères optiques, très constants (2V = -83 à -90°, Ng-C = 11,5 à 19°, en général 14°) sont cependant différents de ceux de la hornblende (qui a un 2V plus faible et un Ng-C plus fort) et la rapprocherait des grunérites (TROGER, 1959). Elle est souvent associée à des opaques (ilménite et magnétite) et à du sphène, très rarement à un peu de biotite brune.

Le pyroxène, moins abondant, est très faiblement coloré en vert pâle.

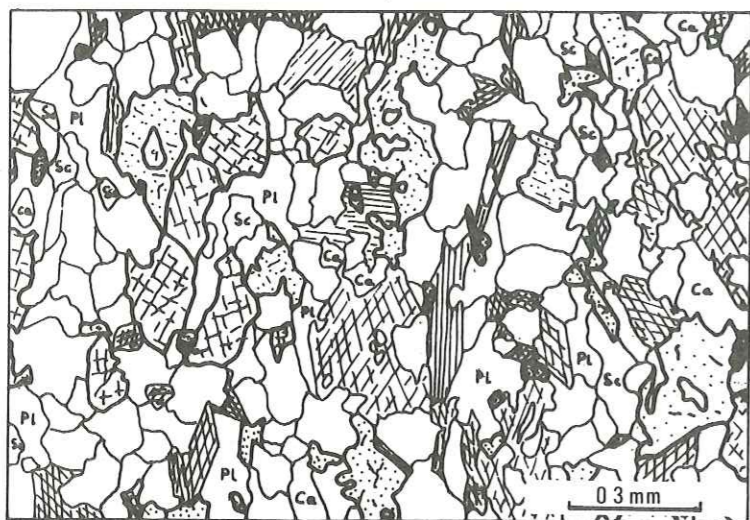


Figure 12. Micrographie de l'échantillon Mo27.
Pl = Plagioclase ; Sc = Scapolite ;
Ca = Calcite.

Il a les caractères optiques d'une augite aegyrienne, proche du terme augite : $2V = +59$, $Np_{\wedge}C = 42^\circ$, à $2V = +82$, $Np_{\wedge}C = 28^\circ$; à côté des clivages (110) et $(1\bar{1}0)$, il montre souvent un clivage supplémentaire frustré (100).

L'épidote, aussi abondante que l'amphibole, est de la clinozoisite ($2V = -87$; $Ng-(001) = 17^\circ$). Elle forme des cristaux à tendance automorphe nette, où les faces $(10\bar{1})$ et surtout (100) sont souvent bien développées.

A côté de ces trois minéraux qui dessinent la trame de la roche, on observe un fond fait de

- quartz,
- plagioclase An 30,
- microcline (peu),
- scapolite polarisant dans les orangés du premier ordre (dipyre probable),
- calcite.

- Les lits à biotite et amphibole (Mo 140)

En règle générale, les lits sont soit à biotite, soit à amphibole et pyroxène ; même en lame-mince, leur limite est brutale, sans réaction entre lits de nature différente. Il n'y a que dans quelques niveaux que la biotite et l'amphibole coexistent ; ainsi la lame-mince Mo 140 montre :

- Un niveau à biotite brun-vert, clinozoisite et plagioclase An 30 - 33, semblable aux lits biotitiques décrits ci-dessus, si ce n'est une teneur un peu plus grande en petites épidotes automorphes.
- Un niveau à quartz, calcite et plagioclase : le quartz (abondant) et le plagioclase (peu abondant) forment des cristaux arrondis (1/4 à 1 mm) ; la calcite (aussi abondante que le quartz) forme des cristaux plus gros (2 mm) qui remplis-

sent les interstices entre les grains de quartz ou plagioclase (forme à nombreux golfes) ; il y a en outre quelques lattes (1/2 mm) de biotite brune et d'assez nombreux petits cristaux arrondis de sphène.

- Entre ces deux lits, un lit d'un cm d'épaisseur fait de la juxtaposition de plages 1/2 cm à biotite ou à amphibole. A ces deux minéraux s'ajoutent de l'épidote abondante, du feldspath (plagioclase An 30 et microcline), un peu de quartz, de calcite, de sphène et de pyroxène ($2V = +71$, $Ng-C = 48^\circ$, ce qui correspondrait (TROGER, 1959) à une hedenbergite proche du pôle augite).

La biotite est toujours étroitement associée à l'épidote (clinzoisite : $2V = -77$ à $+87$, $Ng-(001) = 25^\circ$) dans des amas vermiculés d'aspects "myrmékitiques" (Fig. 13).

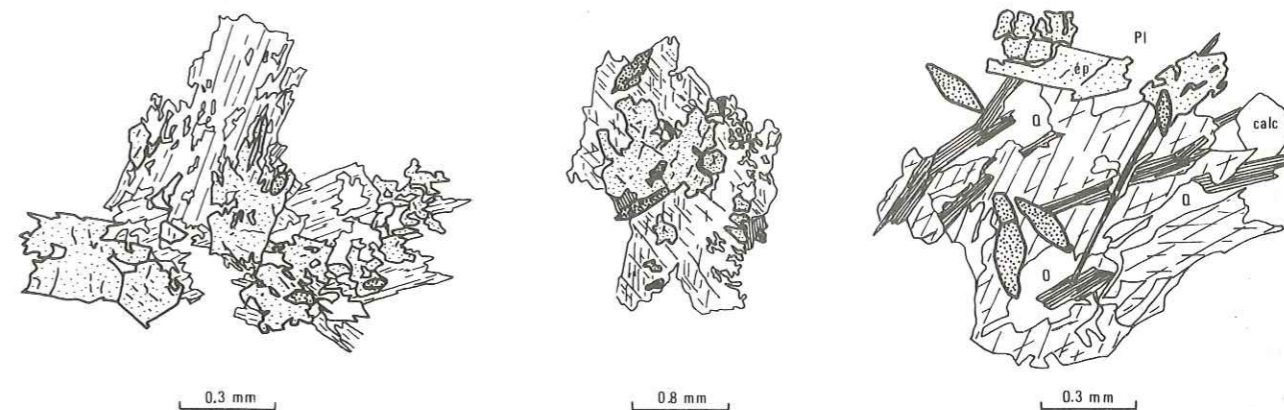


Figure 13. Ech. Mo140. De gauche à droite : Association biotite-clinzoisite, association hornblende-clinzoisite, déstabilisation (?) de l'amphibole en biotite, épidote et sphène.

L'amphibole forme de gros cristaux (quelques mm) vert amande sombre, sans inclusions ; ses caractères optiques sont les mêmes que ceux déterminés plus haut : $2V = -82$ à -87 , $Ng-C = 12$ à 14° . En bordure, elle passe localement à une amphibole plus claire, aux caractères optiques de hornblende verte commune : $2V = -65$ à -75 ; $Ng-C = 20^\circ$; elle est alors associée à de l'épidote dans des textures symplectiques analogues à celles de la biotite (Fig. 13).

Enfin, quelques cristaux d'amphiboles semblent déstabilisés, avec formation de biotite, épidote et sphène (Fig. 13).

3. LA FORMATION III, SOMMITALE

a) Faciès macroscopique ; passage II - III

Les gneiss en plaquette de la Formation II sont surmontés d'un niveau très caractéristique de gneiss ocellés. En Modi Kholā, leur partie supérieure et leur contact avec les calcaires de Larjung sont marqués par des éboulis ; leur base affleure bien dans le thalweg immédiatement en aval de l'abri sous roche de Hinko, vers 3 200 m d'altitude.

Dans ce thalweg, la transition entre gneiss en plaquettes fins et gneiss ocellés est bien visible :

- La coupe commence par 60 m de gneiss en plaquettes, sans niveaux à minéraux calciques mais avec déjà, 15 m sous le sommet, une lentille métrique de gneiss ocellés ;

- Les gneiss ocellés apparaissent ensuite très brutalement ; ils semblent reposer en concordance lithostratigraphique sur les gneiss en plaquette.

Ce sont des gneiss homogènes, où de gros yeux feldspathiques (3 à 10 cm) abondants, étirés dans la schistosité métamorphique, sont prolongés et moulés par une matrice quartzo-feldspathique et biotitique. Il s'agit là du faciès d'"embréchites ocellés" décrit par LE FORT (1975) en Marsyandi, où ils sont surmontés par des gneiss ocellés un peu différents (hétérogénéité yeux - matrice feldspathique mieux marquée).

Ces gneiss ocellés, comme les gneiss en plaquettes, sont recoupés par un réseau assez dense et souvent concordant dans la foliation de pegmatites à quartz, tourmaline, feldspath, muscovite et grenat.

b) Minéralogie des gneiss ocellés

Les échantillons Mo 136 et Mo 138 ont été récoltés dans le thalweg en aval de Hinko (Mo 138 en éboulis).

Au microscope, l'opposition entre les yeux et la matrice est beaucoup moins bien définie qu'à l'oeil nu, et la limite des yeux est difficile à situer. En effet, ce ne sont pas, comme dans les échantillons de Thakkhola ou de Marsyandi (LE FORT, 1971 et 1975), des monocristaux de feldspath potassique, mais des agrégats polycristallins à plagioclase prépondérant, quartz et microcline.

La texture de ces agrégats (cristaux trapus d'oligoclase finement maculé albite, microcline et quartz engrenés intersticiels) peut évoquer la granulation d'un vieux monocristal, mais de plagioclase.

Dans la matrice, la foliation est soulignée par de la biotite de teinte vert olive. Le quartz, en cristaux xénomorphes à nombreuses figures de déformation s'infiltré entre les bordures dentelées des cristaux de feldspath : plagioclase (oligoclase), microcline, perthite et bourgeons assez abondants d'albite myrmékitique.

La muscovite forme des cristaux déchiquetés souvent associés au feldspath potassique ou au plagioclase, avec lesquels elle semble en équilibre.

On ne trouve pas en lame-mince de silicates d'alumines dans les gneiss ocellés. Mais nous avons pu observer à l'affleurement des diaclases à placage de sillimanite (fibrolite) analogues à ceux très répandus plus à l'Est (cf. coupe Machha Kholā, plus loin) ; quant au disthène, il existe dans les gneiss en plaquette immédiatement sous le contact (éch. Mo 137).

/ B. LES VARIATIONS LATÉRALES DANS LA DALLE DU TIBET /

Dans les coupes que nous avons pu faire ailleurs qu'en Modi Kholā, on retrouve en gros les mêmes unités lithologiques, mais :

- Les faciès varient ; en particulier les quartzites, peu ou pas représentés au niveau des Annapurnas, prennent une grande extension au niveau du Manaslu et plus encore du Ganesh Himal.

- Les épaisseurs changent : la Formation I s'épaissit régulièrement d'Ouest en Est ; par endroits, la Formation II s'amincit et perd quelque peu son individualité.

On peut séparer schématiquement un domaine, situé entre la Modi Kholā et la Marsyandi, où les variations sont surtout sensibles au niveau de la Formation II, et un domaine, à l'Est de la Marsyandi, où c'est surtout la Formation I qui varie (cf. logs lithostratigraphiques, Fig. 18, p. 47).

1. LA DALLE DU TIBET ENTRE LA MODI KHOLA ET LA MARSYANDI

a) Au niveau du Machhapuchhare (coupe de Korchon) (Log 4, Fig 18, p. 47)

La croupe qui sépare la Mardi Kholā, à l'Ouest, de la Seti Kholā, à l'Est, fournit une assez bonne coupe de la Dalle du Tibet, surtout au-dessus de 3 000 m d'altitude, dans les alpages qui suivent la forêt (promontoires de Kumai et de Korchon). J'ai pu la

parcourir jusque vers 4 100 m d'altitude, au pied du Machhapuchhare.

- La Formation I

Sur cette crête, on peut placer la limite inférieure de la Dalle du Tibet vers 2 400 m d'altitude, au-dessus des quartzites sommitales des Formations du Moyen-Pays. Sa limite supérieure est à 3 700 m d'altitude, 2 km au Nord du sommet de Korchon (3 682 m). Son épaisseur apparente est de 4 200 m.

Elle débute par des schistes argentés, légèrement feldspathiques, à grosses muscovites et taches vert acide de chlorite.

En une centaine de mètres, on passe par augmentation de la quantité de quartz et de feldspath et apparition de disthène, grenat et biotite, aux gneiss caractéristiques à 2 micas-disthène. Leur puissance est d'environ 1 700 m. Puis, toute la partie supérieure de la formation est faite comme en Modi Khoïa de gneiss plus ou moins migmatisés.

Le seul accident remarquable de cette Formation I est un niveau de quartzites pures, de 20 m de puissance, situé structuralement 1 900 m au-dessus de la base de la formation. Il affleure à 2 850 d'altitude, dans le ressaut de l'arête avant l'alpage de Kumai.

Un peu plus à l'Ouest, sur la crête Sud-Ouest du sommet de Korchon, nous avons aussi trouvé, très près de la base de la Dalle du Tibet, dans de mauvaises conditions d'affleurement, une intercalation de gneiss à minéraux calciques de type Formation II (P = 20 m environ ?).

- Les Formations II et III

La limite entre les Formations I et II est marquée comme à Ritirbini par un niveau de quartzites ; sa puissance n'est ici que de 15 m. Ces quartzites sont surmontés par :

- 450 m de gneiss à amphibole - pyroxène - grenat (éch. 621 et E167).
- 200 m de gneiss en plaquettes biotitiques.
- 300 m de gneiss feldspathiques, où alternent des niveaux d'1 à 10 mètres de gneiss oeuillés (éch. 626), de gneiss mobilisés banaux, de gneiss en plaquettes, et, vers le sommet, des niveaux minces (quelques dm) à nouveau amphiboliques.

Nous n'avons pas pu prolonger la coupe au-delà des derniers gneiss amphiboliques. Mais leur succèdent dans le paysage :

- Pendant quelques centaines de mètres, des formations homogènes à délit régulier (gneiss en plaquettes ou gneiss calciques ?) ;

- Puis, les formations de Larjung, facilement reconnaissables dans le paysage à leur lacispegmatitique ;

- Enfin, nettement plus haut, les grès sombres et les calcaires jaunes de Pi, qui dessinent les grands plis visibles dans les falaises du Machhapuchhare.

Les gneiss à minéraux calciques et les gneiss oeuillés trouvés ici correspondent donc bien aux Formations II et III définies par ailleurs dans la Dalle du Tibet, et non pas à de simples intercalations dans la Formation I, du type de celles trouvées à Ritirbini, par exemple.

L'épaisseur de la Formation II est donc extrêmement réduite : 450 m au lieu de 2 600 m en Modi Khoïa.

b) Au niveau du Lamjung Himal (coupe du Taunja) (Logs 5 et 6, Fig. 18, p. 47)

Nous avons traversé, avec P. LE FORT, une partie de la Dalle du Tibet 25 km plus à l'Est, lors d'un aller-retour vers le Col du Namun (Namun Bhanjyang) : montée par le chemin de Siklis au sommet du Taunja (4 316 m), descente en r.g. de la Midam Khoïa sur le village de Ghanpokhra (P.L.F.), ou en r.d. sur le village de Pasgam (AP).

Ces coupes montrent dans la Dalle du Tibet des unités lithologiques moins nettement différenciées qu'ailleurs :

La Dalle du Tibet débute par des schistes argentés à muscovite qui se transforment rapidement, par augmentation de la teneur en quartz et feldspath, en gneiss à 2 micas, grenat et disthène.

Dans ces gneiss, on retrouve plusieurs zones de schistes argentés et quelques niveaux lenticulaires de gneiss à minéraux calciques du type Formation II. Au-dessus de 2 200 m, ces gneiss sont nettement mobilisés ; la sillimanite apparaît dans le haut de la coupe (cf. Fig. 39-40, p. 118-119).

A 4 400 m au-dessus de la base, la lithologie change ; on recoupe pendant 1 500 m des formations variées :

- à la base, un niveau quartzitique pas toujours observé (puissance : 0 à 20 m) ;
- pendant 500 m environ, des alternances de gneiss à minéraux calciques et de gneiss fins biotitiques ;
- puis des migmatites oeuillés ("embréchites oeuillées"), qui servent d'intermédiaire vers des gneiss oeuillés qui affleurent sur l'arête E' du Taunja, vers 4 400 m d'altitude. Ils

sont tout à fait analogues à ceux définis par LE FORT (1971 et 1975) comme Formation III⁽¹⁾. Dans ces gneiss, il subsiste d'assez nombreux niveaux minces de gneiss à minéraux calcaïques.

Là, comme à Korchon, nous ne sommes pas montés plus haut que ces gneiss oeillés, et nous ne sommes pas certains d'avoir effectivement atteint la Formation III. Mais, pour autant qu'on puisse en juger de loin, les gneiss oeillés semblent passer rapidement aux calcaires injectés de pegmatites de Larjung, qui formeraient l'essentiel du Lamjung Himal.

On peut donc probablement paralléliser :

- La première partie de la coupe à la Formation I, qui garde une épaisseur très constante : 4 400 m, contre 4 200 m à Korchon et 4 500 m en Modi Khola.
- La seconde partie aux Formations II (partie inférieure plus calcaïque, épaisseur : 500 m) et III (partie supérieure à embréchites et gneiss oeillés, épaisseur supérieure ou égale à 1 000 m).

La limite I-II est alors marquée, comme à Ritirbini ou à Korchon, par le niveau de quartzites. La Formation II a une épaisseur faible, la même qu'au niveau du Machhapuchhare, mais nettement moindre qu'en Marsyandi, 12 km seulement plus à l'Est.

c) En Marsyandi (LE FORT, 1975) (Log 7, Fig. 18, p. 47)

Rappelons que dans la vallée de la Marsyandi, entre le chaînon des Annapurnas et celui du Manaslu, les trois formations de la Dalle du Tibet sont de nouveau bien individualisées :

- La Formation I (e = 5 000 m) est faite de gneiss à deux micas - grenat et localement disthène ; dans leur partie supérieure, ils sont fortement mobilisés et à sillimanite (migmatites à fibrolite de Tal).
- La Formation II, faite de gneiss à minéraux calcaïques, de cipolins et de gneiss en plaquette, est très épaisse : 3 600 m, contre 2 500 en Modi Khola et seulement 500 m à Korchon ou au Taunja.
- La Formation III (env. 500 m) comprend des gneiss migmatitiques surmontés de gneiss oeillés.

(1) *En particulier, ici comme dans les derniers niveaux atteints à Korchon, les yeux feldspathiques correspondent à des mégacristaux de microcline, alors que dans les embréchites oeillées intercalées plus bas dans la Dalle du Tibet, il s'agit de plagioclase (cf. éch. Mo 340, p. 28).*

La transition entre les Formations II et III est très analogue, semble-t-il à celle observée au Taunja : assez mal définie, progressive, avec récurrence de gneiss à minéraux calcaïques dans les migmatites et les gneiss oeillés.

2. LA DALLE DU TIBET A L'EST DE LA VALLEE DE LA MARSYANDI

A l'Est de la Marsyandi, la seule coupe complète de la Dalle du Tibet est celle de la Burhi Gandaki, entre les chaînes du Manaslu et du Ganesh Himal, parcourue par P. LE FORT en 1974, puis J.P. BASSOULET, M. COLCHEN et P. LE FORT en 1975.

Cette coupe, non encore publiée, présente (communication personnelle) une succession en gros semblable à celle décrite précédemment, comprenant :

- Une Formation I, particulièrement riche en quartzites,
- une Formation II, peu épaisse (de l'ordre de 1 000 m) de gneiss calcaïques,
- Une Formation III, de gneiss oeillés, suivie sur plus de 50 km vers l'Est, jusqu'à la crête frontière chinoise, au Nord du Ganesh Himal.

Pour ma part, j'ai pu recouper la Formation I tout ou en partie entre le Marsyandi et la Burhi Gandaki (coupes du Dudh Pokhri et de la Machha Khola), et, plus à l'Est, sur le flanc Sud du Ganesh Himal (haute Ankhu Khola). Elle montre des différences assez nettes avec ce que l'on connaît au niveau des Annapurnas :

- Son épaisseur augmente (elle atteint plus de 7 000 m en Burhi Gandaki), et la sillimanite se généralise dans toute sa partie supérieure.
- Son faciès principal change : des gneiss quartzitiques et des quartzites, apparus au niveau de la Darondi Khola (15 km à l'Ouest de la Burhi Gandaki), envahissent très vite plus à l'Est la plus grande partie de la formation ; à l'extrémité Est du secteur où nous avons travaillé, le Ganesh Himal est presque entièrement formé de quartzites qui sont à rattacher "stratigraphiquement" à la Formation I de la Dalle du Tibet. En même temps, les parties non quartzitiques ont tendance à devenir de plus en plus schisteuses, au moins dans la partie inférieure de la série.

Les coupes des crêtes rive droite et rive gauche de la haute vallée de la Machha Khola (un affluent r.d. de la Burhi Gandaki) illustrent bien ce passage entre les gneiss banaux de la Formation I, tels qu'on les trouve en Modi Khola, par exemple, et l'énorme masse de quartzites du Ganesh Himal.

a) Crête rive droite de la Machha Kholā (log 8, Fig. 18, p. 47)

La Formation I débute par une épaisse série à prédominance schisteuse (e = 2 000 m) :

- A la base, schistes à muscovite, grenat et chlorite (qui forme les petites taches vert acide souvent vues à la base de la Dalle du Tibet) ;

- Plus haut, schistes à grandes flaqes de muscovite, plus çà et là grenat et/ou disthène ; ils sont plus ou moins feldspathiques, et alternent avec de nombreux niveaux peu épais (5 cm à 1 m) de schistes plus quartzeux ou de quartzites.

Suit un niveau de 500 m d'épaisseur de "gneiss en plaquettes" : ce sont des gneiss très riches en quartz, assez pauvres en phyllites, qui se délitent en lauzes de 5 à 10 cm d'épaisseur.

Ils sont surmontés par des gneiss feldspathiques à grenat et parfois disthène, irrégulièrement migmatisés (en moyenne, de plus en plus lorsque l'on monte dans la Formation).

Vers 4 550 m d'altitude (5 500 m environ au-dessus de la base de la Formation), des anatexites à biotite, où l'orientation est floue ou absente, apparaissent en "bancs" assez nombreux, épais de 1 à 15 m, interfoliés dans les migmatites rubannés ; ces niveaux ont une patine rouille, qui permet de les différencier aisément dans le paysage des gneiss encaissants beaucoup plus clairs ; en cassure fraîche, leur teinte est claire, légèrement cassonade.

A peu près au même niveau, la sillimanite fibreuse apparaît en grande quantité, surtout dans les bancs d'anatexite ; elle forme des traînées parallèles à la foliation, ou plus souvent, remplit des cassures transverses (sillimanite tardive).

Dans cette zone, les migmatites sont aussi recoupées par de nombreuses loupes pegmatitiques à quartz, feldspath, tourmaline, muscovite et/ou biotite, où la taille des minéraux peut dépasser 10 cm.

Vers 5 150 m d'altitude (environ 7 500 m au-dessus de la base), on est toujours dans des gneiss migmatisés. Nous nous sommes arrêtés à ce niveau, au pied de falaises formées de quartzites : ce sont très probablement les quartzites qui marquent le passage à la Formation II.

b) Crête rive gauche de la Machha Kholā (log 9, Fig. 18, p. 47)

Le chemin qui joint le village de Singla au Rukche Tal (le lac de Rukche, à

3 475 m d'altitude) montre pour la partie inférieure de la Formation I, sous les gneiss en plaquettes, la coupe suivante, de bas en haut :

- 450 m de schistes quartzeux à grenats, avec de minces intercalations quartzitiques,
- 520 m de quartzites laiteux et de quartzites rubanés verts et beiges, avec quelques intercalations de schistes à muscovite-grenat,
- 380 m de schistes à muscovite, très riches en grenat, avec quelques niveaux de gneiss en plaquettes quartzeux,
- 250 m de gneiss en plaquettes très quartzeux, à interbancs de schistes à grenats,
- 1 700 m de micaschistes quartzo-feldspathiques à disthène, grenat et grosses muscovites, devenant de plus en plus "gneissiques" et quartzeux vers le haut.

Puis, suivent les mêmes gneiss en plaquettes, quartzeux, que ceux observés en r.d., épais ici de 850 m.

Si l'on compare entre elles ces deux coupes distantes l'une de l'autre de 3 km, on remarque le remplacement d'Ouest en Est des schistes quartzo-feldspathiques par des quartzites. Un peu plus à l'Est, en Burhī Gandakī, cet envahissement par des faciès très quartzeux est très général ; la Formation I est alors formée presque exclusivement de gneiss en plaquettes et de quartzites plus ou moins purs.

Minéralogie

- Les schistes inférieurs

L'échantillon 253 est un schiste quartzeux récolté en r.d. de la Machha Kholā, 250 m au-dessus de la base de la Formation.

En lame-mince, la schistosité métamorphique, régulière, est soulignée par de la biotite (brun pâle - vert olive intense) et de la muscovite, souvent accolées de manière polysynthétique selon leur face p (001). Elles sont abondantes et régulièrement réparties dans un fond à grain fin, à texture en mosaïque irrégulière, de quartz (40 %) et de plagioclase An 30 (25 %), ou regroupées dans des interlits discontinus.

Comme minéraux accessoires, on note de la tourmaline verte, assez abondante, et quelques grains d'épidote.

Dans l'échantillon 284 (r.g. de la Machha Kholā, 1 350 m au-dessus de la base de la Formation), la paragenèse minérale est complétée par du grenat, qui apparaît à l'oeil nu en cristaux d'1 à 2 cm de long et de quelques mm de large, étirés selon la ligne générale N 30°E. En lame-mince, on voit dans ces grenats de nombreuses inclusions (1/10 mm) de quartz, de forme ovale, allongées parallèlement à la trace de la schistosité ; regroupées en chapelet, elles dessinent dans le minéral une schistosité interne parallèle à la schistosité externe de la roche. Le grenat est recoupé perpendiculairement à son allongement par de nombreuses cassures soulignées par des altérations limoniteuses ; dans certaines de ces cassures, on peut observer des fibres transverses de biotite brune et/ou chlorite (Fig. 14).

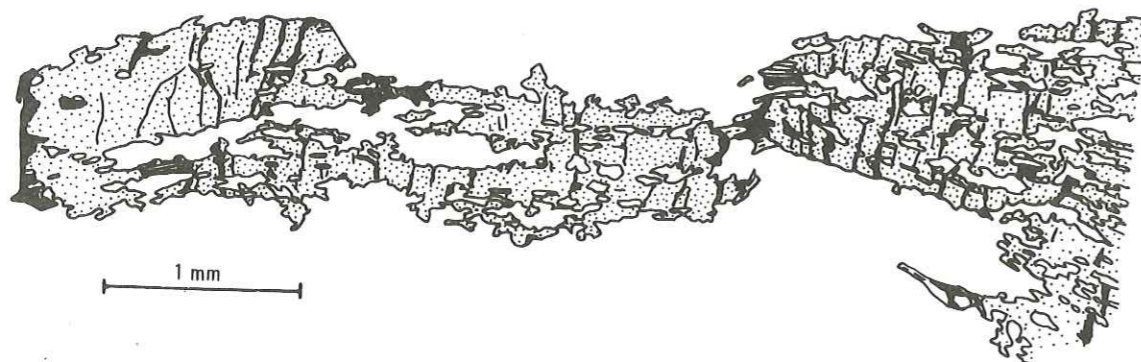


Figure 14. Echantillon 74.284. Grenat étiré (micrographie).
En hachures continues : biotites brunes ;
hachures discontinues : chlorite.

Cet exemple nous semble intéressant car il souligne la persistance d'un étirement pendant toute la durée de la cristallo-génèse :

- Les inclusions du grenat ont une anisotropie de forme nette ; il y a donc déjà étirement du grenat pendant sa cristallisation (ou déformation plastique précoce de l'ensemble grenat-inclusions ; mais cela ne semble pas avoir été le cas, puisque les inclusions de quartz ne montrent aucune trace optique de déformation) ;

- L'étirement se poursuit après la cristallisation grenat ; c'est alors une déformation rupturelle marquée par des fractures perpendiculaires à l'étirement cristalloblastique du minéral ;

- Les dernières cristallisations qui ont lieu après cette rupture (biotite - chlorite) traduisent la persistance du même étirement.

L'échantillon 258 (Fig. 15) (r.d. de la Machha Kholā, 1 400 m au-dessus de la base) est un schiste feldspathique ; il vient d'une zone riche en disthène et en loupes de quartz laiteux d'exsudation ; sa paragenèse très complète est souvent observée dans la zone inférieure de cette partie orientale de la Dalle du Tibet.



Figure 15. Micrographie de l'échantillon 74.258.
Ch = chlorite ; K = disthène ;
P = plagioclase ; St = staurotide.

Le grain est assez grossier (1 à 2 mm) et la schistosité irrégulière : des lits onduleux de biotite vert olive et de muscovite (taille des micas : jusqu'à 3 mm) isolent des lentilles centimétriques leucocrates à plagioclase prédominant et quartz.

Dans les lits biotitiques, on voit les minéraux suivants souvent associés entre eux :

- du disthène, abondant, souvent en petites baguettes trapues incluses dans la biotite ;

- de la staurotide, en petits grains (1/4 mm) toujours assez faiblement pléochroïques ;

- du grenat. Il n'est plus comme dans l'échantillon 284 étiré (texture d'ailleurs assez rarement observée en lame-mince), mais de petite taille arrondi à automorphe, accolé à de la biotite.

Par contre, certains cristaux de disthène montrent les traces d'un tel étirement ; ce sont des cristaux allongés dans la schistosité selon une direction différente de la direction d'allongement cristalloblastique (100) habituelle (Fig. 16).

Dans cette lame, il y a un peu de chlorite, ce qui est fréquent à la base de la Dalle du Tibet ; elle est faiblement pléochroïque dans les verts pâles, et polarise avec des teintes anormales brun vert. Elle peut être allongée dans la schistosité, dans les lits à biotite - muscovite. Dans ce cas, elle semble en équilibre avec ces minéraux : on n'observe pas d'oxydes dans ses clivages, ce qui indiquerait une déstabilisation d'un ancien minéral, de la biotite par exem-

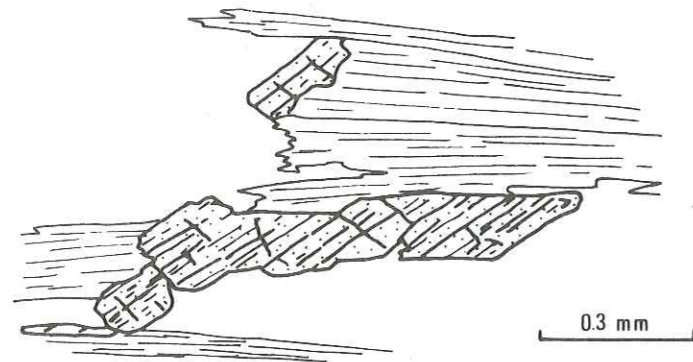


Figure 16. Echantillon 74 258. Cristal de disthène à allongement oblique sur la direction cristalloblastique (100) habituelle.

ple ; elle est régulièrement accolée aux autres phyllites, et montre donc une texture "harmonieuse" (VERNON et FLOOD, 1977), normale lorsque les minéraux sont à l'équilibre (mais qui n'implique cependant pas forcément cet équilibre).

Plus rarement, elle peut aussi former des gerbes ou des baguettes transverses, recoupant les limites entre les autres minéraux sans les perturber. Dans ce cas, sa cristallisation est sans doute plus tardive, postérieure à l'équilibrage des limites de grain des autres minéraux.

Les gneiss en plaquettes

Ces gneiss sont toujours riches en quartz (60 à 95 %), pauvres en phyllites (moins de 15 %), et presque toujours légèrement feldspathiques. On voit alors (échantillon 278) un assemblage en mosaïque très irrégulière de quartz (1 à 2 mm), à nombreuses figures optiques de déformation, et de plagioclase (oligoclase An 15) en grains plus petits (1/4 à 1/2 mm) et moins découpés.

La biotite est très pléochroïque, beige pâle - brun acajou ; elle ne forme pas de lits, mais elle est disséminée dans toute la roche aux limites de grains (limites quartz - quartz ou quartz - plagioclase). Son orientation qui marque la schistosité, reste très constante.

Quand la teneur en plagioclase diminue beaucoup (moins de quelques %), la roche devient un quartzite micacé (éch. 260) et acquiert une texture à croissance exagérée typique, dans laquelle les grains de quartz peuvent englober les micas (biotite et muscovite en proportion variable).

Les gneiss et migmatites à sillimanite

Au-dessus des gneiss en plaquettes, les faciès sont analogues à ceux déjà décrits en Modi Khola, sauf dans le haut de la série, où la sillimanite est maintenant très abondante.

L'échantillon 271 vient des barres qui supportent le glacier de la Machha Khola,

à 4 600 m d'altitude, peu au-dessus du niveau où la sillimanite commence à apparaître. C'est une migmatite granitoïde où l'orientation marquée par les micas est assez floue.

La biotite, fortement pléochroïque (beige à brun acajou), est en petits cristaux trapus ; la muscovite forme des gros cristaux (quelques mm) très découpés, aux bordures lobées par de nombreuses inclusions de quartz.

Le grenat, petit et pauvre en inclusions, est subautomorphe ; il est presque toujours entouré par de la biotite.

Le quartz et la plagioclase (An 25) en gros cristaux engrenés forment environ 60 % de la roche.

Des petites aiguilles de sillimanite (5 x 100 microns), isolées ou quelquefois regroupées en paquets fibrolitiques, se superposent au quartz et à la muscovite ; elles recoupent clivages et contacts sans les perturber. Ces structures "dysharmonieuses" (VERNON et FLOOD, 1977) montrent que l'équilibrage énergétique des limites du quartz et de la muscovite s'est fait sans tenir compte de la croissance de la sillimanite, qui est donc relativement tardive.

L'échantillon 270 a été récolté un peu plus haut (à z = 4 710 m) sur le même affleurement, dans une zone beaucoup plus riche en sillimanite.

Au microscope, le fond de la roche est un gneiss à quartz abondant (50 % de la roche), un peu de plagioclase An et de grenat, et beaucoup de micas : muscovite et surtout biotite brun acajou sombre.

La sillimanite, très abondante (1/3 de la roche) a envahi toute la trame gneissique :

- De gros paquets flexueux de fibrolite suivent la foliation, et sont très intriqués avec la biotite : les cristaux de biotite montrent des extrémités effilochées prolongées par de la fibrolite, et on retrouve dans celle-ci des petites plages aux contacts diffus de biotite ;

- Dans le reste de la roche, la sillimanite forme d'innombrables petites aiguilles superposées au quartz et à la muscovite (comme dans l'exemple précédent).

L'échantillon 267 (arête r.d. du Glacier de la Machha Khola, à 5 120 m d'altitude) correspond aux derniers niveaux de gneiss de la Formation I.

Il diffère des précédents par la présence de feldspath potassique, qui forme quelques gros cristaux non quadrillés, finement perthitiques, aux limites

soulignées par des bourgeons de plagioclase myrmékitique. Il coexiste avec du plagioclase, un oligoclase antiperthitique.

La fibrolite est abondante, en paquets isolés dans de gros amas biotitiques.

La biotite, brun acajou, montre des textures particulières d'équilibre avec la muscovite (Fig. 17) :

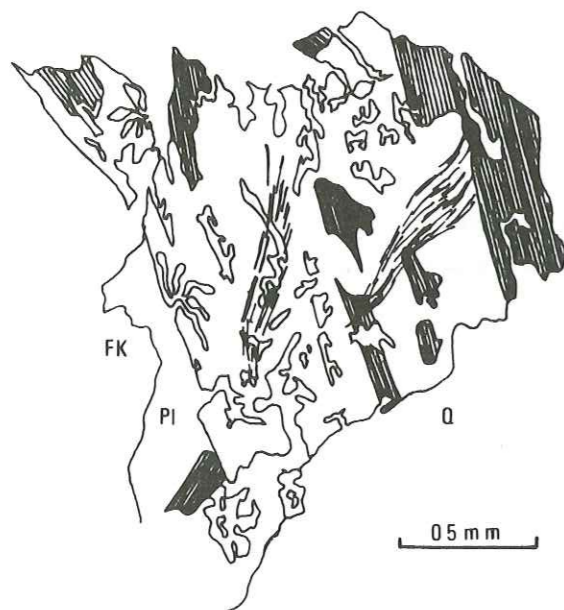


Figure 17. Echantillon 74 267. Equilibre muscovite - biotite - quartz - sillimanite (fibrolite).

3. LOGS COMPARATIFS

La figure 18 résume les variations d'épaisseur et de lithologie notées plus haut. Sa lecture appelle quelques commentaires :

1) Il ne s'agit bien sûr que d'épaisseurs apparentes. L'intensité des recristallisations et de la déformation (plis isoclinaux et cisaillements plats) interdit l'estimation des épaisseurs réelles. En outre les limites entre différentes formations ne sont pas toujours très bien calées : si la limite entre I et II est assez nette (variation lithologique assez brutale, souvent soulignée par un niveau de quartzites), celle entre II et III est plus floue (intrication sur une certaine épaisseur, dans certaines zones, de gneiss oillés et

- les deux micas peuvent s'interpénétrer l'un l'autre dans des amas vermiculés d'aspect "myrmékitique" ;

- la biotite peut former des petites inclusions rectangulaires dans la muscovite.

De telles textures existent aussi à la limite feldspath potassique ou plagioclase - muscovite ou biotite ; l'aspect myrmékitique est alors dû aux inclusions en doigt de gant du feldspath dans le mica.

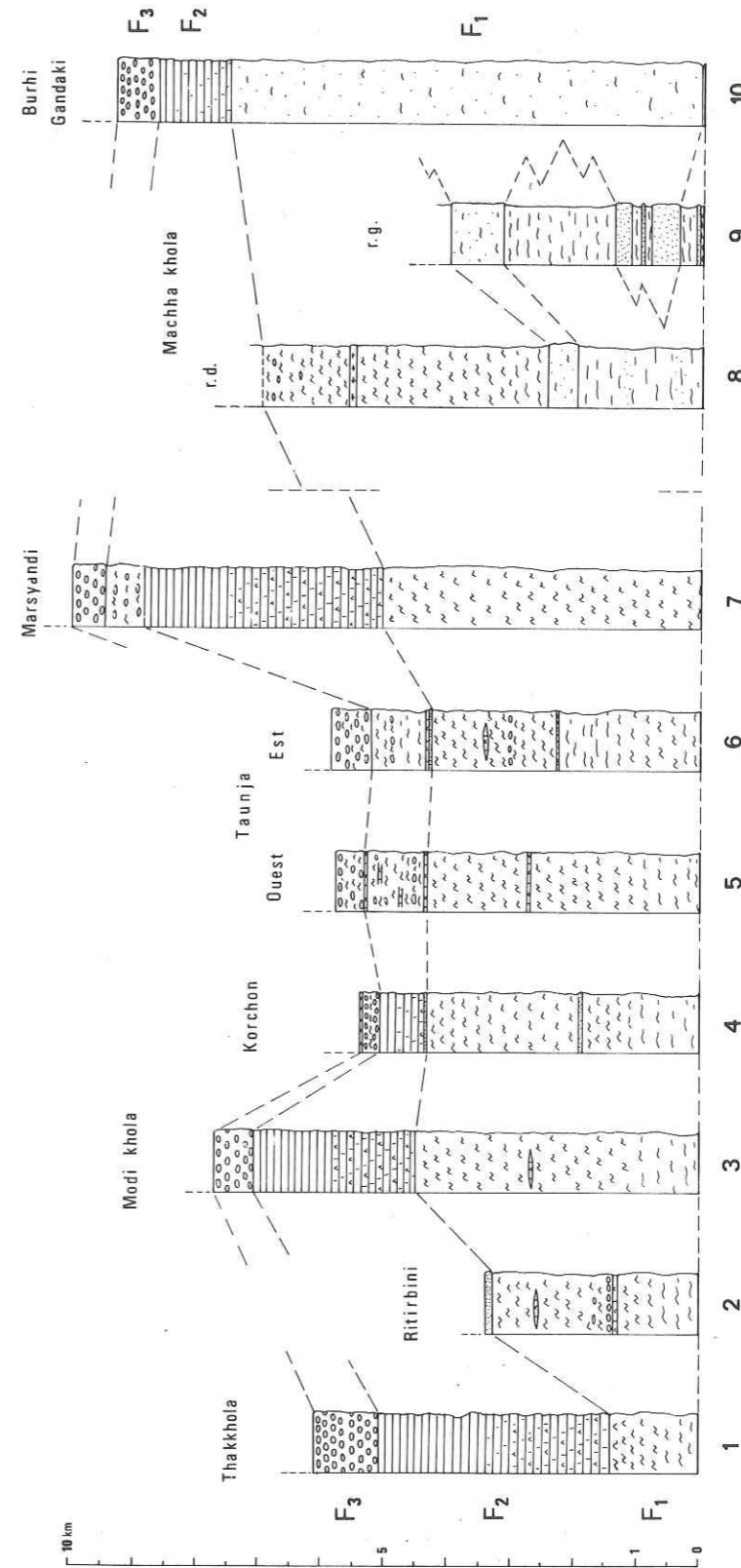


Figure 18.

Logs comparatifs de la Dalle du Tibet au niveau des Anapurnas et du Manaslu. (1) d'après BORDET et Al., 1971 ; (7) d'après BORDET et Al., 1975 ; (10) d'après communication personnelle P. LE FORT, 1977.

de gneiss à minéraux calciques). La réduction d'épaisseur de la Formation II qui apparaît au niveau des Annapurnas (logs 4, 5 et 6) est peut-être moins accusée qu'indiquée ici, si les gneiss ocellés atteints à Korchon et au Taunja n'appartiennent pas encore à la Formation III.

2) Il n'en reste pas moins que les différences lithologiques observées ne peuvent guère s'expliquer que par d'importantes variations dans les formations antémétamorphiques. Ainsi, le passage progressif, parallèlement à l'axe des structures, des gneiss très phylliteux des Annapurnas aux gneiss quartzitiques du Ganesh Himal est certainement d'origine sédimentaire ⁽¹⁾ (cf. § c : passage latéral de métapélites et métagrauwackes à des quartzites impurs); il est alors probable qu'il en soit en partie de même pour les variations d'épaisseur concomitantes.

De même, nous avons interprété, P. LE FORT et moi-même, les passées à minéraux calciques incluses dans la Formation I à Ritirbini comme l'indice de la reprise du contact I - II dans des plis pluri-hectométriques. En fait, de telles passées de gneiss à minéraux calciques, très minces mais assez continues, se retrouvent à de nombreux niveaux de la Formation I, et semblent plutôt d'origine lithologique.

3) On a noté, lors de la description des Séries Sédimentaires Tibétaines, la Paléogéographie de plate-forme épicontinentale assez instable de cette région au paléozoïque. Les variations observées dans la Dalle du Tibet plaident pour l'existence de ce caractère dès le Précambrien.

Compte tenu de la disposition des affleurements, il est difficile de suivre des évolutions Sud-Nord dans la Dalle du Tibet. Mais les variations notées ici, suivies d'Ouest en Est, sont l'indice de directions transverses par rapport à la direction de la chaîne actuelle des axes paléogéographiques anciens (héritage des orientations méridiennes des structures précambriennes du Bouclier Indien ?).

(1) On peut noter que les quartzites à biotite de Pandukeshwar, au Sud de Badrinath, au Kumaun (VALDIYA, 1973), correspondent sans doute à une variation latérale quartzitique dans la Formation I analogue à celle observée ici.

/ C. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DE LA DALLE DU TIBET /

Dans des formations aussi métamorphiques que celles de la Dalle du Tibet, les transformations minéralogiques, texturales et structurales ont le plus souvent complètement oblitéré les marqueurs directs des milieux génétiques originels : figures sédimentaires exceptionnellement préservées, rythmes observés modifiés par rapport aux rythmes initiaux, transposition du litage..., d'où de nombreuses convergences de faciès, ou au contraire des différences indépendantes des milieux originels.

Mais plusieurs études (voir sur H. DE LA ROCHE, 1974, 1978) ont montré qu'on pouvait souvent retrouver, même à travers des transformations métamorphiques très poussées, la survivance de certaines tendances géochimiques initiales. L'étude géochimique d'une série peut donc, si l'on dispose d'un nombre d'analyses suffisant pour être statistiquement significatif, aider à :

- séparer des roches métamorphiques aux faciès assez voisins et plus ou moins atypiques en groupes correspondant à des roches initiales différentes ;
- retrouver l'existence d'éventuelles filiations génétiques entre ces différents groupes.

Cela sous-entend et implique les propositions suivantes :

- Il est possible de caractériser un milieu initial par le devenir particulier d'un élément ou d'un groupe d'éléments dans ce milieu.

Ainsi le chimisme d'une roche d'origine magmatique sera contrôlé surtout par des processus de cristallisation fractionnée (évolution continue du chimisme selon des tendances ignées) et par le couple quartz - feldspath (éléments Si, Al, Na, Ca, K). Celui d'une roche sédimentaire traduira la dégradation progressive des silicates de la source cristalline : fragmentation sans altération, hydrolise, oxydo-réduction, précipitation (BARTH, 1962 ; LAMEYRE, 1975).

- Les contrastes chimiques ainsi créés subsistent à travers l'histoire ultérieure : il faut que le métamorphisme respecte les proportions entre marqueurs utilisés (isochimisme relatif).

Les modifications de la distribution chimique à échelle cm à métrique existent dès qu'il y a métamorphisme (c'est l'échelle des réactions entre minéraux), mais peuvent être éliminées par un échantillonnage approprié (échantillonnage aléatoire sur une assez grande surface de l'affleurement, puis quartage) ; les migrations de certains éléments sur de grandes distances sont par contre non contrôlables et introduisent peut-être, surtout dans des formations migmatitiques telles que celles de la Dalle du Tibet, une certaine dilution des particularismes initiaux.

Par ailleurs, cette dernière proposition exclut du champ des roches mères identifiables les roches métamorphiques, puisqu'elle implique qu'on considère comme non significatives (ou aléatoires) d'éventuelles évolutions chimiques dues au métamorphisme.

Dans la Dalle du Tibet et dans les formations de Larjung, nous disposons des analyses suivantes (LE FORT, 1975, et analyses inédites, données en annexe, également faites au C.R.P.G. de Nancy, analyste : K. GOVINDARAJU) (1).

- 24 analyses de la Formation I, dont Mo340, une "embréchite oeuillée" (point noté "a" sur les différentes figures),
- 12 analyses de la Formation II,
- 6 analyses des régions du Taunja et de Korchon (logs 4, 5 et 6, Fig. 18), où les Formations I, II et III sont moins nettement séparées qu'ailleurs (analyses regroupées en annexe dans le tableau "Formation II"),
- 9 analyses des gneiss oeuillés de la Formation III, dont : (T236) (point noté "b") qui correspond à un niveau d'"embréchites oeuillées" différent des gneiss oeuillés typiques de la Formation III, mais rattachées sans doute possible à cette formation ; (626) (point noté "c"), niveau de gneiss oeuillé de type F.III au sommet de la coupe de Korchon (log 4, Fig. 18), où la présence effective de la Formation III est douteuse (voir p. 48).
- 12 analyses de la Formation de Larjung - Mutsog.

Nous analyserons en deux groupes distincts :

- Les Formations II et de Larjung. Ce sont des roches dont l'origine métasédimentaire ne fait pas de doute, mais pour lesquelles peut se poser la question de leur éventuelle identité (P. LE FORT, 1975, suggère qu'il puisse s'agir d'une formation unique apparaissant sur les deux flancs d'un mégapli) ;
- Les Formations I et III, gneiss quartzo-feldspathiques assez similaires du point de vue minéralogiques, d'origine difficile à déterminer directement, et peut-être mal distinguées l'une de l'autre dans certaines parties de la Dalle du Tibet (Korchon, Taunja).

1. FORMATION I ET FORMATION III

Les caractères géochimiques principaux de ces roches ont été visualisés à l'aide de deux diagrammes classiques dus à DE LA ROCHE (1968), bien adaptés à la discrimination

(1) Je tiens à remercier tout particulièrement ici M. H. DE LA ROCHE, directeur du C.R.P.G., grâce à qui cette portion de la "transversale géochimique" de l'Himalaya du Népal central a pu être réalisée.

"ortho-para" d'une part, et à la discrimination des différentes roches sédimentaires d'origine détritique d'autre part.

a) Double triangle des "roches totales" et des "silico aluminates" (Fig. 19)

Le premier triangle oppose Al_2O_3 (illite, muscovite, hydroxydes d'alumine), Fe_2O_3 , TiO_2 et CaO (carbonates, oxydes) et SiO_2 (1).

Sur ce diagramme, les points représentatifs de la Formation I se disposent selon un alignement qui traduit une tendance sédimentaire détritique très nette (grès et arkoses, grauwackes prédominant, shales) recoupant nettement la tendance magmatique moyenne.

Le second triangle MgO , Na_2O , K_2O disperse largement les différents silico-aluminates (feldspaths, sur le côté $Na_2O - K_2O$; phyllites, sur le côté $K_2O - MgO$).

La Formation I se définit surtout par sa non-appartenance à la tendance ignée ; l'éparpillement des points dans tout le domaine sédimentaire est sans doute l'indice d'un sédiment initial peu évolué : roches formées d'un mélange en proportions très variables d'apports divers peu dégradés, mal classés à petite échelle.

Les gneiss oeuillés de la Formation III (y compris l'échantillon 626 de Korchon = c) s'individualisent nettement dans chacun des deux diagrammes : ils forment un ensemble remarquablement homogène nettement isolé des autres gneiss, aux confins du domaine des arkoses et de celui des rhyolites.

b) Diagramme $(Al + Fe + Ti)/3 - K_2$, $(Al + Fe + Ti)/3 - Na$ (Fig 20)

Ce diagramme exploite l'opposition entre la prédominance des phyllites dans le cycle sédimentaire et des feldspaths dans le cycle magmatique. Comme les diagrammes précédents, il oppose nettement :

- Les gneiss oeuillés s.s. de la Formation III, toujours situés à la frontière rhyolites-arkoses ;

(1) Ou plutôt, par artifice de calcul, $k SiO_2$: en effet, la valeur $100 (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO)/(100 - SiO_2)$, voisine de 0.70 - 0.73 dans la majorité des roches, est supposée constante (= k) en première approximation ; on peut ainsi utiliser directement les chiffres donnés par l'analyse sans avoir à les convertir en % relatifs. Ici k varie en réalité de 0.60 à 0.76 ($\bar{k} = 0.68$) dans la Formation I et de 0.60 à 0.66 ($\bar{k} = 0.66$) dans les gneiss oeuillés de la Formation III ; cette diminution de k traduit surtout la valeur toujours très forte de Al_2O_3/SiO_2 dans ces roches ; elle entraîne une légère distorsion du diagramme dont nous n'avons pas tenu compte ici.

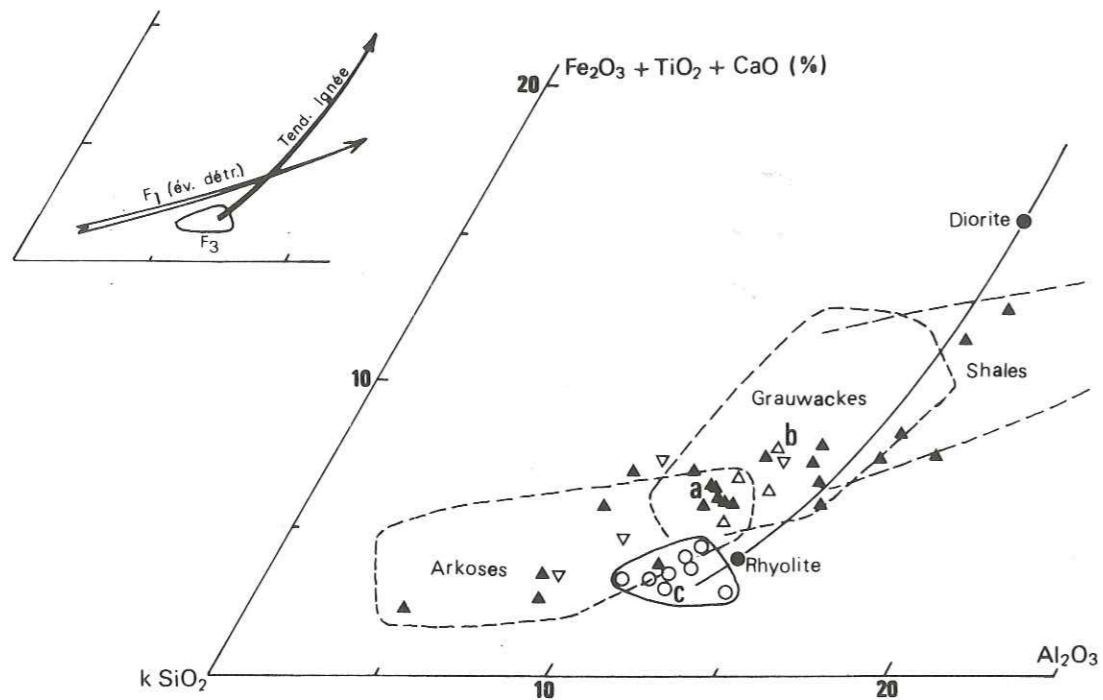


Figure 19

- ▲ F1 (dont embréchite oeuillée Mo340)
- △ Embréchites oeuillées FII ou FIII
- ▽ Gneiss en plaquettes FII
- Formation III

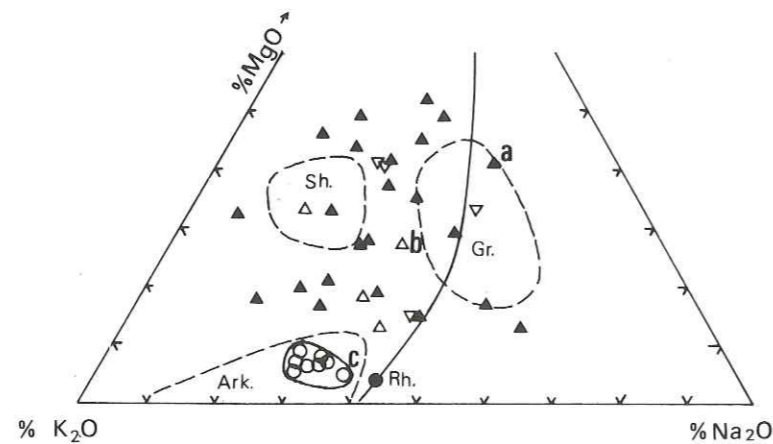
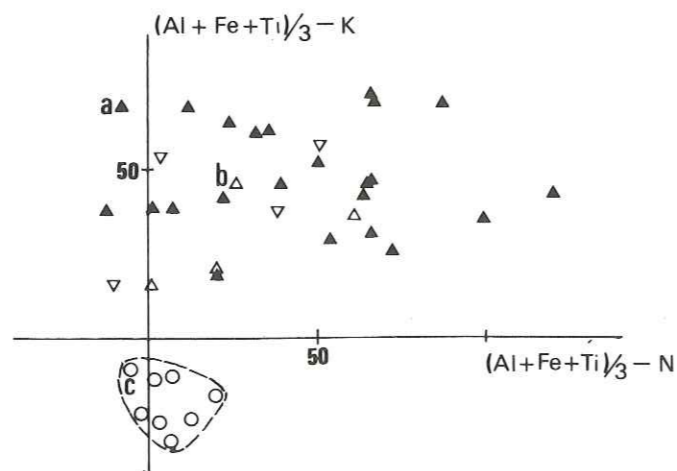
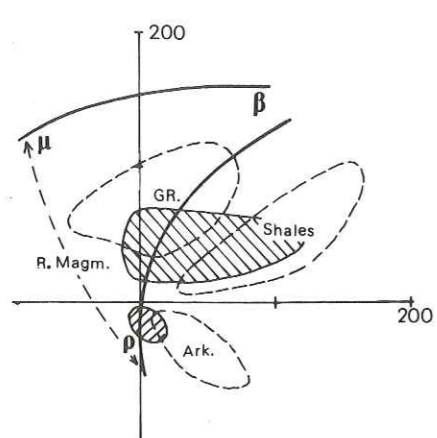


Figure 20



- Les autres gneiss, que ce soit ceux de la Formation I ou les "embréchites oeuillées" et "gneiss en plaquettes" des Formations II - III, à cheval sur le domaine des grauwackes et des shales (tendance sédimentaire détritique avec sans doute des apports magmatiques).

2. FORMATION II ET CIPOLINS DE LARJUNG

Ces formations (cipolins à minéraux calco-silicatés) dérivent manifestement l'une comme l'autre d'anciennes roches sédimentaires carbonatées, plus ou moins impures. D'aspect souvent très semblables à l'affleurement, elles se différencient sur le terrain surtout par l'abondance relative des niveaux carbonatés et des niveaux à quartz - feldspath - biotite : ces derniers, rares dans les cipolins de Larjung, peuvent former une grande partie de la Formation II ("gneiss en plaquettes"). Les diagrammes qui suivent (dans lesquels les gneiss en plaquettes sont distingués par un figuré spécial, pour faciliter la comparaison des cipolins entre eux) montrent que ces formations diffèrent aussi par leur chimisme, bien qu'appartenant à une même lignée géochimique.

Dans le "triangle des roches totales" (Fig. 21), elles couvrent un domaine qui s'étend des grauwackes aux calcaires :

- Les gneiss en plaquettes de la Formation II correspondent au pôle détritique,
- Les cipolins de Larjung, regroupés près du pôle calcaire (à l'exception de Mo129 -un cipolin à pyroxène- et de Mo32 -un inter banc biotitique- qui sont des "anomalies" locales), se différencient des cipolins de la Formation II, où la tendance détritique reste encore sensible.

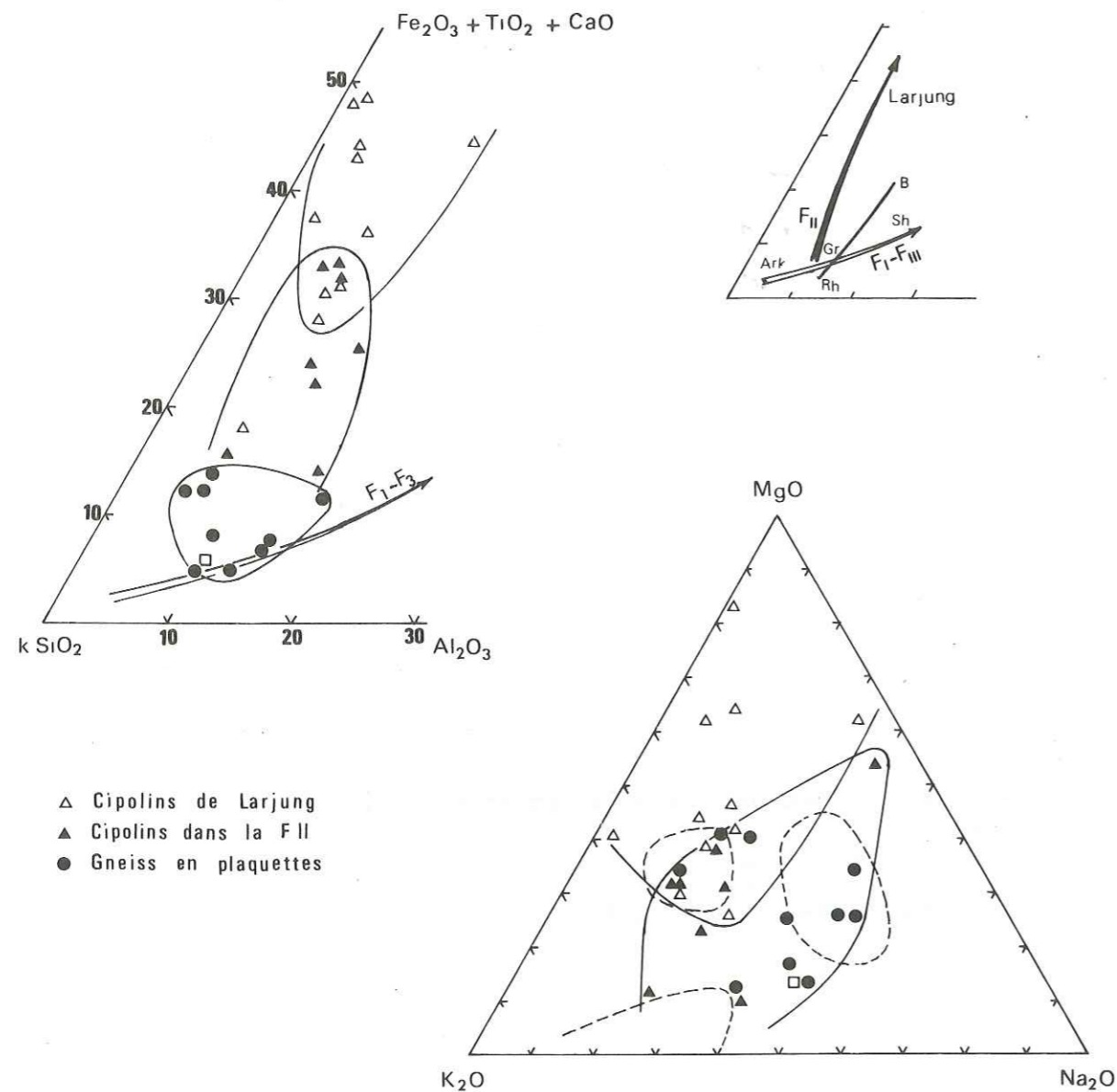
Cette même dualité se retrouve dans le "triangle des silico-aluminates" (Fig.22).

- Les cipolins de la Formation II (qui, dans ce diagramme, couvrent à peu près le même domaine que les gneiss en plaquettes) se rapprochent du domaine des roches détritiques, gouverné par l'apport sodi-potassique des feldspaths ou du mica blanc (arkoses, grauwackes).

- Les cipolins de Larjung se rapprochent du pôle magnésien.

Cela peut s'expliquer par la nature sans doute légèrement dolomitique de la fraction calcaire initiale, plus abondante dans les cipolins de Larjung que dans la Formation II.

Parallèlement, l'existence de ces deux domaines traduit aussi une évolution assez nette du rapport $MgO/(Na_2O + K_2O)$, qui est plus faible dans la Formation II que dans les cipolins de Larjung (gneiss en plaquettes : 0.15 à 0.69, moyenne 0.39 ; cipolins associés : 0.11 à 1.18, moyenne 0.46 ; cipolins de Larjung : 0.43 à 5.17, moyenne 1.34). Ce rapport



Figures 21 (en haut) et 22 (en bas) : Chimisme des gneiss calcaïques de la Formation II et des cipolins de Larjung.

reste cependant toujours remarquablement faible, reflétant ainsi le caractère peu magnésien mais nettement sodi-potassique de ces formations (qui se traduit minéralogiquement par leur abondance en microcline et scapolite) ; on peut sans doute voir ici l'indice d'un dépôt en milieu lagunaire (intrications d'apports détritiques, de calcaires et d'évaporites ?).

Le diagramme Al/3-K, Al/3-Na (non figuré ici) n'apporte guère de renseignements supplémentaires : les points correspondant à la Formation II s'éparpillent dans un domaine dont les trois pôles sont grauwackes, shales et calcaires ; les points correspondants aux cipolins de Larjung sont mieux regroupés, près du pôle calcaire.

3. CONCLUSION

Les quelques données géochimiques ci-dessus permettent donc de cerner assez bien la nature initiale des formations de la Dalle du Tibet ; les similitudes ou les oppositions géochimiques observées confirment dans une certaine mesure les corrélations stratigraphiques qui ont été faites d'une coupe à l'autre.

- 1) Dans les différents gneiss de la Formation I, on retrouve une lignée sédimentaire détritique bien caractérisée chimiquement. Elle se prolonge dans les termes non calcaires de la Formation II (gneiss en plaquettes) ou dans les "embréchites ocellées" (Formation II ou III). Il n'y a donc pas incompatibilité entre le chimisme de type "Formation I" des termes supérieurs des coupes du Taunja et leur rattachement à la Formation II, voire III.
- 2) Les gneiss ocellés de la Formation III ont un chimisme remarquablement homogène, qui les distingue nettement des gneiss précédents (y compris des embréchites ocellées qui peuvent leur être associées) ; ils forment donc un excellent niveau repère. A ce titre, les gneiss trouvés au sommet de la coupe de Korchon (p. 35) se rattachent très nettement à cette Formation III : il y aurait donc bien une Formation II réduite dans la partie orientale du chaînon des Annapurnas.

Par contre, l'origine des gneiss ocellés ne peut être entièrement élucidée par leur seul chimisme, où se retrouve toutefois une empreinte magmatique acide très nette : leur grande extension, leur localisation constante à un même niveau stratigraphique, montrent qu'il s'agit sans doute d'anciennes volcanites acides (rhyolites), ou plutôt des produits de destruction peu remaniés de tels appareils ("tufs rhyolitiques" et arkoses) ; par contre, l'homogénéité de leur chimisme évoque plus une ancienne lame de granite.

- 3) La Formation II et les cipolins de Larjung se différencient chimiquement malgré l'abondance dans l'une comme dans l'autre d'anciens calcaires (influence détritique plus sensible dans la Formation II que dans les calcaires de Larjung) ; il s'agit sans doute bien de deux niveaux stratigraphiquement distincts et non d'un même niveau réapparaissant à la faveur d'un mégapli (hypothèse envisagée par LE FORT, 1975).

CHAPITRE 3

LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS NEPALAIS

Au Sud des Séries Tibétaines et de la Dalle du Tibet, séparées d'elles par une grande zone de chevauchement, affleure le troisième grand ensemble géologique de l'Himalaya : les Formations du Moyen Pays Népalais (LE FORT, 1975).

Ce sont des formations le plus souvent non fossilifères, à lithologie fréquemment atypique, et affectées par une déformation plus ou moins intense. Il n'est donc pas surprenant que les différents géologues qui les ont parcourues soient arrivés à des interprétations tectoniques et stratigraphiques parfois très différentes, reflets d'"écoles" variées plus que d'observations différentes.

/ A. LES PRECURSEURS /

Au Népal Central, de nombreuses observations ont déjà été faites par un certain nombre d'auteurs. Parmi ceux-ci :

J.B. AUDEN, dont le travail en Himalaya du Kumaon reste une des bases de la géologie du Moyen Pays Himalayen, avait effectué quelques traversées au Népal dès 1930.

Mais l'exploration systématique du Moyen Pays népalais n'a commencé qu'avec les observations de T. HAGEN, accumulées de 1950 à 1959 et résumées dans un mémoire publié en 1969. T. HAGEN, géologue "alpin", propose un empilement de nombreuses nappes :

- Les nappes de Kathmandou correspondent à la Dalle du Tibet ;
- L'empilement des quatre nappes de Nawakot forme la majeure partie de la région du Népal qui nous concerne ici, à l'exception de la région de Pokhra, où affleurerait un autochtone relatif.

Pour définir ces nappes, T. HAGEN s'est surtout basé

- sur l'existence de répétitions de séquences lithologiques analogues, tout en reconnaissant qu'il ne peut s'agir là d'un critère décisif ;
- ou, rarement, sur des critères tectoniques : par exemple, les terrains "autochtones" de

La région de Pokhra sont séparés des "nappes de Nawakot" susjacentes (et, comme le souligne cet auteur, très semblables lithologiquement !) par la présence de structures tectoniques Nord-Sud qui n'existeraient pas ailleurs dans le Moyen-Pays, interprétées comme des structures anciennes, antérieures à la construction de l'Himalaya et à la mise en place concomitante des nappes.

P. BORDET, qui avait parcouru dès 1954 ces formations au Népal oriental (BORDET, 1961) les traversait à nouveau au Népal central :

- pour rejoindre la Thakkhola, accompagné de D. KRUMMENACHER, M. MOUTERDE, M. REMY en 1963 (BORDET et Al., 1964 a, b, c) et de M. COLCHEN et P. LE FORT en 1966 (BORDET et Al., 1971 et 1972) ;

- puis pour rejoindre la haute vallée de la Marsyandi, avec M. COLCHEN et P. LE FORT, en 1969 et 1971 (BORDET et Al., 1975).

Selon P. BORDET, il faut distinguer :

- une série inférieure, gréso-schisteuse : la série de Kunchha (les "nappes de Nawakot" de T. HAGEN) ;

- un ensemble supérieur calcaréo-quartzitique jalonnant le contact Dalle du Tibet - Moyen Pays : la "zone des écailles".

L'argument principal pour faire de cet ensemble supérieur une zone d'origine tectonique était, outre le métamorphisme plus fort que celui de la série inférieure, la présence à sa base de gneiss ocellés (les gneiss ocellés d'Ulleri), interprétés comme des copeaux arrachés à la Dalle du Tibet, et marquant la base de la Zone des Ecailles.

En même temps, M. REMY parcourait de son côté les zones plus méridionales du Moyen-Pays et reconnaissait dans les "séries népalaises" (gréso-schistes de Kunchha et séries du flanc Sud de l'anticlinorium du moyen pays) la succession continue suivante (REMY, 1972) :

- (A) Série inférieure quartzo-pélitique (= gréso-schistes de Kunchha), de puissance supérieure à 3 000 m.
- (B) Série des quartzites (500 m).
- (C + D) Série des schistes gris, calcaires et dolomies à intercallations de *Collenia*, et Série des schistes rouges (environ 2 000 m).
- (E + F) Série des schistes charbonneux et série gréso-carbonatée supérieure (environ 1 200 m).
- (G) Série tertiaire.

Les géologues de l'Université de Hokkaido (Japon) ont également quadrillé le Népal, de 1965 à 1970. Des renseignements abondants sont apportés sur la région Kathmandu-Pokhra par HASHIMOTO (région de la Burhi Gandaki) et OHTA, AKIBA, ARITA et MARUO (région Pokhra - Gurkha) (dans HASHIMOTO et Al., 1973, ch. 5 et 6).

Ces auteurs subdivisent les Formations du Moyen-Pays népalais en trois sous-groupes qui correspondent aux séries A, B et C+D (ou C à F ?) définies par REMY :

- Un sous-groupe inférieur, arénacé (ensemble de Kunchha), qui affleure surtout dans la zone axiale de l'anticlinorium Kunchha - Gorkha (anticlinorium du Moyen Pays) ;

- Un sous-groupe médian, très quartzitique ;

- Un sous-groupe supérieur, carbonaté, épais et bien individualisé sur le flanc Sud de l'anticlinorium Kunchha - Gorkha.

Ces auteurs, comme M. REMY, pensent qu'il s'agit là des différentes parties d'une même série sédimentaire continue. Mais ils rattachent aux sous-groupes médians et supérieurs les terrains plus métamorphiques situés au flanc Nord de l'anticlinorium Kunchha - Gurkha (ceux qui forment la "zone des écailles" de P. BORDET), tout en les individualisant dans une zone particulière : la "zone des schistes cristallins" (lesser Himalayan crystalline schist zone, OHTA et Al.) ou "zone du Grand Chevauchement Central" (Mais Central Thrust zone, HASHIMOTO).

Par ailleurs, ces auteurs pensent aussi, comme P. BORDET, que les gneiss ocellés qui existent dans cette région ont une signification tectonique : ils jalonnent un second chevauchement, dédoublement local du M.C.T. (figure 7 p. 172 ou figure 11 p. 180 de HASHIMOTO et Al., où un chevauchement est dessiné en Modi Khola au niveau des gneiss ocellés d'Ulleri). Il en résulte quelques hésitations, semble-t-il, sur l'appartenance ou non de cette "zone des schistes" aux formations du Moyen Pays : ainsi les colonnes lithostratigraphiques de la Dalle du Tibet au niveau de la Modi Khola ou de la Seti Khola (logs A et B, figure 5 p. 169) englobent les quartzites, schistes et marbres situés au-dessus des gneiss ocellés d'Ulleri (c'est-à-dire au-dessus de la réplique présumée du M.C.T.), alors que plus à l'Est, ces mêmes niveaux sont rattachés au Moyen Pays.

Dans le cadre d'un projet d'exploration minière U.N.D.P., TALALOV a étudié entre 1969 et 1972 plusieurs coupes au Népal central ; ses observations sont regroupées dans un volumineux rapport non publié (TALALOV, 1972). Cet auteur envisage la superposition normale des séries du Haut Himalaya et des Séries du Moyen Himalaya : les formations, d'âge supposé Précambrien, de Daram (gréso-schistes inférieurs), de Galang et de Hilang (niveaux carbonés et carbonatés supérieurs) passeraient en continuité à la "série des Himals" (notre Dalle du Tibet), puis aux Séries Sédimentaires Tibétaines. Pour cet auteur, il n'y a ni nappes, ni chevauchements importants ; "l'aspect gneissoïde" de la Série des Himals serait dû à des phénomènes pneumatolytiques et métasomatiques de grande ampleur.

Enfin, l'étude de la partie Sud du Moyen Pays au Népal Central a été menée depuis 1975 par J. STOCKLIN, aussi dans le cadre d'un projet U.N.D.P. ; cet auteur a bien voulu nous communiquer la carte inédite qu'il a pu établir -en grandes parties à l'aide de données photogéologiques- pour la région située de part et d'autre du cours inférieur de la Trisuli Gandaki, ou Trisulganga (carte du district de Dhading, par STOCKLIN, BHANDARI et BHATTARAI, 1977 ; carte de la région Ouest Dhading - Nord Chitwan, par STOCKLIN et BHATTARAI, 1977). Sur cette carte, qui est le premier document cartographique détaillé et cohérent d'une partie du Népal méridional, ces auteurs distinguent, sous des noms différents, les mêmes unités lithologiques que nous (cf. Fig.24 p. 74).

D'autres transversales ailleurs qu'au Népal central ont bien sûr aussi été étudiées dans ces formations qui se prolongent latéralement sur de très grandes distances à travers le reste de l'Himalaya. Rappelons ici les travaux de FRANK et FUCHS sur l'Ouest du Népal, entre Pokhra et le méridien de Jumla, 200 km plus à l'Ouest ; ils sont en effet un jalon important vers le Kumaun, l'une des régions de référence pour la géologie du Moyen Himalaya.

FUCHS et FRANK (1970) ont établi la succession suivante :

- A la base, une formation surtout faite de schistes ardoisiers verts et gris, finement rubanés ; elle ne semble pas avoir d'équivalent dans la lithostratigraphie de REMY ou d'HASHIMOTO et Al.,
- Puis un ensemble de grès et schistes qui correspond aux séries de Kunchha,
- Des quartzites,
- Elles passent progressivement à des argilites grises, puis à des quartzites, des argilites, des dolomites et des schistes noirs ; ces derniers termes correspondent aux séries C+D (ou C à F ?) de REMY (1972), ou au sous-groupe supérieur de HASHIMOTO et Al (1973).

FUCHS et FRANK, se basant sur des comparaisons avec les séries définies plus à l'Ouest, au Kumaun, parlent des schistes de Simla pour 1), des formations de Chail pour 2), des quartzites de Naghtat (au Kumaun : les quartzites de Berinag) pour 3), et des formations de Blaini, puis de Krol, Shali et Tal pour 4).

Pour ces auteurs, ces formations sont distribuées dans deux grands systèmes tectoniques :

- Le système autochtone (ou parautochtone) de Tansing (Tensen), qui est la suite de la chaîne de Krol (Krol Belt) au Kumaun ;
- La nappe de Rukum, locale, et la nappe de Chail, prolongation directe des formations où nous avons travaillé au Népal central ; cette dernière éclate vers l'Ouest en trois nappes subordonnées : nappes de Chail 1, 2 et 3.

La série schisto-carbonatée peu épaisse du flanc Nord de l'anticlinorium de Pokhra est aussi individualisée en unité tectonique distincte : la "nappe cristalline inférieure" (= zone des écaillés de BORDET), rattachée comme la "nappe cristalline supérieure" (= Dalle du Tibet) au système du Haut Himalaya.

FUCHS et FRANK évoquent cependant la possibilité d'un passage progressif, avant complications tectoniques ultérieures, de la nappe de Chail à la nappe cristalline inférieure.

Encore plus à l'Ouest, l'Himalaya du Kumaun, en Inde, est sans doute celui qui a vu les travaux les plus nombreux ; ici, la lithostratigraphie des formations du Moyen Himalaya est assez bien connue, depuis les travaux d'AUDEN, dès 1934, puis de PILGRIM et WEST (1939), d'HEIM et GANSSER (1939), de RUPKE, qui a publié une carte géologique détaillée de ce secteur (1974), et de VALDIYA (1975, 1977).

VALDIYA, dans sa publication la plus récente (1977), distingue au Kumaun :

- La chaîne de Krol (= unité de Tensing), parautochtone, légèrement charriée sur les séries tertiaires de Deoban et Mandhali le long du chevauchement de Krol ("Krol Thrust"). Elle est formée de quartzites, les quartzites de Berinag (= quartzites de Naghtat), puis des formations à schistes, calcaires, dolomies et quartzites de Blaini, Krol et Tal, fossilifères mais d'âge discuté.
- La nappe de Ramgarh, qui est à peu près l'équivalent de la "nappe de Chail" de FUCHS et FRANK (1970).
- La nappe d'Almora, et sa zone de racine : les formations de Munsiri, prolongation vers l'Ouest de la "nappe cristalline inférieure" de FUCHS et FRANK, et vers l'Est de la "nappe de Jutogh" (PILGRIM et WEST, 1928).

La nappe d'Almora et les Formations de Munsiri sont limitées : à leur base par le chevauchement d'Almora (VALDIYA, 1977) et, au niveau des Formations de Munsiri, par le Main Central Thrust, défini ici par HEIM et GANSSER (1939) ; à leur sommet, par le chevauchement de Vaikrita, qui les sépare du groupe de Vaikrita (notre Dalle du Tibet). Il faut noter que c'est ce dernier chevauchement qui, au Népal, est appelé M.C.T. (BORDET, 1961) : le M.C.T. népalais n'est donc pas l'équivalent du M.C.T. initialement défini au Kumaun, mais l'équivalent du chevauchement de Vaikrita.

Des quelques rappels ci-dessus, on peut retenir :

- 1) La succession lithologique relativement bien établie des Formations du Moyen Pays népalais dans leur zone centrale (série de Kunchha, nappe de Chail), avec :
 - un ensemble inférieur surtout grésopélitique ;

- un ensemble médian plus quartzitique, parfois difficile à séparer des ensembles supérieurs ou inférieurs ;

- un ensemble supérieur à lithologie plus variée, surtout quartzito-schisteuse et carbonatée, reconnu au Sud de l'anticlinorium du Moyen Pays.

2) Des subdivisions tectoniques variables selon le nombre de clivages plats ou chevauchements envisagés :

- empilement de beaucoup de nappes (HAGEN)
- empilement de quelques nappes (REMY, FUCHS et FRANK)
- pas de nappes (HASHIMOTO et Al., TALALOV).

3) L'individualisation des quartzites, schistes et calcaires dolomitiques plus métamorphiques qui affleurent sur le flanc Nord de l'anticlinorium du Moyen Pays, juste sous la Dalle du Tibet, en un ensemble tectonique distinct, intercalé entre la Dalle du Tibet et les Formations du Moyen Pays (BORDET, dans une certaine mesure HASHIMOTO et Al.), ou rattaché avec la Dalle du Tibet aux unités du Haut Himalaya (FUCHS et FRANK). Dans ce dernier cas, c'est à la base de cet ensemble qu'est placée la limite majeure entre domaines "tibétains" et "népalais".

/ B. LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS NEPALAIS /

Quand on parcourt le Moyen Pays Népalais, on trouve effectivement la succession lithologique rappelée plus haut. Il nous semble cependant inutile d'individualiser -tout au moins au Népal central- une zone quartzitique médiane : les quartzites existent en effet à de nombreux niveaux de la série, et s'il est vrai qu'ils sont plus abondants dans une zone médiane, le contraste lithologique et sédimentologique n'est pas tel, à notre avis, qu'il justifie cette subdivision.

En outre, ce ne peut être qu'une subdivision aux limites très floues, car ces quartzites forment des bancs irréguliers, souvent minces et discontinus, qui ne permettent certainement pas de vraies corrélations stratigraphiques.

Il est donc beaucoup plus simple, de ne subdiviser ces formations qu'en deux grands ensembles, aux caractères lithologiques et sédimentologiques très contrastés, et de ce fait presque toujours aisément repérables par quiconque sur le terrain ; comme LE FORT (1975), nous distinguerons :

- Une Formation Inférieure, gréso-pélitique,
- Une Formation Supérieure, à lithologie très variée, avec, en particulier, d'assez

nombreux niveaux calcaréo-dolomitiques ou graphiteux ⁽¹⁾.

Les termes les plus bas lithostratigraphiquement sont des niveaux quartzito-schisteux qui n'affleurent qu'à la faveur de quelques anticlinaux, mais qui se distinguent aisément de la Formation Inférieure tant par leur morphologie que leur chimisme. Compte tenu du faible volume qu'elles représentent, et n'en connaissant pas leur base, nous n'avons pas jugé utile d'en faire une formation à part.

1. LES TERMES BASAUX

a. Les quartzites de Birethanti

Ce sont les niveaux les plus bas structurellement que nous avons pu atteindre dans les séries du Moyen Himalay népalais, où aucun socle ou soubassement métamorphique n'est connu ; ils affleurent au coeur de l'anticlinal de Pokhra, à l'Ouest de cette ville, dans la vallée de la Modi Kholā (pont et village de Birethanti), et dans la haute vallée de l'Andhi Kholā, 3 km au Sud-Sud-Est du col d'Anderineta, près du village de Raniswanra.

Ces quartzites, très homogènes et très purs, forment des bancs décimétriques massifs, souvent rubanés (alternances demi-centimétrique vert pâle et blanches). Peu métamorphiques, ils montrent des figures de sédimentation très fraîches : stratifications entrecroisées, et, assez souvent, ripple-marks. Leur épaisseur atteint 300 m, mais leur base n'est pas connue.

b. Les schistes verts

Les quartzites de Birethanti sont séparés de la masse principale du Moyen Pays inférieur, surtout gréseuse, par un ensemble d'alternances métriques

- de schistes à séricite ou talc, argentés ou verts, ou très finement rubanés gris-bleuté et vert,
- de passées légèrement gréseuses, et de quelques bancs de quartzites,
- localement, de schistes ardoisiers gris très fins (village de Kabre, en Andhi Kholā).

(1) On trouve dans le Moyen Pays d'assez nombreux horizons d'amphibolites, d'épaisseur très variable (quelques cm à 10 m), interstratifiés à différents niveaux de la série (cf. colonnes lithostratigraphiques, p. 77, et coupes données en annexe). L'étude de ces roches, qui ne représentent qu'une faible partie du volume total de la série, a été faite en détail par J.L. LASSERRE (1977), et ne sera donc pas reprise ici.

Cà et là ces schistes emballent des paquets d'amphibolites (quelques cm à plusieurs dizaines de mètres) ; les plus importants se trouvent sous le village de Paundur, au Sud du chemin Pokhra - Birethanti.

Entre Pokhra et la Modi Khola, les schistes basaux se suivent facilement dans le paysage, car ils sont presque toujours pris dans de grands arrachements ou glissements, recoupés de grandes griffures dont les saignées claires sont visibles de loin (par exemple, en Modi Khola, en r.d. un peu au Sud de Birethanti et en r.g., où la majeure partie du versant Deorali - Sallyan - Thamarjung n'est qu'un vaste glissement dans ces schistes verts)⁽¹⁾.

Ces schistes semblent presque partout avoir été un niveau de décollement ou de dysharmonie ; leur épaisseur et leurs rapports avec les formations sus- ou sous-jacentes sont donc perturbés et difficiles à préciser. Les coupes les mieux préservées sont celles des chemins qui plongent sur le pont de Birethanti : de Sandrakot, à l'Est (grand chemin Pokhra - Thakkhola) ; de Dangsing au Nord ; de Deopur, au Sud-Ouest. Ici, on voit que le passage des schistes (dont l'épaisseur est alors d'environ 200 m) aux quartzites de Birethanti est très brutal ; par contre, leur passage aux grès de Kunchha sus-jacents est plus progressif, avec intercalations sur quelques mètres de schistes et quartzites.

Plus à l'Est, il semble qu'il faille rapprocher de ces schistes d'autres schistes très verts, très fins, qui affleurent au coeur de l'anticlinorium Pokhra - Gurkha : dans la Pisti Khola et la Paundi Khola, au Nord de Kunchha, et dans la région du Luitel Bhanjyang, entre Marsyandi et Darondi Khola ⁽²⁾.

C'est au sommet de ces schistes, contre les premiers niveaux grés-quartziteux de la Formation inférieure, que P. LE FORT a découvert en 1974 un petit massif de gneiss ocellés amphiboliques, étudié ensuite par J.L. LASSERRE (LASSERRE, PECHER et LE FORT, 1976). Ces gneiss ocellés dérivent de syénites néphéliniques miaskitiques transformées par un léger métamorphisme en gneiss alcalins ; elles sont sans doute intrusives et sans filiation avec la série encaissante (LASSERRE, 1977).

(1) Cette morphologie très particulière ("schistes à arrachements") n'est cependant pas réservée à ce niveau ; elle existe aussi plus à l'Est dans des niveaux schisteux beaucoup plus élevés dans la série (cf. p. 67).

(2) La perte au cours de leur transport de quelques échantillons ne nous a malheureusement pas permis de contrôler si cette hypothèse, basée sur des considérations géométriques, était géochimiquement plausible. Sur la carte géologique jointe en annexe, ces schistes n'ont pas été différenciés de l'ensemble grés-schisteux de Kunchha (Formation Inférieure).

2. LA FORMATION INFÉRIEURE (SÉRIE DE KUNCHHA)

Au-dessus des schistes verts, une masse importante et assez monotone faite d'alternances de quartzites, grès localement microconglomératiques et schistes forme la plus grosse partie du Moyen Pays (cf. p.77, colonnes 10-11 et 16 à 18, et coupes données en annexe).

A l'Ouest de Pokhra, au niveau du Col de Kanre, où la série est la plus réduite, son épaisseur ne dépasserait pas 1 500 m (épaisseur réelle difficile à estimer car les grès sont sans doute recoupés ici par une faille orientée N 120°E, de rejet probablement faible). Plus à l'Est, l'épaisseur augmente beaucoup et peut dépasser 6 000 m (Darondi Khola, colonne 18, p. 77).

Il est difficile d'établir une lithostratigraphie précise de cette formation, non fossilifère, sans bon niveau repère, où les variations latérales de faciès sont fréquentes et rapides (lentilles kilométriques plutôt que niveaux continus) ; les corrélations précises, autres qu'à très courte distance, ne sont guère possibles. On peut néanmoins dégager la succession générale suivante :

- A la base, un horizon discontinu de quartzites ou grès-quartziteux,

- Puis, la masse principale des grès et schistes plus ou moins gréseux, avec quelques niveaux subordonnés de quartzites, de conglomérats, de "tufs volcaniques acides" (et des intercalations de sills basiques). On peut souvent séparer dans cette partie de la formation trois barres principales de grès, séparées par des niveaux plus schisteux ; selon les zones, ce sont plutôt les grès (Modi Khola, Midam Khola, Burhi Gandaki, par exemple coupes 5, 6, 12, 21 annexe), ou plutôt les schistes (crête de Deorali, crête de Kunchha, coupes 11, 14) qui sont les plus abondantes,

- La partie sommitale est à prédominance schisteuse, avec des intercalations quartzitiques. On y trouve aussi les loupes les plus importantes de gneiss ocellés très caractéristiques : les gneiss ocellés d'Ulleri.

a. Les quartzites

Les grès et schistes de la Formation Inférieure débutent en général par un niveau de quartzites ou de grès - quartzites ; quand leur contact avec les schistes basaux n'est pas trop perturbé tectoniquement (environs de Birethanti), il apparaît brutal mais continu : le niveau principal de quartzites (ici des quartzites blancs laiteux se délitant en plaquettes décimétriques) est annoncé par plusieurs minces niveaux de plus en plus quartziteux dans la partie sommitale des schistes basaux.

Ces schistes affleurent en différents points du Moyen Pays :

- Au coeur de l'anticlinorium Kunchha - Gorkha : entre Birethanti et Deopur, et à l'Ouest du village de Sallyan (coupes 2, 4 et 5, p.) ; en Midam Kholā, près de son confluent avec la Madi Kholā (annexe coupe 12) ; au col d'Ampipal, juste au-dessus des gneiss ocellés amphiboliques (coupe 15),

- Au Sud-Ouest de Pokhra, à la faveur des plis et de la faille de l'Andhi Kholā : au Nord d'Anderineta, sur la crête entre la Modi Kholā et la Sardi Kholā (coupe 4, p.) ; dans la région de Nuwakot : route Pokhra - Indes, km 155-157, et Saraudi Kholā, plus à l'Est (coupe 5).

Ils sont très homogènes, en gros bancs ; les ripples-marks sont abondants, dissymétriques, à grano-classement interne qui permet de déterminer aisément la polarité de la série (série dans l'ensemble, à l'endroit).

Leur épaisseur, habituellement quelques dizaines de mètres, augmente beaucoup dans la région de Nuwakot, où ils envahissent localement une partie de la base de la série, et atteignent 450 m de puissance.

A cet endroit, FUCHS et FRANK (1970, Planches H.T., coupe n° 20, et carte) les assimilent aux quartzites de Naghtat, c'est-à-dire aux quartzites sommitaux de la Formation Inférieure. En fait, cela n'est pas le cas, comme on peut le voir le long de la nouvelle coupe que donne la route Butwal - Pokhra : ils sont sous les grès de Kunchha (contact grès quartzite dans le ruisseau au Nord de Naudanda) qui affleurent à Naudanda dans un synclinal limité au Sud par la faille de l'Andhi Kholā, et au-dessus des schistes verts basaux, qui forment le coeur d'un anticlinal déversé vers le Nord (au Nord de Barachaur coupe B).

b. Les schistes, grès et conglomérats

Il existe tous les intermédiaires entre les grès massifs et des schistes fins, uniquement phylliteux, selon les proportions respectives des éléments détritiques et de la matrice (cf. géochimie, p. 82).

Les grès ont souvent un grain assez grossier, une teinte grise ou jaune moutarde ou, par endroit (région de Deopur) très verte, lorsque la matrice est chloriteuse. Les éléments détritiques sont des petits galets (1/2 mm ou plus) de quartz ou de feldspath, beaucoup moins abondant (plagioclase et feldspath potassique), des paillettes de muscovite et des fragments de tourmaline. Le quartz a très souvent un habitus particulier en grains monocristallins presque ronds (t. jusqu'à 1 cm) bleu-violacé opalescent, qui évoque beaucoup celui des quartz d'origine volcanique.

La matrice, toujours assez quartzreuse, est très fine, à séricite, chlorite-muscovite, ou muscovite-biotite selon son chimisme et le contexte métamorphique.

La taille des éléments détritiques peut augmenter ; la roche devient alors micro-conglomératique (cf. carte géologique en annexe). Le faciès le plus grossier que nous ayons trouvé est un niveau de 5 m de puissance au Sud de Kabre, en r.g. de la Madi Kholā : les galets, très déformés, mesurent quelques centimètres selon la direction d'aplatissement maximum, et plus de 20 cm selon la direction d'élongation maximale ; ils sont exclusivement quartzeux.

Les conglomérats forment des lentilles (10 m à 1 km d'extension latérale, 0,1 à 5 m de puissance) à différents niveaux de la série, mais ne représentent qu'une très faible partie de son volume total. Ils peuvent être localement plus abondants (par exemple, en Madi Kholā, de Yangjakot à Syaglung).

Par diminution de la teneur en phyllites, les grès évoluent aussi vers des quartzites : il existe çà et là quelques bancs bien individualisés de vrais quartzites ; mais plus généralement, il s'agit de zones quartzitiques à l'intérieur des niveaux gréseux les plus massifs.

Sur le flanc de l'anticlinorium Kunchha - Gorkha, la série grés-schisteuse se termine par des niveaux de schistes finement rubanés, verts ou gris-bleutés, à séricite-chlorite. Ils sont abondants sur la crête qui mène de Kunchha à Tanhu, où ils atteignent 2 000 m d'épaisseur ; là où nous avons pu les traverser ailleurs (crête entre Seti Kholā et Madi Kholā, rive gauche de la Madi Kholā, basse Burhi Gandaki) leur épaisseur ne dépasse pas 1 000 m.

Les mêmes schistes se retrouvent dans les domaines plus métamorphiques du flanc Nord de l'anticlinorium Kunchha - Gorkha : ce sont alors des micaschistes très clairs, vert argenté, très riches en muscovite. Leur ressemblance avec les schistes basaux peut être alors très grande, accentuée par des compartiments morphologiques semblables (schistes à arrachement de la bande Lundi Kholā - Istul Kholā, au Nord-Ouest d'Arughat Bazar).

Dans ces micaschistes sont intercalés quelques minces niveaux de quartzites et des lentilles d'amphibolites ; ces dernières pourraient avoir pour équivalent dans la série du flanc Sud de l'anticlinorium de Kunchha des passées de schistes verts très fins et très chloriteux (anciens tufs basiques ?).

c. Les niveaux volcano-détritiques acides

- Les tufs acides

Dans certains niveaux, les quartz ronds sont particulièrement abondants et em-

ballés dans une matrice très fine, extrêmement siliceuse. Lorsqu'elle n'est pas trop déformée, la roche acquiert alors l'aspect très particulier d'un tuf rhyolitique ou rhyodacitique. Nous avons trouvé de tels niveaux en plusieurs points :

- Au Sud et au Sud-Ouest de Pokhra,

Au Nord-Est d'Anderineta, à 1 820 m d'altitude, 150 m au-dessus des quartzites de base de Kunchha (Puissance : 0,8 m) (échantillon 601),

Sur la crête Kanre - Deorali, près de la base des grès (Puissance : 1 m) (éch. 592),

Dans la vallée de la Saraudi Kholā, au Nord de Bakrek (éch. 14) et au Nord de Pauwai (éch. 20), environ 150 m au-dessus des quartzites de la base de Kunchha (Puissance : 1 m), il doit s'agir de trois affleurements appartenant à un même niveau, sans doute lenticulaire.

- A 5 km au Nord de Kunchha, sur la crête entre Midam Kholā et Marsyandi, à Turlungkot (éch. 955), 1 300 m au-dessus de la base de la Formation Inférieure, 3 300 m sous son sommet (colonne 16, p. 77). Il y a ici plusieurs niveaux, dont la puissance totale atteint 15 m.

- En Darondi Kholā (éch. 199), vers le milieu de la Formation Inférieure (colonne 18, p. 77) (Puissance : 1 m).

- En Ankhu Kholā (éch. 838), où ils sont associés à des gneiss ocellés (cf. § suivant, et colonne 21, p. 77) (Puissance : quelques mètres).

Ces niveaux (sauf le dernier) ont une granulométrie homogène, sans granoclassement ni variations particulières près des limites de bancs ; ceci les différencie bien de certains niveaux des grès eux aussi très riches en quartz bleutés, mais qui passent toujours progressivement aux grès banaux voisins. Ils sont associés à des quartzites, qui peuvent former des récurrences centimétriques à l'intérieur du tuf ; mais le contact entre les deux roches est toujours net.

En lame-mince, on voit en général dans ces roches (au Nord de Kunchha, en Darondi Kholā et en Ankhu Kholā) :

- Une matrice très fine à quartz, feldspath (feldspath potassique et surtout plagioclase) et muscovite, ou muscovite-chlorite, ou biotite-muscovite.

- Noyés dans cette matrice, de nombreux quartz ronds (taille : jusqu'à 1/2 cm), monocristallins (lorsqu'ils n'ont pas été recristallisés) et des feldspaths de quelques millimètres assez anguleux (oligoclase et feldspath potassique). Les feldspaths sont assez abondants, à la différence des grès banaux, où les feldspaths, plus petits et plus arrondis, sont en faible quantité.

Les échantillons provenant du niveau situé au Sud-Ouest de Pokhra sont beaucoup plus quartzeux :

Dans l'échantillon 592, qui vient d'une zone sans quartz ronds, on ne voit que du quartz (95 %), très finement engrené, et des nids désordonnés de chlorite. L'échantillon 601 correspond au contraire à une zone riche en quartz ronds : on retrouve une matrice très finement grenue de quartz en mosaïque (plus un peu de muscovite-chlorite et des grains de tourmaline), qui baigne de gros quartz ronds ; il est encore possible de retrouver dans ceux-ci, malgré les débuts de recristallisation (grâce à l'opposition en lumière naturelle entre le mégacristal limpide et sa matrice salie par les phyllites), des figures de corrosions.

Ceci confirme l'origine probable volcanique ou volcanodétritique acide de ces niveaux particuliers.

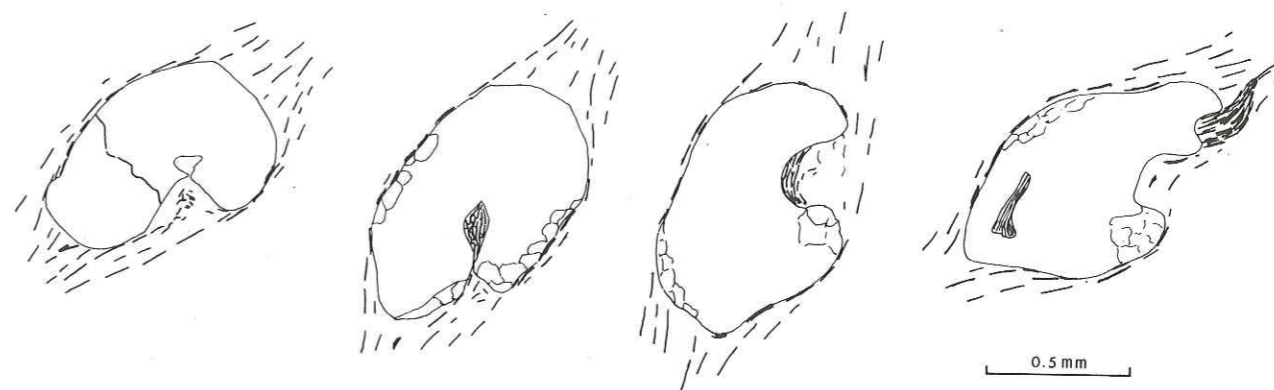


Figure 23. Echantillon 601. "Tuf volcanique" : quartz corrodés d'origine volcanique.

- Les gneiss ocellés d'Ulleri

Les gneiss ocellés d'Ulleri constituent une formation très remarquable du Moyen Pays népalais ; je rappellerai ici leurs principaux caractères, déjà décrits dans deux articles antérieurs (LE FORT et PECHER, 1974 ; PECHER et LE FORT, 1977) :

Ils forment des lentilles discontinues, de plusieurs kilomètres de long chacune, que nous avons pu suivre sur 170 km, de la Kali Gandaki jusqu'en haute Trisuli Gandaki (gneiss de Syabru Bensi), à l'Est du Ganesh Himal. Les plus importantes de ces lentilles se trouvent en rive droite de la Modi Kholā, dans la région d'Ulleri (où l'épaisseur des gneiss atteint 1 500 m), et de part et d'autre de la Chepe Kholā (épaisseur : jusqu'à 550 m).

Ces gneiss apparaissent presque toujours au même niveau lithostratigraphique (Fig. 26 p. 77) : ils sont situés près du haut de la Formation Inférieure, souvent séparés des schistes verts sommitaux par un mince niveau quartzitique ; ils terminent donc le cycle détritique du Moyen Pays Inférieur.

Entre deux lentilles de gneiss, on observe souvent au même niveau lithostratigraphique des passées conglomératiques (par exemple : région de Yangjakot, en Seti Kholā) à grain variable, à galets de feldspath et de quartz ronds, bleutés ; en quelques endroits (région au Nord-Est de Pokhra), on voit le passage latéral des gneiss aux conglomérats.

En Ankhu Kholā (colonne 21, p. 77), des gneiss analogues existent aussi beaucoup plus bas dans la série :

- Un premier niveau est situé 2 800 m en -dessous des quartzites de Ghandrung - Labu (éch. 836) ; différent des gneiss ocellés typiques par son aspect plus "granitoïde" (grain grossier, mais pas de mégacristaux), il est intercalé entre des grès (au toit) et des "tufs acides" (au mur ; éch. 838, § précédent).

- Un second niveau, qui affleure au fond de la Gasli Kholā est tout à fait identique aux gneiss ocellés banaux.

A l'échelle de l'affleurement, les gneiss ocellés d'Ulleri sont caractérisés par leur grain en général grossier et leur forte teneur en feldspath. Ils montrent un délit schisteux et un étirement méridien très net.

Quand le contact des gneiss et de leur encaissement est visible, il apparaît très rapide, mais progressif : on passe aux grès micacés par décroissance de la taille du grain et de la teneur en feldspath. Des intercalations lenticulaires de schistes ou de quartzites existent çà et là à l'intérieur du gneiss.

A l'échelle de l'échantillon, on retrouve souvent dans le gneiss les quartz ronds de teinte bleu-violacée fréquents dans certains niveaux gréseux et dans les "tufs acides". Les cristaux de feldspaths, dont la taille atteint plusieurs centimètres, sont arrondis ou subautomorphes ; il s'agit en général de feldspath potassique, mais nous avons rencontré plusieurs échantillons où il s'agissait d'albite (dans l'échantillon E56, l'analyse de la microsonde de l'un de ces feldspaths a donné les résultats suivants : Ab = 99 %, An = 0.5 %, Or = 0.5 %). Cette dualité de la nature des mégacristaux se reflète dans la grande variabilité du rapport Na_2O/K_2O de la roche totale : 0.49 à 2.87 (cf. analyses en annexe).

La matrice qui moule ces éléments est quartzo-micacée, à muscovite, biotite, et occasionnellement grenat : c'est une paragenèse métamorphique analogues à celle de l'encaissant.

Ainsi, ces gneiss se caractérisent par :

- une extension régionale,
- une position lithostratigraphique constante,
- des contacts progressifs avec leur encaissant,
- des intercalations schisteuses ou quartzitiques et des variations latérales de faciès,
- un caractère feldspathique accusé, et la présence de quartz d'origine vraisemblablement rhyolitique.

Ces caractères indiquent leur origine volcano-détritique, confirmée aussi par leur chimisme : il s'agit de "porphyroïdes" (LAPPARENT, 1909) et de tufs acides.

Il faut rappeler que de nombreuses occurrences de gneiss ocellés très analogues à ceux-ci sont connus ailleurs dans la Moyen Himalaya, du Penjab à l'Arunachal (cf. carte dans LE FORT, 1975, et revue dans PECHER et LE FORT, 1977). Pour autant que l'on puisse se fier aux corrélations lithologiques, la plupart d'entre eux semblent situés à peu près au même niveau lithostratigraphique que les gneiss ocellés d'Ulleri, sous les quartzites équivalents des quartzites de Ghandrung (dont l'âge, par analogie avec les quartzites de Muth qui se suivent dans le Sédimentaire Tibétain du Cachemire au Népal, serait Dévonien). Le tableau ci-dessous, d'après PECHER et LE FORT (1977), donne les plus importantes de ces corrélations :

PUNJAB (V.P. Sharma, 1975)	KUMAUN (Gansser, 1964)	NEPAL (Pecher & Le Fort, 1977)	HIMALAYA ORIENTAL (Acharyya, 1973)
calcaires, calcschistes, schistes carbonés de Katori Gali	Groupe de Krol ?	Formation supérieure	Dolomies de Buxa
Congl. de Langera			
quartzites de Sunbain	quartzites de Naghtat	quartzites de Ghandrung	quartzites de Jainti
Paragneiss de Seawa	grauwackes, gneiss de Chandpur	gneiss ocellés d'Ulleri	schistes et grau- wackes de Sinchu-La
Schistes de Salkala	Argilites de Simla	grès et schistes de Kunchha (F. Inférieure)	Schistes de Daling

Ces gneiss ocellés ont été très diversement interprétés : en général, comme des granites, intrusifs ou produits par granitisation in situ (témoins supposés d'une orogénie ante-alpine en Himalaya), ou comme des lames de gneiss fortement métamorphiques mis en place tectoniquement (écailles).

Au vu de nos observations au Népal, il s'agit plutôt de produits volcano-détritiques, témoignant d'une activité volcanique quartzo-feldspathique très largement répandue dans tout le Moyen Himalaya au Paléozoïque.

3. LA FORMATION SUPERIEURE

a. Sa limite

Au sommet de la formation précédente, il existe toujours plusieurs niveaux de quartzites intercalés dans les schistes : ils forment le sous-groupe médian argilo-siliceux de OHTA et Al. (1973). Pour FUCHS et FRANK (1970), plus à l'Ouest, ces quartzites seraient la prolongation de la Formation de Naghtat, définie au Kumaun par AUDEN (1935).

Contrairement à ces auteurs, nous n'avons pas séparé en un ensemble particulier ces quartzites qui se rattachent par leur type de sédimentation à l'ensemble gréso-pélitique du Moyen Pays inférieur, et qui ne forment pas d'horizons très continus (mais plutôt, comme l'a souligné REMY (1972), de vastes lentilles dont la longueur atteint plusieurs dizaines de kilomètres).

Il n'en reste pas moins que cette zone quartzitique marque, à petite échelle, une limite : lui succèdent en effet des termes plus variés, où les niveaux carbonatés, inexistant plus bas dans la série, sont assez nombreux.

Au Népal central, un des niveaux de quartzite de cette zone peut se suivre de manière plus continue que les autres : ce sont les quartzites de Labu - Ghandrung, sur le flanc Nord de l'anticlinal du Moyen Pays, et leur équivalent sur son flanc Sud : les quartzites de Tanhu. Aussi l'avons-nous choisi, à défaut de marqueur stratigraphique, comme dernier niveau de la Formation Inférieure.

Mais le choix d'une limite ne doit pas masquer le caractère très continu, partout observé, de la transition entre les deux formations du Moyen Pays ; elles forment une série sédimentaire unique (modification progressive des caractères de la sédimentation), dans un même ensemble tectonique.

La Formation Supérieure affleure en deux lambeaux distincts sur les flancs Nord et Sud de l'anticlinorium du Moyen Pays dans des états de déformation différents : au Nord,

dans la zone du Chevauchement Central, elle est très laminée et recristallisée ; au Sud, elle est peu ou pas recristallisée, souvent intensément plissée, et sans doute localement décollée de son substratum, la Formation Inférieure, dont elle constitue alors la couverture.

b. La couverture Sud du Moyen Pays

Seules cinq coupes ont pu être parcourues dans la partie méridionale de l'anticlinorium du Moyen Pays, où la Formation Supérieure est la mieux préservée :

- Deux coupes au Sud de Pokhra, avec G. MASCLE ; ici, la limite entre les Formations Inférieures et Supérieures du Moyen Pays se fait le long d'une faille importante (faille de l'Andhi Kholā), au Sud de laquelle se développent de grands plis couchés (MASCLE, 1976 ; MASCLE et PECHER, 1977 ; cf. Fig. 86 p.) qui rendent la stratigraphie difficile à établir.

- Coupe de la basse Madi Kholā, coupe Tanhu - Dumre - basse vallée de la Marsyandi, et coupe de la basse vallée de la Burhi Gandaki, au Nord de Benighat.

Dans la région de la Modi Kholā et de Dumre, la succession observée est la suivante :

- Les schistes sommitaux de la Formation Inférieure, très fins et massifs, verts, passent à des schistes gris-bleutés, à délit en plaquettes, où s'intercalent des petits niveaux de quartzites laitieux,

- Suit un épais niveau (350 m) d'orthoquartzites blancs, très massifs, en gros bancs (10 cm à 1 m), avec des ripple-marks : les quartzites de Tanhu (qui forment les deux pitons qui supportent ce gros village entre Dumre et Kunchha),

- On retrouve au-dessus des schistes gris-bleutés (ép = 800 m environ), assez sombres, dont certains niveaux peuvent prendre à l'altération une teinte rouge très vive ; ils sont localement gréseux,

- Leur succède un ensemble épais (plus de 500 m) de dolomies rubanées, grises ou lie de vin ; certains niveaux sont à silex, d'autres à brèches intraformationnelles (avec des fragments de stromatolithes ?).

Cet ensemble dolomitique est facilement observable sur la route Pokhra - Kathmandu, où il forme les grosses barres en bordure de la Marsyandi, à l'Est-Sud-Est de Dumre (km 104 à 107). Il serait l'équivalent des dolomies à Collenia et brèches bioclastiques qui affleurent largement au Sud de Pokhra, sur la route de l'Inde (par exemple aux km 132-133).

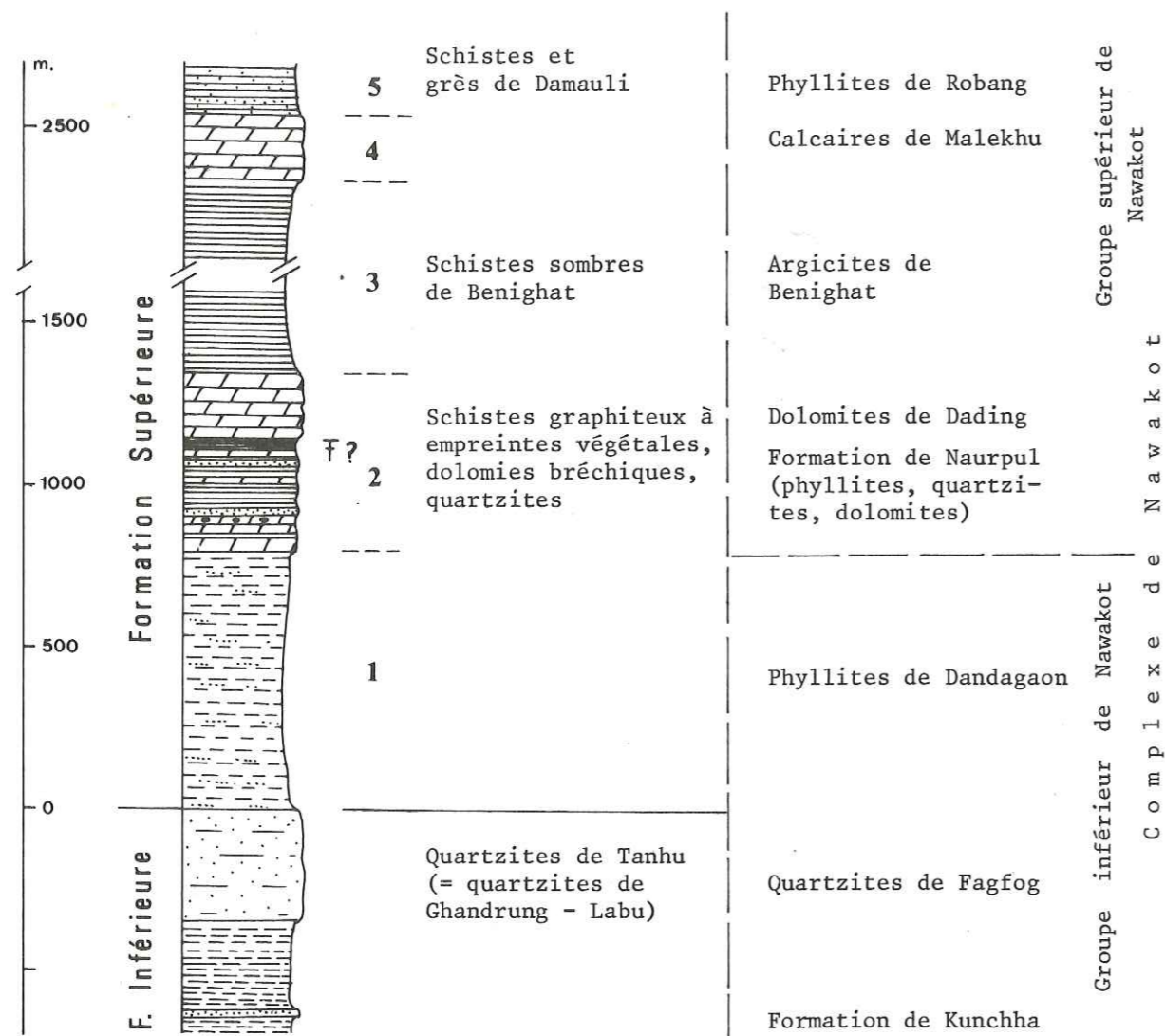


Figure 24. Colonne lithostratigraphique semi-schématique de la Couverture Sud du Moyen Pays en Madi Khola et en basse Burhi Gandaki. Equivalence avec les formations définies par STOCKLIN, 1977 (colonne de droite).

En rive gauche de la Madi Khola, la coupe se complète par :

- des schistes gris sombre, très fins (ép. supérieure à 1 000 m ?),
- des dolomies finement litées, grises ou jaunes (200 m),
- des grès gris : bancs gréseux de 5 à 10 cm et interbancs schisteux d'épaisseur analogue ; ils affleurent au pont de Damauli, sur la route Kathmandu - Pokhra (km 126).

En basse Burhi Gandaki, sur les 5 km en amont de son confluent avec la Trisuli (Benighat, sur la route Kathmandu - Pokhra), on peut observer (dans des conditions assez médiocres), la succession suivante :

- grès de Kunchha massifs (grès de la Formation Inférieure),
- schistes verts très fins,
- quartzites en gros bancs,
- schistes à alternances cm. gris très sombre et vert plus clair, très plissotés,
- ensemble de dolomies, quartzites et schistes noirs, localement graphiteux; compte tenu des lacunes d'affleurement, il est difficile d'établir la lithostratigraphie exacte de cet ensemble assez intensément plissé.

Dans les schistes graphiteux, qui se situeraient dans la partie supérieure du premier ensemble calcaréo-dolomitique, nous avons trouvé en surface de banc des restes d'empreintes végétales (?), malheureusement très mal conservées. Il faut donc sans doute paralléliser ces schistes à des schistes graphiteux très analogues, qui affleurent largement au Sud de Pokhra, dans lesquels nous avons trouvé avec G. MASCLE des empreintes mieux conservées de feuilles. Ces fossiles, qui sont à notre connaissance les seuls trouvés dans les séries du Moyen Pays népalais, sont actuellement en cours d'étude.

c. La Formation Supérieure du flanc Nord de l'anticlinal Kunchha - Gorkha

On est ici dans la zone très écrasée et recristallisée proche du Grand Chevauchement Central ; malgré cela, il est toujours possible de retrouver ici, au-dessus de la Formation Inférieure, une série métasédimentaire très voisine de celle de la couverture Sud. De la Thakkhola à l'Ankhu Khola, elle se suit sans interruption, mais avec quelques variations latérales (Fig. 26) : série épaisse (jusqu'à près de 5 000 m) dans un domaine oriental (Darondi Khola et Burhi Gandaki) ; série occidentale en partie réduite, plus mince (en général moins de 2 000 m).

La limite entre les Formations Supérieure et Inférieure correspond aux quartzites de Labu - Gandrung (affleurant en particulier à l'école de ce dernier village, rive droite de la Modi Khola), qui se rattachent encore, par leur caractère détritique, à la Formation Inférieure. Ce sont des quartzites blanc laiteux, à délit en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur ; ils ne font le plus souvent que quelques mètres de puissance, mais se suivent de proche en proche sans interruption à travers tout le Moyen Pays. Ils sont presque toujours accompagnés d'un ou plusieurs niveaux d'amphibolites (à la base, en interniveau ou au sommet).

Là où la série est la plus complète (colonnes 18 à 21, p. 77), on trouve au-dessus de ces quartzites les différents termes suivants :

(1) Des schistes très clairs (ép = 200 à 700 m), argentés ou verdâtres, à muscovite ou chlorite, qui ne sont que la suite des schistes sommitaux de la Formation Inférieure. On y trouve encore quelques passées de quartzites et des amphibolites (Lundi Khola, un affluent rive gauche de la Darondi Khola, et Ankhu Khola).

(2) Suivent des grès (ép = 1 000 à 1 500 m) qui, à l'affleurement, peuvent rassembler beaucoup aux grès de Kunchha ; ils s'en distinguent par la présence occasionnelle de mud-cracks en surface de banc (Ankhu Khola, région de Kupchet, où ces figures sont très bien préservées), et surtout par un rubanement fréquent vert et gris ("grès bicolores") : alternances millimétriques calciques (niveaux verts à dolomite, calcite, clinozoïsite, phlogopite, un peu de quartz) et quartzieuses (niveaux gris à quartz, biotite, muscovite, peu de carbonates).

Dans ces grès, les proportions de quartz, carbonates et phyllites varient aussi assez largement à échelle métrique à hectométrique ; certains niveaux sont presque uniquement quartzieux : quartzites impurs, surtout abondants à la base des grès (en Darondi Khola, niveau de plusieurs mètres de puissance à la base des grès) ; d'autres niveaux sont surtout carbonatés : niveaux dolomitiques de quelques mètres de puissance dans la partie médiane des grès (colonnes 18 et 20, p. 77) ; enfin, en rive droite de la Burhi Gandaki, passage des grès à une série surtout schisteuse : schistes clairs à muscovite et quartz, à passées quartzitiques, se terminant par 50 m de calcaires et dolomies, suivis d'un mince niveau de quartzites et de 300 m de grès bicolores (colonne 19, p. 77).

Cet ensemble schisto-gréseux n'existe que dans le domaine oriental. Plus à l'Ouest, il se confond avec (1) dans la bande peu épaisse de schistes clairs qui surmonte les quartzites de Ghandrung. Aussi, sur le terrain, il est tentant de le rattacher aux grés-schistes du Moyen Pays inférieur. En réalité, rattaché à la Formation Supérieure par sa position au-dessus des quartzites de Ghandrung, il annonce bien déjà par sa nature en partie carbonatée la série (3) typique de ces formations,

(3) Au-dessus existe en effet un ensemble très caractéristique où sont étroitement associés des dolomies, des schistes quartzieux clairs ou, le plus souvent, très sombres : schistes quartzo-biotitiques et schistes graphiteux. Cet ensemble régulier et facilement identifiable à échelle cartographique montre dans le détail des "variations latérales"⁽¹⁾ nombreuses et rapides :

(1) Même si, à notre avis, ces variations sont surtout d'origine sédimentaire, il ne faut pas accorder à cette expression, s'appliquant à des séries aussi laminées, un sens trop strictement stratigraphique (on peut cependant noter que les variations latérales de faciès sont un fait général du Moyen Himalaya - cf. SHARMA, 1975) ; il en est bien sûr de même en ce qui concerne les épaisseurs, épaisseurs apparentes sans doute inférieures aux épaisseurs initiales réelles.

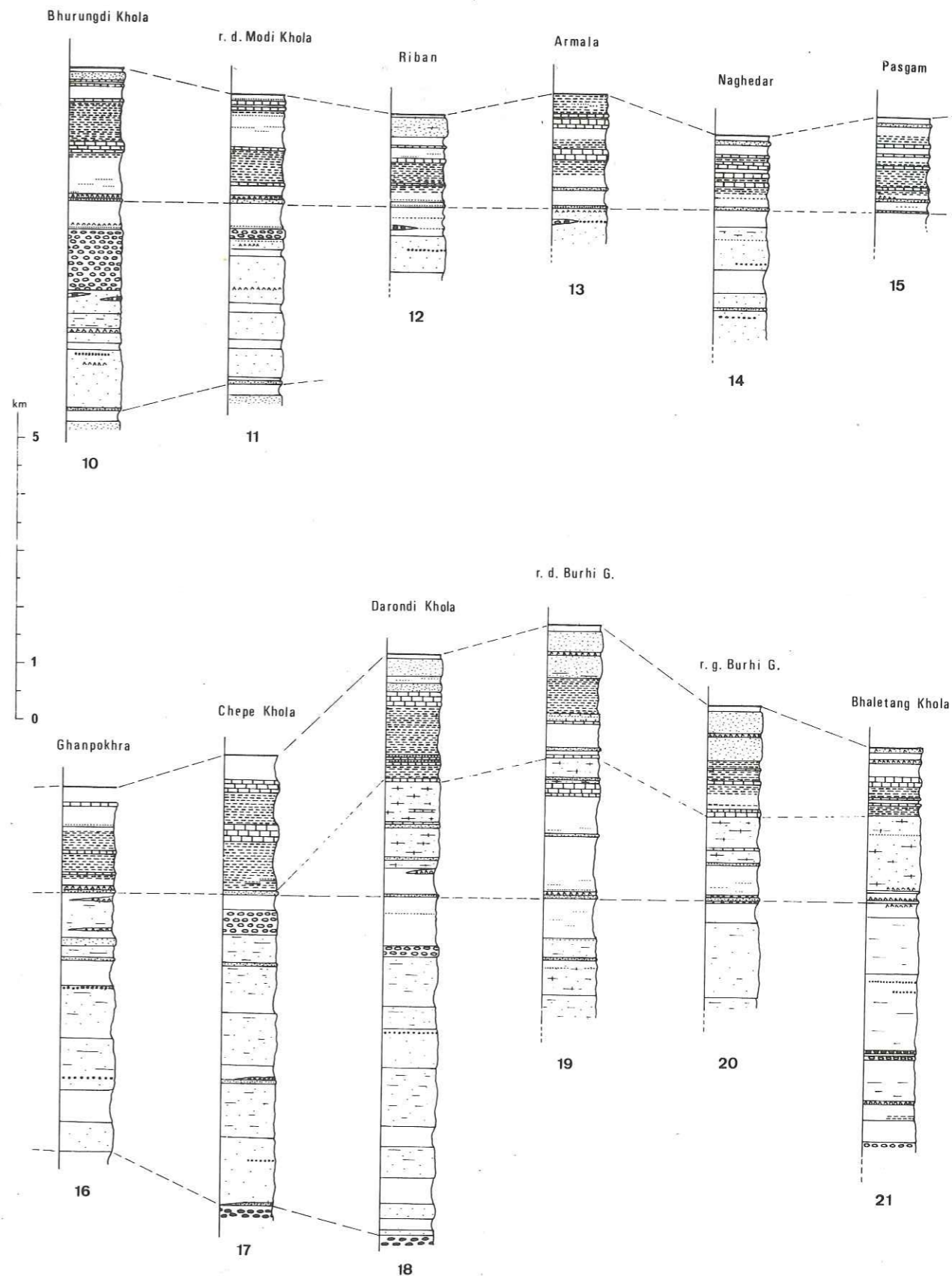


Figure 25. Lithostratigraphie de la Formation Supérieure, flanc Nord de l'anticlinorium Kunchha - Gorkha.

- Passage des schistes clairs aux schistes sombres ; abondance très variable des schistes graphiteux,

- Passage des calcaires (peu abondants) aux dolomies (relativement beaucoup plus fréquentes) ; épaisseurs très variables d'un point à l'autre : de 0 m (barre calcaire remplacée par un niveau de calcschistes) à quelques dizaines de mètres (localement plus de 100 m : versant Kaligandaki du Col de Ritirbini ; rive droite de la Mardi Khola),

- Association fréquente dans un même niveau de roches carbonatées et de quartzites, l'un ou l'autre terme prenant plus ou moins d'importance d'un affleurement à l'autre,

(4) Les formations du Moyen Pays se terminent toujours (sauf en rive droite de la Mardi Khola et en Chepe Khola : colonne 13 et 17, p. 77) par un niveau de quartzites et dolomites (quartzites sommitaux et calcaires dolomitiques de Romi, en r.d. de la Modi Khola).

Il faut ici de nouveau séparer plusieurs domaines :

- A l'Est, entre la Thakkhola et la Chepe Khola, ce niveau est mince (0 à 350 m), et les dolomies sont relativement abondantes,

- Plus à l'Ouest, entre la Chepe Khola et la crête r.g. de la Burhi Gandaki, les quartzites s'épaississent beaucoup : en moyenne 800 m d'épaisseur, et même 1 500 m au-dessus du village de Singla, en Machha Khola (quartzites blanc-laiteux, très massifs, en bancs dm. à interbancs très réduits, séparés en deux parties par un niveau d'amphibolites),

- Encore plus à l'Est, en Ankhu Khola, leur épaisseur est de nouveau plus réduite (moins de 100 m) ; ils ont ici des petits nids à amphibole ; biotite et épidote, qui leur confèrent un chimisme moyen très différent de celui d'un vrai quartzite (cf. analyse 781 : $SiO_2 = 67.01 \%$).

4. LA LIMITE ENTRE LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS ET LA DALLE DU TIBET : LE M.C.T.

Nous avons recoupé à plusieurs reprises cette limite, qui correspond (au Népal) au M.C.T. des auteurs.

A petite échelle, ce chevauchement est en général facilement localisé, à la limite de deux formations lithologiquement très dissemblables, et d'âges sans doute très différents : l'épaisse Formation I de la Dalle du Tibet, ensemble feldspathique d'aspect très métamorphique (gneiss et migmatites), d'âge ante Cambro-ordovicien, surmonte la série métasédimentaire beaucoup plus diversifiée du Moyen Pays supérieur, d'âge probable post Dévonien (LE FORT, 1975).

Sur le terrain, il est rare de pouvoir observer dans de bonnes conditions ce contact, souvent situé dans la zone de forêts. Lorsqu'on dispose de coupes suffisamment bonnes et continues (par exemple : r.d. de la Modi Khola, Darondi Khola, Burhi Gandaki), on s'aperçoit qu'à échelle de l'affleurement, la limite Dalle du Tibet à Moyen Pays est impossible à localiser exactement, le passage de l'une à l'autre des formations se faisant toujours de manière continue, en quelques dizaines de mètres : les quartzites sommitaux du Moyen Pays supérieur (quartzites de Romi) sont toujours surmontés par quelques mètres de schistes clairs, où l'on remarque souvent de la chlorite, ici d'un vert acide caractéristique ; le contact entre ces deux termes peut être brutal ou progressif (coupe de Korchon), avec des récurrences quartzitiques dans les schistes. Puis du feldspath apparaît dans les schistes quartzeux ; sa teneur augmentant, on passe alors en quelques mètres aux gneiss de la Dalle du Tibet.

Dans le domaine situé à l'Est de la Chepe Khola, les gneiss de la Dalle du Tibet deviennent très quartzeux, tandis que les quartzites sommitaux du Moyen Pays s'épaississent beaucoup. Le contraste lithologique entre ces deux ensembles tend alors à disparaître, et le M.C.T. peut devenir très difficile à situer, même à petite échelle. A titre d'exemple, la figure 26 (coupe 18) montre la transition Moyen Pays - Dalle du Tibet au-dessus de Singla, en Machha Khola : ici, le M.C.T. ne correspond plus à aucune discontinuité particulière, mais n'a pu être localisé -de manière d'ailleurs incertaine- que par comparaison avec les coupes situées de part et d'autre (crête r.d. de la Machha Khola, Darondi Khola, Burhi Gandaki), où le caractère plus feldspathique de la Dalle du Tibet permet de mieux fixer sa limite inférieure.

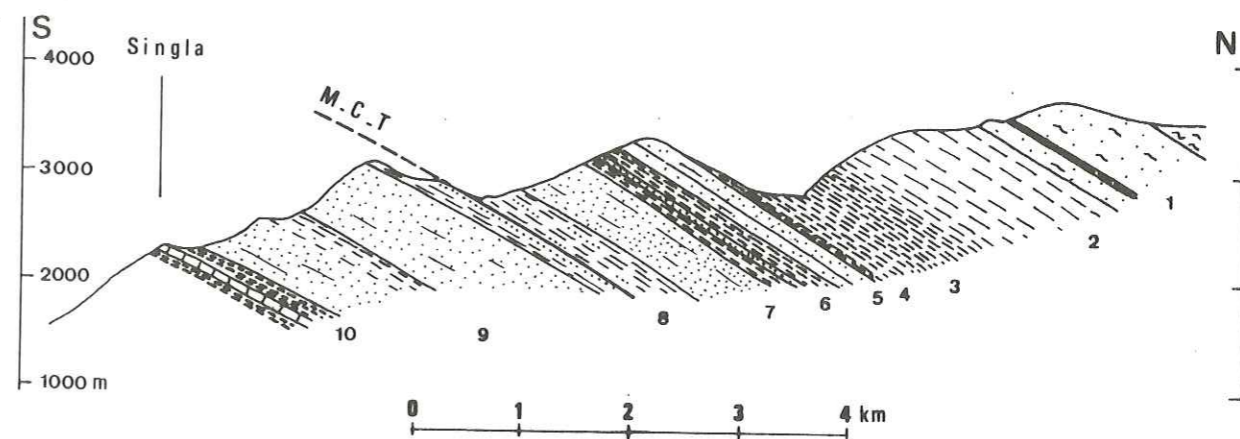


Figure 26. Coupe de Singla. 1 : gneiss en plaquettes très quartzeux (au sommet), ou plus feldspathiques (à la base) ; 2 : gneiss et schistes feldspathiques ; 3 : schistes feldspathiques riches en disthène ; 4 : schistes à grenat abondant ; 5 : gneiss en plaquettes très quartzeux, à interbancs de schistes à grenats, et quartzites laiteux ; 6 : schistes à grenat, un niveau (ép. = 10 m) de quartzites ; 7 : quartzites rubanés au sommet, quartzites schisteux, puis quartzites laiteux à la base ; 8 : schistes à grenats, intercalations peu épaisses de quartzites (limite entre la Formation Supérieure du Moyen Pays et la Formation I de la Dalle du Tibet dans ce niveau) ; 9 : quartzites rubanés massifs, intercalations de quartzites à biotite et feldspath ; 10 : calcaire dolomitique et schistes sombres, localement à disthène.

A côté de la discontinuité lithologique, qui n'est donc pas toujours bien marquée, on a pu envisager d'autres critères de reconnaissance du chevauchement : abondance des loupes de quartz d'exsudation, phénomène de rétro-morphose, discontinuité métamorphique; en réalité, aucun de ces critères n'est caractéristique au Népal central (cf. 2e partie) : les loupes de quartz peuvent être aussi très abondantes dans les autres niveaux de schistes quartzeux ; la rétro-morphose est plus apparente que réelle (la chlorite est en grande partie un minéral de la paragenèse principale), non limitée à la proximité immédiate du M.C.T. ; et il n'y a pas de saut métamorphique (en particulier, le disthène, si remarquable dans la Dalle du Tibet, apparaît aussi largement en dessous du M.C.T.). Ceci n'est guère surprenant, dans la mesure où, comme nous le verrons, la limite Dalle du Tibet-Moyen Pays forme toute une zone tectonométamorphique particulière, et non un plan.

Enfin, on peut noter que de nombreuses sources chaudes (les "tatopani") jalonnent la base de la Dalle du Tibet (cf. LE FORT et JEST, 1974, et carte géologique ci-jointe) : indices d'une activité thermique résiduelle du M.C.T., elles sont, en définitive, l'un des meilleurs marqueurs de cet accident.

/ C. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES FORMATIONS DU MOYEN PAYS /

Dans le Moyen Pays népalais, le métamorphisme, moins fort que dans la Dalle du Tibet, n'a que peu oblitéré la nature initiale sédimentaire (quartzites, grès et argilites, calcaires et dolomies) ou volcanodétritique ("tufs acides") des formations. Les données suivantes tendent donc surtout à retrouver les parentés et relations réciproques de ces différentes roches qui appartiennent, d'après les données de terrain, à un même groupe.

Les analyses chimiques de roche totale que nous avons utilisé se répartissent ainsi :

- Formation Inférieure, schistes verts basaux : 9 analyses.
- Formation Inférieure, schistes de Kunchha : 13 an.
 - gréso-schistes : 14 an.
 - grès massifs : 11 an.
 - "tufs acides" : 7 an.
 - gneiss ocellés : 9 an. (1)
 - quartzites sommitaux : 2 an.

(1) Dont L65 (gneiss de Syabru Bensi) et U21, récoltés par P. LE FORT, et 109L récolté par J.L. LASSERRE.

- Schistes médians (1) : 16 an. (2)
- Formation Supérieure, "grès bicolores" : 6 an.
 - schistes graphiteux : 3 an.
 - schistes sombres : 10 an.
 - schistes clairs : 10 an.
 - calcaires ou dolomies : 10 an. (3)

Nous disposons en outre :

- de 20 analyses de la couverture Sud du Moyen Pays (cf. annexes) ; les échantillons correspondants sont pour la plupart encore mal calés lithostratigraphiquement (domaine très plissé situé au Sud de Pokhra), aussi ces analyses n'ont-elles pas été intégrées à cette étude (à l'exception de 867 et 465, niveaux dolomitiques 2 et 4 de la figure 24),

- de 99 analyses des roches basiques du Moyen Pays (amphibolites et gneiss alcalins d'Ampipal, éch. J.L. LASSERRE, P. LE FORT et A. PECHER). Ces données ont été exploitées en détail par LASSERRE (1977), dont les conclusions ne seront que brièvement rappelées ici ; j'ai cependant jugé utile de faire aussi apparaître en annexe ces analyses, pour la plupart non publiées.

1. LES ELEMENTS MAJEURS

a. Dans la Formation Inférieure et les schistes médians (Fig. 27)

Les diagrammes déjà utilisés de DE LA ROCHE (1968) distribuent les points représentatifs en trois groupes :

a) Le premier groupe correspond aux grès et schistes de Kunchha qui forment une série remarquablement régulière et continue. Le diagramme A (fig. 17) traduit de manière particulièrement nette leur composition : c'est un mélange en proportion variable de quartz (contenu surtout dans les galets) et d'une argile illitique (ayant donné la matrice schisteu-

(1) Cette dénomination regroupe les schistes verts ou argentés du sommet de la Formation Inférieure et de la base de la Formation Supérieure ; rappelons en effet que ces schistes, rattachés pour des raisons de terrain à l'une ou à l'autre de ces Formations selon leur position en-dessous ou au-dessus des quartzites de Ghandrung sont en réalité les mêmes.

(2) Dont les analyses de 12 échantillons récoltés par J.L. LASSERRE entre la Burhi Gandaki et la Darondi Kholā, et dans la région de Khudi.

(3) Dont 804, niveau gréso-dolomitique interstratifié dans les grès bicolores.

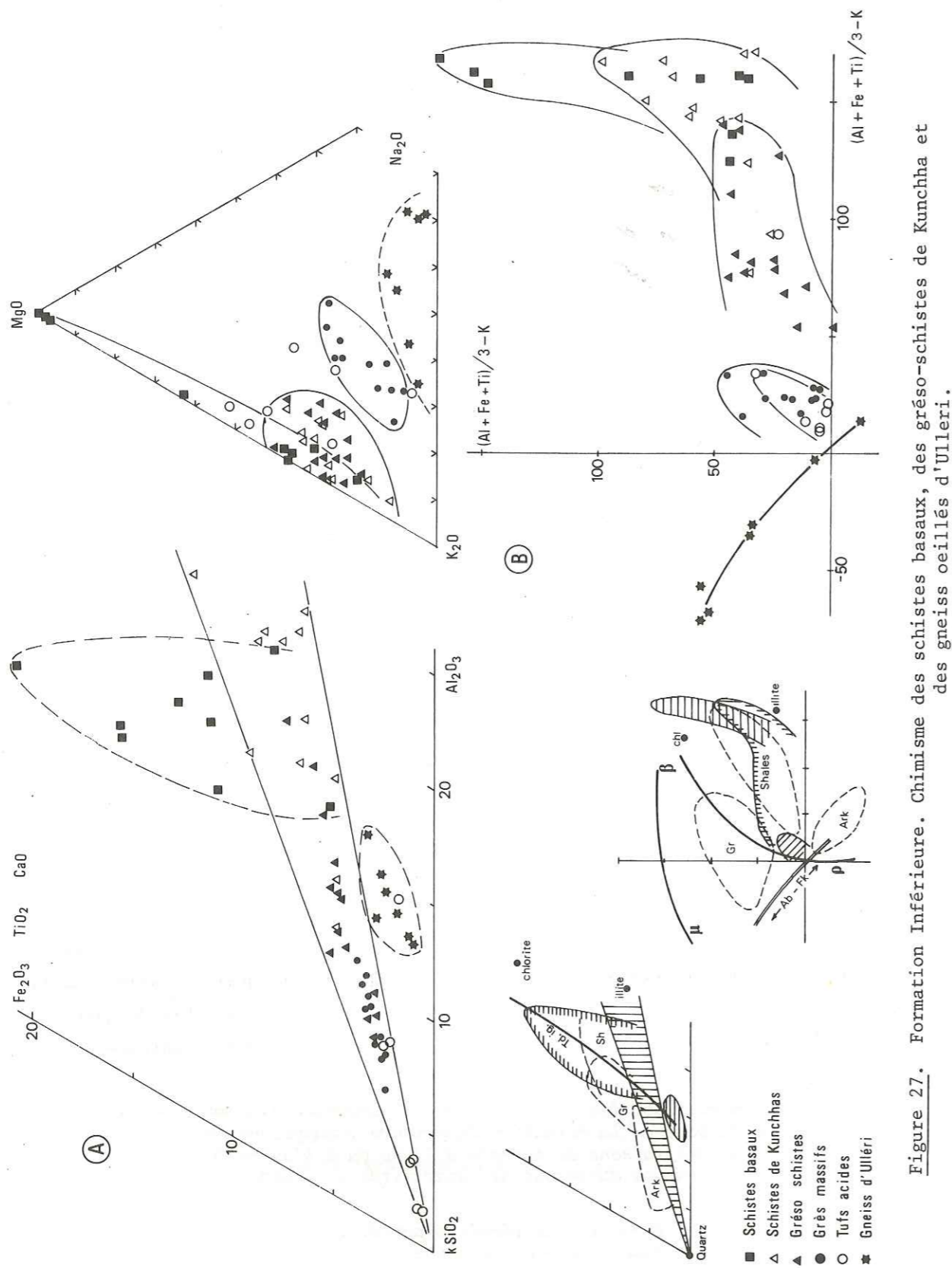


Figure 27. Formation Inférieure. Chimisme des schistes basaux, des grès-schistes de Kunchha et des gneiss oeilés d'Ulléri.

se). La teneur en Al_2O_3 exprime directement l'abondance de la matrice par rapport aux galets.

Le diagramme (B) exprime, outre la continuité de la lignée sédimentaire, la diminution du rapport K/Na dans les termes les plus quartzeux : en effet, Na est surtout contenu dans les galets de plagioclase, relativement plus abondants dans les termes très quartzeux (affinités volcaniques des "tufs acides"), tandis que K est surtout contrôlé par la teneur en phyllites, et diminue parallèlement à celle-ci.

b) Les gneiss oeilés d'Ulléri forment un second groupe homogène, où les différents horizons ne se distinguent pas les uns des autres. La grande variabilité des proportions Ab/FK d'un échantillon à l'autre se retrouve cependant dans l'étalement du nuage de points selon la direction albite-feldspath potassique (diagramme B).

Ces gneiss, en dehors de la lignée sédimentaire précédente, ont des affinités volcaniques très nettes (chimisme de rhyolite).

c) Le troisième groupe est formé des schistes verts basaux (Fig. 27) et des schistes médians (Fig. 28) aux chimismes assez voisins ; on retrouve donc la similitude observée sur le terrain (faciès identiques de "schistes à arrachements" ; association privilégiée avec des lentilles amphiboliques).

Ces schistes diffèrent des autres schistes du Moyen Pays inférieur (Fig. 27) ou supérieur (Fig. 28) surtout par leur teneur très forte en Fe_2O_3 (valeur moyenne de $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 13.18$).

Leur domaine (Fig. 27 et 28) s'écarte nettement de la lignée sédimentaire de Kunchha pour s'étirer du domaine des shales vers le domaine des roches magmatiques basiques. Compte tenu de leur association privilégiée avec des amphibolites (d'anciens basaltes tholéitiques, LASSERRE, 1977), on peut les interpréter comme d'anciens tufs (ou cendres) volcaniques basiques.

b. Dans la Formation Supérieure (calcaires ou dolomies exceptés)

Dans les diagrammes de la figure 28, le nuage de points est plus étalé que pour la Formation Inférieure. Cela s'explique surtout par la variation des teneurs en Fe_2O_3 (diagramme A) et K_2O (diagramme B) : ces deux oxydes sont très irrégulièrement abondants, y compris à l'intérieur d'un même type de roche ; ceci est particulièrement net pour Fe_2O_3 qui, par exemple, varie de 1.97 à 7.51 dans les grès bicolores, de 11.60 à 8.27 dans les schistes sombres (% Fe_2O_3 total).

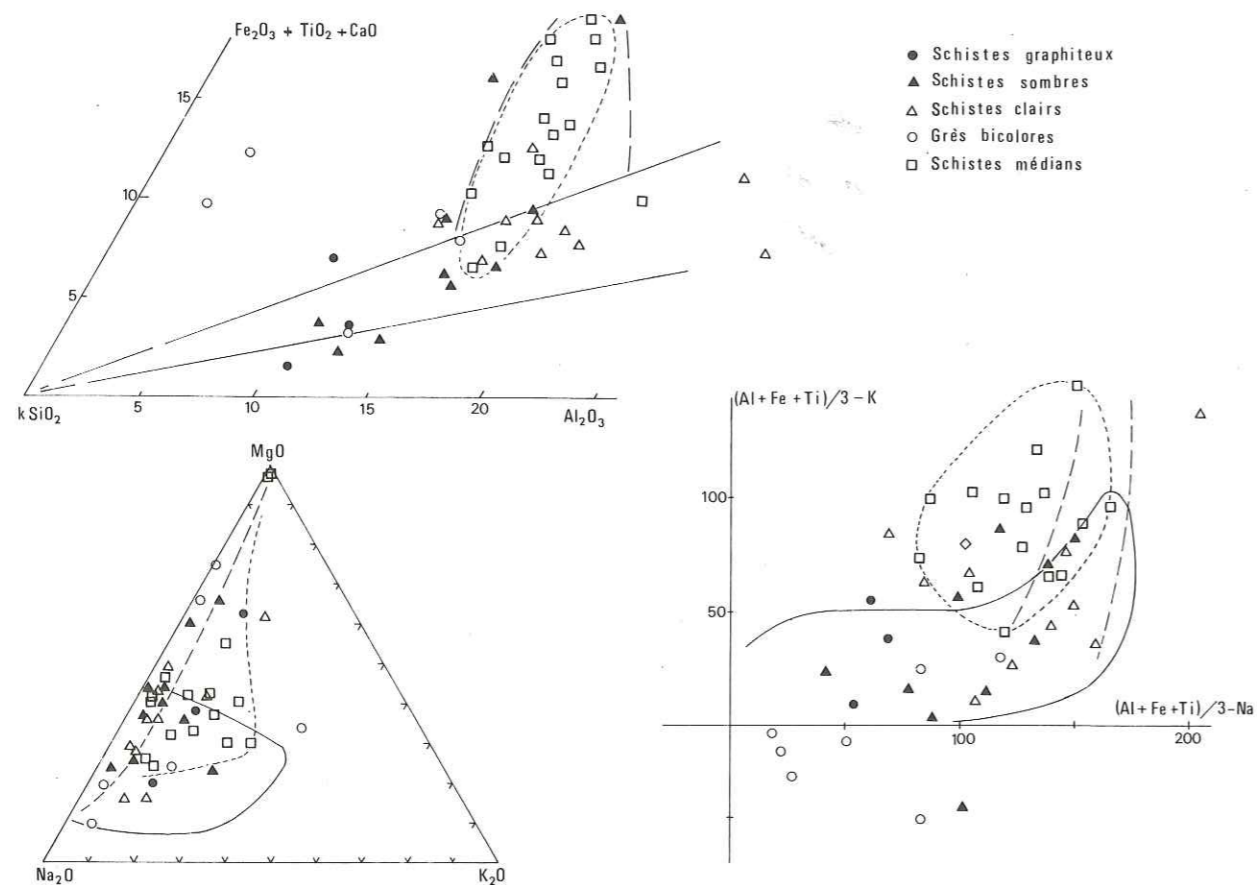


Figure 28. Chimisme des Schistes Médians et de la Formation Supérieure. Sur chaque diagramme, les domaines correspondant aux schistes basaux et aux grès et schistes de Kunchha sont rappelés, respectivement par un tireté et un trait plein.

Par contre, Na_2O et CaO , dont les teneurs ne dépassent que rarement 1 %, n'ont que peu d'influence ; ceci est particulièrement remarquable pour CaO : contrairement à l'impression que l'on a sur le terrain, la calcite est presque inexistante dans la Formation Supérieure, en dehors des quelques lits carbonatés bien individualisés.

c. Dans les calcaires et les dolomies

Les analyses des niveaux carbonatés montrent qu'il s'agit presque toujours de dolomies : exception faite de a32, un calcaire, CaO/MgO est compris entre 1.25 à 1.80 (moyen-

ne : 1.49 ; valeur pour de la dolomite pure : 1.40). Dans ces niveaux, le quartz est abondant (SiO_2 va de 10 à 40 %), mais les phyllites sont rares : en effet, la teneur en aluminium, et surtout en alcalins, reste toujours faible.

Aucune distinction chimique ne peut être faite entre les niveaux carbonatés du Nord et du Sud du Moyen Pays. Mais ces dolomies gréseuses (ou à accidents siliceux -cf. cherts et silex des dolomies à *Collenia* de la couverture Sud du Moyen Pays) s'opposent très nettement aux formations carbonatées du Haut Himalaya (Formation II de la Dalle du Tibet et cipolins de Larjung) par :

- la nature du carbonate (dolomite dans le premier cas, calcite dans le second),
- leur teneur plus faible en alcalins.

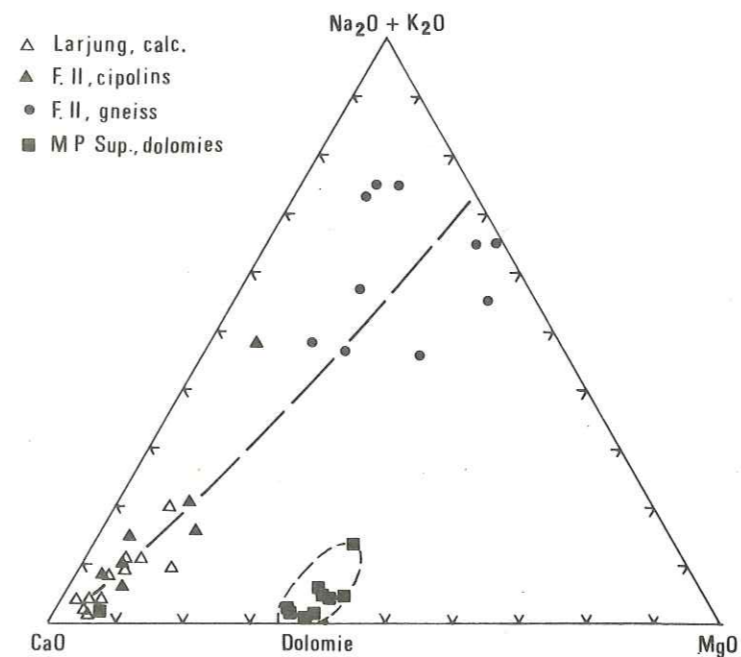


Figure 29. Comparaison des formations carbonatées du Népal central.

Cette dualité des caractères de la sédimentation carbonatée de la Haute Chaîne et du Moyen Pays peut s'exprimer dans un diagramme triangulaire MgO , CaO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 29) : les cipolins de Larjung et les gneiss de la Formation II appartiennent à une même lignée géochimique, caractérisée par la valeur forte du rapport $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{MgO}$ ("climat potassique") quelle que soit la teneur en CaO (c'est-à-dire la teneur en calcite, qui augmente du pôle détritique -les gneiss en plaquettes de la Formation II- au pôle calcaire -les cipolins de Larjung-). Dans ce diagramme, les dolomies du Moyen Pays forment un domaine bien individualisé, loin de la lignée précédente.

d. Les amphibolites et les gneiss alcalins

Dans le Moyen Pays, il existe des roches basiques (amphibolites et gneiss alcalins) intercalées dans les formations étudiées ci-dessus.

- Les amphibolites sont connues à différents niveaux de la série, mais sont développées surtout dans sa partie médiane (près de la limite des Formations Inférieure et Supérieure), où certains niveaux peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres (c'est le cas, en particulier, des amphibolites associées aux quartzites de Ghandrung) ; dans cette zone, on note aussi leur présence fréquente au voisinage des gneiss ocellés d'Ulleri.

- Les gneiss alcalins forment un petit massif qui affleure entre la Chepe Kholā et la Darondi Kholā, au cœur de l'anticlinal Kunchha - Gorā ; ce massif est composé presque exclusivement de gneiss ocellés amphiboliques, recoupés par des petites masses de roches basiques et ultrabasiques.

Ces différentes roches ont été étudiées en détail par LASSERRE (1977), dont je résumerai très brièvement ici les conclusions :

Les amphibolites forment un groupe chimique homogène, de composition basaltique à andésitique (composition normative C.I.P.W. allant des tholéites à olivine aux tholéites saturées) ; leur forte teneur en CaO et leur teneur normale en Na₂O montrent qu'il ne peut pas s'agir d'anciennes spilites. Sur un diagramme AFM, leur dispersion chimique, bien que faible, ébauche une évolution par différenciation calco-alcaline de type tholéitique, confirmée par l'étude des éléments traces ; mais il n'y a pas de corrélation entre la position de la roche dans cette évolution et sa position stratigraphique.

Les gneiss ocellés amphiboliques ont un chimisme de syénite néphélinique miaskitique, dont ils dérivent vraisemblablement par métamorphisme ; les roches basiques associées se séparent en jacupirangites (à néphéline et clinopyroxène) et en meltéigites (à néphéline, pyroxène et feldspath potassique). Mais toutes ces roches forment un groupe alcalin homogène : les syénites dériveraient d'un magma basique (basalte alcalin à olivine ?) par cristallisation rapide d'un liquide résiduel, les jacupirangites et les meltéigites correspondant à des stades antérieurs du processus de cristallisation fractionnée.

Les gneiss alcalins reflètent donc une tendance géochimique très différente de celle des amphibolites : on ne peut admettre une parenté entre ces deux groupes de roches, qui se mettent d'ailleurs en place dans des contextes géodynamiques différents (tholéites d'arc insulaire, magmatisme alcalin des zones de rift intracontinentales). Pour LASSERRE (1977), les amphibolites sont interstratifiées dans les séries du Moyen Pays, mais les syénites constitueraient un petit massif intrusif beaucoup plus jeune, expression lointaine du magmatisme alcalin Eocène connu dans les traps supérieurs du Déccan.

2. LE TITANE ET LES ELEMENTS EN TRACE Cr, Ni, Co, V, Ba, Cu et Sr

Ces éléments ont été dosés systématiquement en même temps que les majeurs au C.R.P.G. de Nancy.

a. Dans la Formation Inférieure et les schistes médians

Les histogrammes (Fig. 30) construits à partir de ces éléments permettent une comparaison rapide des grès et schistes de Kunchha (série grésopéolitique métasédimentaire) avec les schistes basaux ou médians ; ces derniers ont été regroupés car ils ont des teneurs identiques en éléments traces.

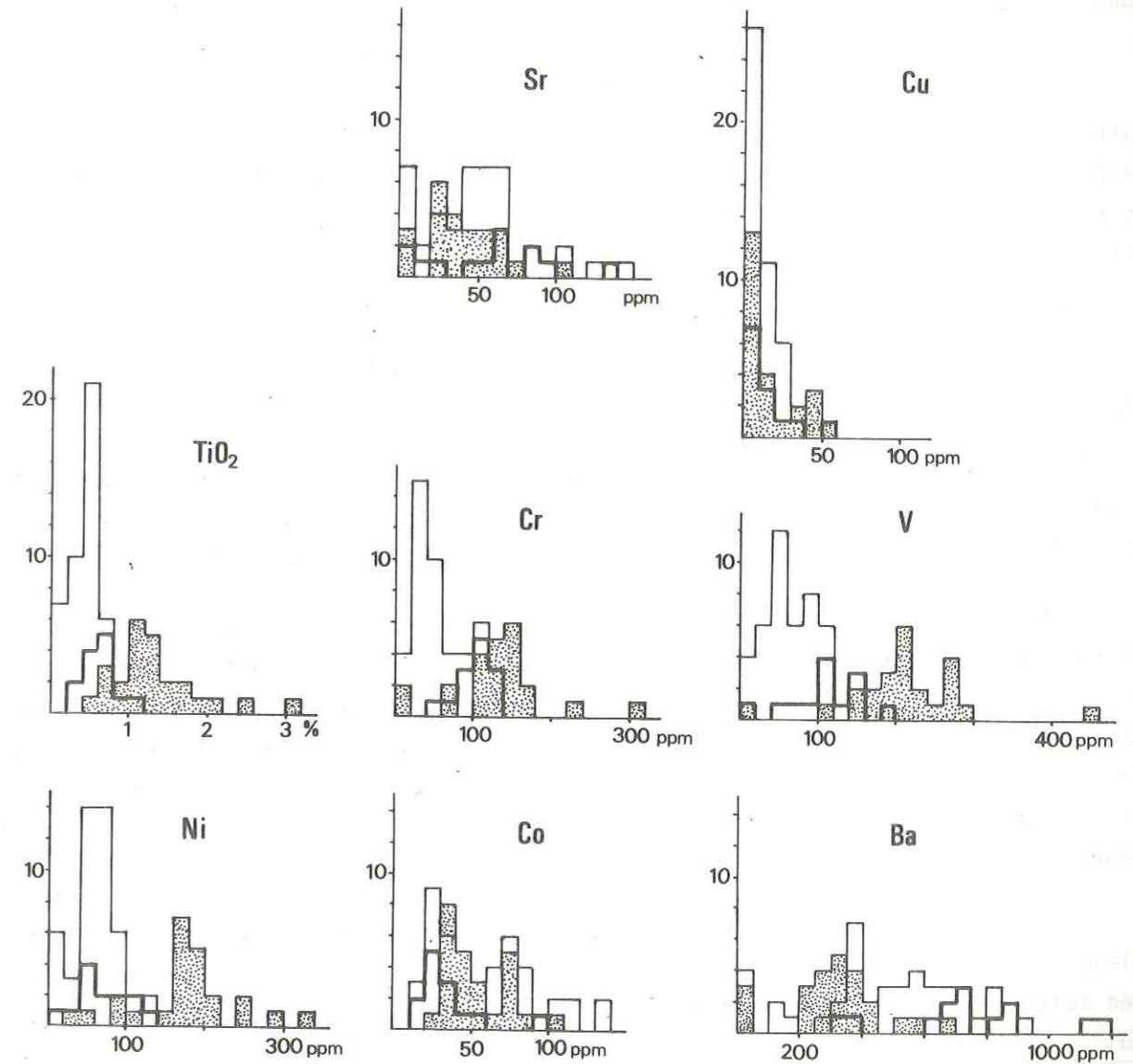


Figure 30. Histogrammes des teneurs en éléments traces et en TiO₂ des schistes médians et basaux (en pointillé) et des grès et schistes de Kunchha (schistes : trait gras ; grès et schistes cumulés : trait fin).

TiO₂, Cr, V et Ni montrent une distribution bimodale nette : un premier pic vers les faibles teneurs correspond aux grés-schistes de Kunchha, avec des teneurs relativement plus élevées pour les schistes. Le second pic correspond aux schistes basaux ou médians, qui ont des teneurs en ces éléments nettement plus fortes.

Rappelons que Ti, Cr et Ni sont des éléments étroitement liés aux roches magmatiques basiques et ultrabasiques. Le tableau suivant donne les teneurs moyennes admises pour les basaltes (d'après TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961, VINOGRADOV, 1961, PRINTZ, 1967 et LE MAITRE, 1976) et les moyennes des teneurs des schistes de Kunchha, des schistes médians et des amphibolites du Moyen Pays (s = écart quadratique standard) :

	Cr (ppm)	Ni (ppm)	TiO ₂ (% p.d'ox.)
Basaltes	125-200	90-300	1.84
Schistes de Kunchha	98 (s = 22)	38 (s = 15)	0.53 (s = 0.22)
Schistes méd. et bas.	133 (s = 63)	90 (s = 32)	1.26 (s = 0.47)
Amphibolites du M.P.	192 (s = 117)	121 (s = 40)	1.30 (s = 0.61)

On voit que les schistes médians et basaux se rapprochent beaucoup des compositions basaltiques.

De même leur teneur moyenne en Vanadium est aussi tout à fait comparable à celle des basaltes : 146 ppm (s = 75 ppm), contre 259 (s = 56) dans les amphibolites du Moyen Pays, et 140 (basalte à olivine) à 330 (tholéite) dans les basaltes (WEDEPOHL, 1961).

Les teneurs en Barium sont beaucoup plus étalées (0 à 1 200 ppm) ; mais les teneurs en Ba des schistes de Kunchha, fortes, s'opposent toujours nettement aux teneurs des schistes médians et basaux, ici plus faibles (valeurs respectives moyennes : 745 et 316) ; cette dernière valeur est toujours voisine de celles des roches magmatiques basiques, qui va de 14 ppm dans les basaltes tholéitiques (ENGEL et Al., 1965), à 250 ppm dans les tholéites continentales (PUCHETT, 1972) et 500 ppm dans les basaltes alcalins (101 ppm (s = 75) dans les amphibolites du Moyen Pays).

Les histogrammes du Co, du Cu et du Sr, ou les teneurs moyennes en ces éléments (tableau ci-dessous), ne permettent plus de séparer les schistes basaux et médians de la lignée sédimentaire de Kunchha (distribution très irrégulière du Sr et du Co, et unimodale du Cu) :

	Co (ppm)	Cu (ppm)	Sr (ppm)
Basaltes (op. cités)	40-50	36-123	130-815
Schistes de Kunchha	33 (s = 21)	16 (s = 16)	57 (s = 38)
Schistes méd. et basaux	57 (s = 32)	17 (s = 17)	42 (s = 25)
Amphibolites du M.P.	88 (s = 13)	58 (s = 47)	124 (s = 48)

Si l'on considère les schistes basaux ou médians, on remarque que :

- leurs teneurs en Co sont toujours voisines des teneurs habituelles de roches basiques,
- leurs teneurs en Cu et Sr sont nettement plus basses, identiques aux teneurs des roches de la lignée sédimentaire des grés-schistes de Kunchha. Ceci explique assez bien si l'on retient l'hypothèse d'une origine volcano-détritique de ces schistes : le Cu est en effet l'un des éléments les plus facilement mis en solution dans l'eau de mer (HAJASH, 1975) ; il pourra donc être facilement dilué et remanié si la roche initiale volcanique est reprise dans un processus sédimentaire. Il en est de même du Sr stocké au cours de l'évolution magmatique initiale surtout dans le plagioclase, minéral facilement détruit (ou modifié) lors des processus d'altération sédimentaire.

Les diagrammes $tr = f(Al_2O_3)$ (Fig. 31) précisent la répartition de ces éléments.

La lignée sédimentaire des grés-schistes de Kunchha peut se caractériser par une corrélation, en général assez nette et en première approximation linéaire, entre la teneur en élément considéré et la teneur en Al₂O₃, qui reflète directement la teneur en phyllites (cf. § 1 a). Cette corrélation a été indiquée sur chaque diagramme par une droite $y = ax + b$ (droite de régression des moindres carrés), dont l'ordonnée à l'origine (b) et la pente (a) sont indiquées (a et b calculés à l'aide d'un programme du calculateur Hewlett-Packard 9815 A).

La qualité de la corrélation est exprimée par le coefficient de détermination Cd ; sa valeur vaut 1 si tous les points sont alignés sur la droite de régression, et 0 si la corrélation est nulle.

On voit que cette corrélation est :

- positive et très bonne pour Cr, Ba et V (Cd = 0.87, 0.47, 0.44) ; ces éléments doivent donc être concentrés dans les phyllites ;
- positive et médiocre pour TiO₂ (Cd = 0.14) : le Ti est surtout stocké dans les grains de magnétite ou d'ilménite ;
- presque nulle pour le Ni (Cd = 0.02) ;
- négative et bonne pour le Co (Cd = 0.65).

Par contre, les schistes médians et basaux s'éloignent très nettement de cette lignée sédimentaire ; ils dessinent un nuage perpendiculaire à l'abscisse (variabilité beaucoup plus forte des teneurs en élément trace qu'en Al₂O₃) qui englobe le point moyen représentatif des formations amphibolitiques du Moyen Pays népalais.

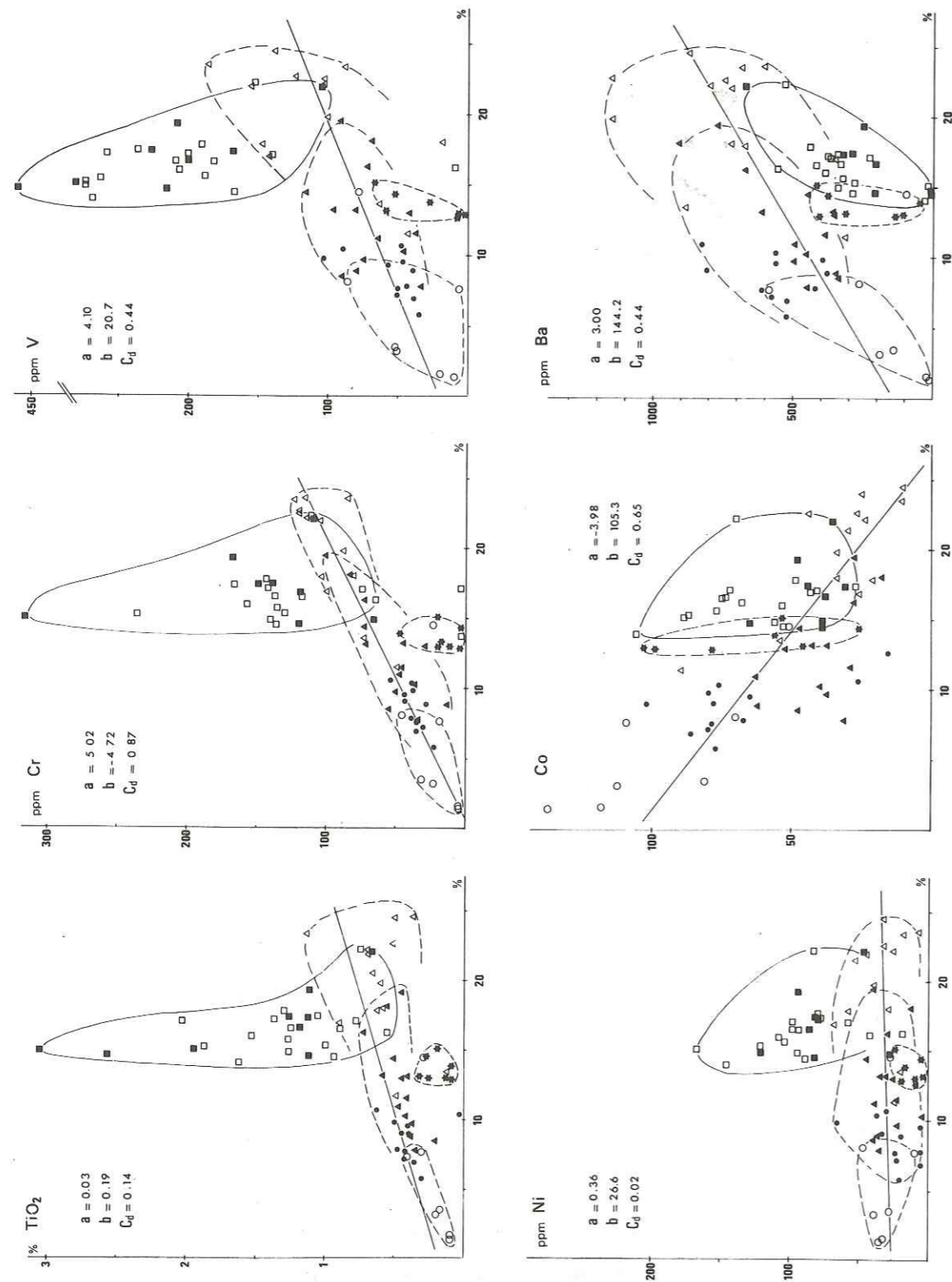


Figure 31 - Diagrammes TiO₂ et tr. = f (Al₂O₃)

Les gneiss ocellés d'Ulleri ont été reportés sur les mêmes diagrammes. Ils forment aussi un groupe distinct très homogène, caractérisé par des teneurs relatives basses, teneurs rencontrées habituellement dans les roches volcaniques acides (exception faite du Co, dont la teneur est ici anormalement élevée).

Les mêmes teneurs basses se retrouvent dans les "tufs acides" ; mais ces roches ne se distinguent pas non plus ici de la lignée gréso-schisteuse de Kunchha, dont ils forment l'une des bornes.

b. Dans la Formation Supérieure

La comparaison des histogrammes obtenus à partir de faciès analogues des Formations Inférieure et Supérieure (diverses variétés de schistes de la Formation Supérieure, et schistes de Kunchha), dont les teneurs en éléments majeurs sont voisines (cf. Fig. 28) ne montre pas de différences significatives dans les teneurs en éléments traces (valeurs moyennes respectives en ppm : Co = 50 et 33 ; Cr = 87 et 98 ; Cu = 21 et 16 ; Ni = 39 et 38 ; Sr = 44 et 57 ; V = 169 et 107 ; TiO₂ en % p. ox. : 0.71 et 0.53). Seuls les histogrammes du Ba sont nettement décalés, les teneurs en Ba étant relativement plus faibles dans les schistes de la Formation Supérieure (valeur moyenne : 453 au lieu de 745). Malgré cela, les éléments traces, tout comme les majeurs, ne permettent donc pas de faire une distinction géochimique nette entre la Formation Inférieure et la Formation Supérieure du Moyen Pays.

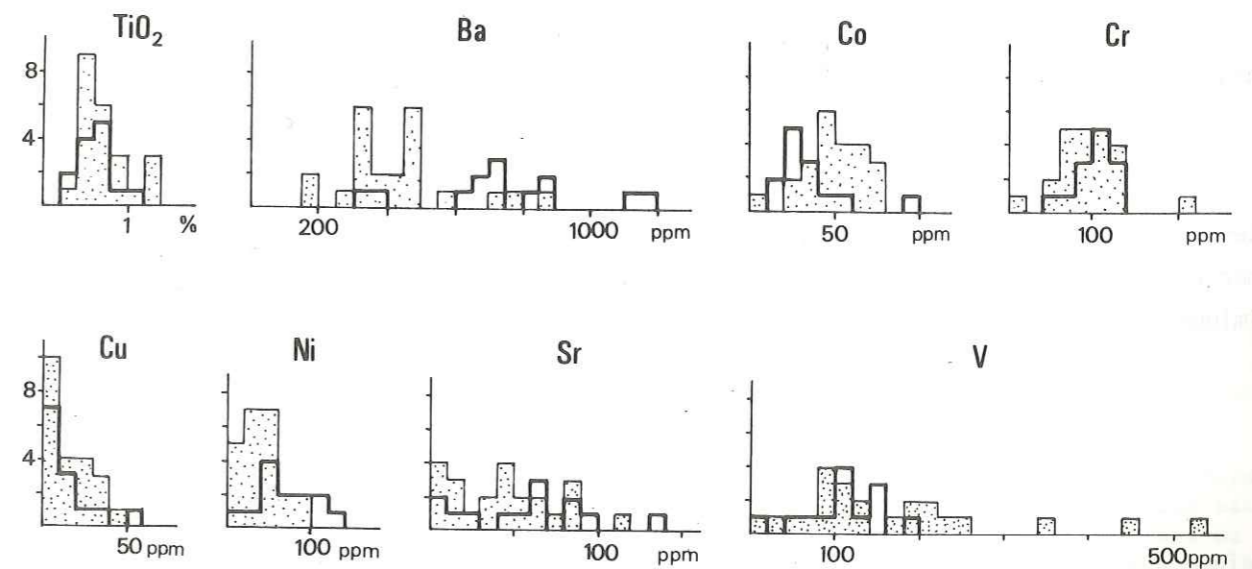


Figure 32. Teneurs en éléments traces et en TiO₂ des schistes du Moyen Pays Supérieur (en pointillés) et des schistes de Kunchha (en trait gras).

3. EN CONCLUSION

On peut retenir de ces quelques données géochimiques :

1) L'absence de discontinuité géochimique entre la Formation Supérieure et la Formation Inférieure du Moyen Pays, ce qui est en bon accord avec la continuité stratigraphique observée sur le terrain.

2) L'opposition, néanmoins assez nette, entre ces deux formations :

a) La Formation Inférieure montre de façon caractéristique l'association d'une sédimentation monotone, uniquement détritique, où les carbonates sont totalement absents, et d'un volcanisme acide-basique :

- volcanisme basique, mis en évidence de manière très nette par les éléments traces (éléments qui semblent avoir résisté mieux que les majeurs aux processus d'altération sédimentaire). Il est représenté par les niveaux amphiboliques -d'anciennes coulées basaltiques interstratifiées dans la série- et surtout par les schistes inférieures ou médians -d'anciens tufs associés à ces coulées basaltiques-,

- volcanisme acide : tufs quartzeux, peu abondants en volume, mais à l'origine de la lignée génétique des grés-schistes de Kunchha, et gneiss feldspathiques d'Ulleri, plus abondants.

Le culmen de ce volcanisme - les gneiss d'Ulleri, felsiques, suivis des schistes médians, mafiques- marque la fin du cycle volcano-détritique de la Formation Inférieure.

b) La Formation Supérieure s'en distingue par la rareté des volcanites (amphibolites associés aux quartzites sommitaux) et par sa diversification sédimentologique ; on remarque en particulier l'apparition de quelques niveaux carbonatés, dans un climat géochimique qui reste cependant caractérisé par sa pauvreté en calcium.

D. EN RESUME : LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS - LEUR PLACE DANS LA CHAÎNE HIMALAYENNE

1. LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS AU NEPAL CENTRAL

Les différentes coupes parcourues au Népal Central montrent au Sud du M.C.T. une série continue en position normale, les "Formations du Moyen Pays" ("les séries népalaises", REMY, 1972, "the Midland zone", HASHIMOTO et Al., 1973), dans laquelle on ne peut mettre en évidence ni discontinuités stratigraphiques, ni discontinuités tectoniques importantes ; au niveau de la transversale Annapurnas - Manaslu, sa base n'est pas connue.

Les termes les plus bas atteints sont des quartzites massifs à ripple-marks, les quartzites de Birethanti (ép. > 200 m). Ils sont surmontés de schistes très fins (ép. : 200 m), talqueux ou chloriteux, associés à quelques lentilles d'amphibolites ; leur chimisme (éléments traces en particulier) montre qu'il s'agit de produits volcaniques basiques : sills ou coulées de basaltes tholéitiques (les amphibolites) et cendres (les schistes).

A cet épisode volcanique basique succède une sédimentation à prédominance très nettement détritique : ce sont les grès et schistes de la Formation Inférieure (grès et schistes de Kunchha, BORDET, 1961), dont l'épaisseur varie de 2 000 m (dans la partie occidentale du secteur étudié) à 4 000 m (en Darondi Khola, plus à l'Est). Cet ensemble, peu différencié, est formé du mélange en proportions très variables d'apports détritiques de trois types (dont les deux premiers forment plus de 90 % du volume de la série) :

- Apports quartzeux (pôle siliceux) : quartzites, quelques lentilles conglomératiques, et surtout grès, souvent caractérisés par leur abondance en galets monocristallins de quartz ronds bleutés, d'origine volcanique probable ; cette influence volcanique se retrouve, plus nette, dans les quelques minces niveaux de "tufs volcaniques" quartzeux,

- apports phylliteux (pôle alumineux),

- apports felsiques (pôle sodi-potassique) : quelques galets feldspathiques dans les grès, et gneiss oeuillés à albite - feldspath potassique, d'anciens porphyroïdes interstratifiés dans la série.

Géochimiquement, cet ensemble est caractérisé par sa teneur en calcium toujours extrêmement basse (moins de 0.5 à 1 %).

Les gneiss oeuillés existent localement assez bas dans la série (en Ankhu Khola, lentilles dans la partie inférieure des grès de Kunchha) ; mais ils ne prennent une extension régionale qu'à la fin du cycle détritique de la Formation Inférieure : les gneiss oeuillés d'Ulleri forment plusieurs lentilles décakilométriques (ép. : 0 à 1 500 m), situées à un même niveau lithostratigraphique, très près du sommet des grès et schistes de Kunchha.

Ce niveau, qui marque le culmen du volcanisme felsique du Moyen Pays, est accompagné de volcanites basiques, moins abondantes : coulées ou sills basaltiques (les amphibolites, dont quelques niveaux sont aussi connus plus bas ou plus haut dans la série) et cendres volcaniques (les schistes chloriteux médians).

Au-dessus, la Formation Supérieure (étudiée surtout à proximité du M.C.T., au Nord du Moyen Pays, là où elle est assez métamorphisée) s'oppose nettement à la Formation Inférieure par sa lithologie beaucoup plus diversifiée, où apparaissent de manière caractéristique quelques niveaux carbonatés : elle est formée de quartzites, de schistes, souvent graphiteux, de niveaux dolomitiques, minces mais assez continus, et localement (Ankhu Khola) de grès à ciment calcaire, où l'on peut encore reconnaître à la surface de certains bancs des mud-cracks. A l'instar de la Formation Inférieure, on note de fortes variations latérales d'épaisseur (1 600 m en Modi Khola, 4 800 m en Burhi Gandaki, plus à l'Est).

On retrouve la même série, beaucoup moins métamorphisée, au Sud du Moyen Pays, loin du M.C.T. ; sa lithologie garde les mêmes caractères principaux : elle est faite d'alternances de quartzites, de schistes (dont des schistes noirs à restes de plantes), de calcaires et dolomies à accidents siliceux (et, au Sud de Pokhra, à stromatolithes abondants).

Les Formations du Moyen Pays apparaissent donc comme une série d'épaisseur assez variable, souvent grande (ép. maximale : plus de 10 km), sans doute déposée dans un milieu épicontinental ou, par moments, tidal (comme l'attestent le caractère essentiellement détritique de la Formation Inférieure, à stratifications entre-croisées et lentilles conglomératiques, les ripple-marks et les mud-cracks, les restes de plantes et les stromatolithes, souvent remaniés sur place).

Cette série est continue, mais nettement séparée en une Formation Inférieure, totalement dépourvue de carbonates (formations deltaïques dans une mer froide ?) et une Formation Supérieure, où apparaît une sédimentation calcaréo-dolomitique (mer -peut-être fermée- plus chaude ?).

En outre, la Formation Inférieure montre de façon caractéristique un volcanisme felsique, dont le culmen (les gneiss ocellés d'Ulleri), associé à un peu de volcanisme mafique, marque la fin du cycle (volcano)-détritique inférieur, et souligne le changement des conditions paléogéographiques qui a dû se produire avant le dépôt de la Formation Supérieure.

2. AGE ET EXTENSION DES FORMATIONS DU MOYEN PAYS

On ne dispose pas actuellement d'éléments paléontologiques ⁽¹⁾ pour dater les Formations du Moyen Pays au Népal, aussi leur âge reste-t-il très imprécis et en partie hypothétique.

(1) Les débris végétaux que nous avons trouvés avec G. MASCLE en 1974 au Sud de Pokhra ne semblent malheureusement pas déterminables.

Pour HASHIMITO (1973), qui se base sur :

- L'absence généralisée de fossiles, exception faite des stromatolithes, fréquents dans l'Archéen,

- La position des Formations de Kathmandu, datées du Paléozoïque (BORDET et AL. 1960, GUPTA et CHETRI, 1974), et reposant, selon cet auteur, en inconformité sur les Formations du Moyen Pays,

cet âge serait Eocambrien ou antérieur.

On peut cependant remarquer que :

- L'absence de fossiles n'a pas une valeur stratigraphique, mais paléogéographique ; la datation des stromatolithes reste très imprécise,

- les Formations de Kathmandu sont vraisemblablement allochtones (nappe de Kathmandu, REMY, 1972, ou prolongation méridionale de la Dalle du Tibet, BRUNEL, 1975), et ne peuvent donc fixer la limite supérieure de l'âge des terrains sous-jacents.

On est donc amené à dater ces formations par comparaison avec les autres séries du Moyen Himalaya : on peut en effet suivre tout le long la chaîne des formations dont les caractères lithostratigraphiques rappellent beaucoup ceux du Moyen Pays népalais.

Dans cette optique, mention spéciale doit être faite des gneiss ocellés d'Ulleri : ils correspondent en effet à un épisode important de volcanisme felsique, qui semble avoir eu une très grande extension en Himalaya (cf. p. 71) ; ils sont assez bien calés lithostratigraphiquement, sous un épisode quartzitique très constant (au Népal, les "quartzites de Ghandrung", qui terminent la Formation Inférieure), d'âge probable Dévonien (âge proposé par plusieurs auteurs, par comparaison avec les quartzites de Muth, dans le Sédimentaire Tibétain fossilifère, et étayé par la découverte d'un brachiopode dans les quartzites de Sirdang, au Kumaun -GUPTA, 1972-, et d'algues, genus *Macroporella* Sp, dans les calcaires associés aux quartzites qui surmontent les paragneiss de Seawa, au Cachemire -SHARMA, 1974 et 1977-). On peut donc envisager un âge Paléozoïque moyen pour les gneiss ocellés d'Ulleri, la limite entre les Formations Inférieure et Supérieure se situant au Dévonien. ⁽¹⁾

Par ailleurs, il semble que l'on puisse paralléliser la Formation Inférieure, détritique et très uniforme, avec les formations de Daling (au Sikkim) et de Simla - Chandpur (au Kumaun), tandis que la Formation Supérieure, carbonatée et beaucoup plus diversifiée rappellerait les Formations de Jainti - Buxa (au Buthan) et de Naghtat - Blaini - Krol (au Kumaun).

Compte tenu de ceci, le tableau de la page 94 (d'après LE FORT, 1975, modifié, et PECHER et LE FORT, 1977) résume les principales équivalences entre les diverses formations du Moyen Himalaya.

(1) D'assez nombreuses datations radiochronologiques ont été tentées sur ces gneiss. Les âges absolus mesurés (cf. PECHER et LE FORT, 1977) sont très dispersés (1 200 M.A. à 53 M.A., nombreux âges Paléozoïques inférieur et moyen), ce qui n'est guère surprenant dans une telle formation, volcano-détritique et diversément métamorphisée, selon la proximité du M.C.T.

	Punjab	Kumaun	Népal Ouest	Népal Central	Sikkim - Bhutan	NEFA
Trias-Jurassique		Tal (2) F	Tal			
Permien	Traps de Panjal "Agglomeratic States" Sch. de Katori-Gali F Cgt. de Langara	Krol Infra-Krol	Krol Infra-Krol	Formation Supérieure de Buxa	Gondwana F Qzites et dolomies (à stromatolithes)	Gondwana F Traps d'Abor
Dévonien	Qzites Muth-Sunbain	Qzites de Naghtat	Qzites de Naghtat	Qzites de Ghandrung	Qzites de Jainti	Groupe de Miri
	Paragneiss de Seawa	Graw. et gneiss Chandpur	Chandpur-Chail	Gneiss d'Ulleri	Graw. de Sinchula	
Eocambrien à Paléozoïque Moyen	Argilites de Dogra (1) Argilites d'Hazara	Argilites de Simla (Mandhali) (3)	Argilites de Simla	Grès et schiste de Kunchha		
	Jutogh	Calc: de Shali et Deoban	Shali (4)			
	Calc. de Jammu Qzite de Sundernager Traps de Darang	Qzites de Sundernager Berinag volcanites de Bhimtal		Formation Inférieure		
Riphéen						

(1) Pour WADIA (1928) : Cambrien ; pour SHARMA (1977), il s'agirait de formations carbonifères.

(2) Pour VALDIYA (1975), les formations de Tal seraient permienues.

(3) Les stromatolithes trouvées dans des niveaux lenticulaires de la Formation de Mandhali donneraient un âge Riphéen moyen à Vindhien (VALDIYA, 1969 b).

(4) Les calcaires de Shali de FRANK et FUCHS (1970), et FUCHS (1977) appartiendraient au groupe de Krol.

Remarque

Il existe deux ensembles calcaréo-dolomitiques principaux : les formations de Krol, d'âge Mésozoïque inférieur, et les formations de Deoban - Shali, d'âge Néoprotozoïque (Riphéen) ; leur lithologie peut être très semblable (bien que les stromatolithes, qui n'existent pas dans la chaîne de Krol, au Kumaun, soient peut-être limités au Riphéen), cette similitude entraînant, semble-t-il, un certain nombre de confusions.

A ce titre, il faut peut-être dissocier au Népal la couverture Sud du Moyen Pays (Formation Supérieure), telle qu'on peut l'observer en Madi Khola et en Burhi Gandaki (cf. p. 72), des formations d'aspect très analogue qui affleurent plus à l'Ouest, au Sud de la faille Nuwakot - Andhi Khola : les premières sont en position normale au-dessus des grès et schistes de Kunchha (Formation Inférieure), dont elles forment bien la couverture ; la même continuité n'existe plus pour les secondes, isolées tectoniquement, et dont le faciès rappellerait plus les calcaires du Jammu (Riphéen probable) que les formations de Krol (MASCLE, communication personnelle) : on ne peut exclure que les formations du Sud du Moyen Pays népalais appartiennent, malgré leur grande similitude lithologique, à deux ensembles stratigraphiquement très différents.

Malgré un certain nombre de points d'interrogation, le tableau montre qu'il existe dans tout le Moyen Himalaya des séries assez analogues, pouvant se suivre et se coreller entreelles de proche en proche ; on peut les subdiviser très schématiquement en trois ensemble :

- Un ensemble supérieur carbonaté (groupe de Krol), localement fossilifère, bien représenté dans la chaîne de Krol, au Kumaun ; la Formation Supérieure du Moyen Pays népalais appartiendrait à cet ensemble, d'âge Paléozoïque supérieur - Mésozoïque inférieur,

- un ensemble médian surtout schisteux ou grés-schisteux (groupe de Simla), d'âge Paléozoïque inférieur (et pro parte Infracambrien ?), se terminant peu avant le Dévonien par un important épisode volcanique acide (contre coup lointain d'un orogène calédonien, dont l'existence n'est pas prouvée en Himalaya ?) ; cet ensemble est représenté au Népal par la Formation Inférieure (grès et schistes de Kunchha et gneiss ocellés d'Ulleri),

- un ensemble inférieur d'âge Protérozoïque supérieur (Riphéen), où se succèderaient à la base des formations quartzitiques et des volcanites basiques, au sommet des formations calcaréo-dolomitiques riches en stromatolithes de type Collenia ; cet ensemble n'existerait pas au Népal central (cf. cependant remarque ci-dessus).

Ce dernier ensemble peut se coreller assez bien, semble-t-il, avec les formations précambriennes ou éocambriennes du bouclier indien (WADIA, 1975, VALDIYA, 1969, GUPTA, 1977).

WADIA parallélise les argilites de Dogra (= argilites de Simla) et les séries carbonatées de Deoban au système Vindhien (partie supérieure, d'âge Pré-cambrien supérieur, des Puranas, le Protérozoïque indien), vaste et puissant ensemble (il couvre plus de 100 000 km² et son épaisseur dépasse 4 000 m) de grès fluviatiles ou d'estuaires, de shales, et de calcaires à stromatolithes (Collenia). Cet auteur est ainsi amené à parler des "Himalayan Vindhians", qui se distingueraient du Vindhien péninsulaire par la prédominance en Himalaya des argili-

tes sur les grès (on peut remarquer que, au Népal, la Formation Inférieure -qui, dans cette hypothèse, serait d'âge au moins en partie riphéen- est très gréseuse, contrairement à ses équivalents dans le reste du Moyen Himalaya).

VALDIYA (1969) propose un parallélisme analogue entre les Puranas péninsulaires et la base des séries du Moyen Himalaya (cf. tableau ci-dessous) :

	Rajasthan (au S.W. de Delhi)	Madhya Pradesh (au S.E. de Delhi)	Himalaya
	Vindhyaans	Séries de Semri	Argilites de Simla
Groupe argilo-calcaire	Calc. argileux	Calc. à stromatolithes et shales	Séries de Shali, Calc. de Déoban (Séries de Buxa) (1)
Groupe arénacé	Quartzites et volcanites basiques	Quartzites, grès et volcanites basiques	(Série de Naghtat) (1) Quartz. de Berinag Quartz. de Miri (?)

(1) position stratigraphique sans doute différente, cf. tableau p. 94.

Il semble donc qu'il faille rattacher paléogéographiquement une grande partie des formations du Moyen Himalaya au domaine péninsulaire indien, dont elles formeraient la partie la plus septentrionale, reprise dans l'orogène himalayen.

DEUXIEME PARTIE

LE CADRE THERMODYNAMIQUE DE LA DEFORMATION :

LE METAMORPHISME - LES INCLUSIONS FLUIDES

CHAPITRE I

CONSIDERATIONS GENERALES

Toutes les roches de la partie axiale de la chaîne himalayenne sont métamorphiques ; ces roches, d'anciennes roches sédimentaires ou volcano-détritiques, sont passées au cours de leur évolution ultérieure dans des domaines de pression et température tels que :

- elles ont acquis de nouvelles structures ;
- elles ont été le siège de recristallisations dont les associations minérales actuellement observées sont les témoins métastables.

Aussi, peut-on espérer, par leur étude, retrouver les conditions physiques correspondant à cette période de leur histoire.

Une première réponse à ce problème est fournie par la méthode du "faciès minéral" introduite dès 1920 par ESKOLA et largement utilisée depuis.

Elle consiste à cataloguer toutes les associations minérales rencontrées sur le terrain, en faisant la part des équilibres "principaux" et des phénomènes rétro-morphiques, le plus souvent à partir de critères chimiques ou microstructuraux.

Les associations minérales sont ensuite ordonnées en "séries" (MIYASHIRO, 1961 ; WINKLER, 1965) correspondant à différents types de relations P-T dans la croûte terrestre (gradients géothermiques) ; ces séries sont calées à partir de quelques équilibres minéralogiques fondamentaux (par exemple selon la nature du polymorphe de Al_2SiO_5 qui apparaît dans les roches suffisamment alumineuses).

Au fur et à mesure que s'accumulent les données expérimentales et minéralogiques (analyses de minéraux à la microsonde, par exemple), une approche chimique plus générale devient possible (par exemple : ALBEE, 1965, WEISBROD, 1970, BROWN, 1975, THOMPSON, 1976, THOMPSON et ALGOR, 1977, pour ne citer que quelques travaux très représentatifs de ce mode d'approche). La roche est alors considérée comme un système chimique (au sens thermodynamique du terme), à n constituants réagissant entre eux pour donner n' phases ; si n est limité (par la composition naturelle de la roche ou en négligeant les éléments dont le rôle

s'avère peu important), il est possible de déterminer a priori toutes les réactions possibles entre les constituants.

Si les données thermodynamiques sont suffisantes, on peut espérer caler les équilibres correspondants dans le repère choisi (le plus souvent P-T, mais aussi f(O₂)-T, ou aH₂O - T, ou X_{Mg-Fe} - T, ou μ-μ ...), et prévoir ainsi les limites des domaines de stabilité de telle ou telle association minérale, pour tel ou tel chimisme global.

En pratique, une roche est un système très complexe car le nombre de constituants et de phases possibles, comme le nombre de variables, sont grands. La confrontation avec les données de terrain reste donc indispensable à tout moment pour introduire les simplifications nécessaires.

Les principaux paramètres

Beaucoup de paramètres physiques ou chimiques sont susceptibles d'intervenir sur l'état d'un système minéralogique, mais, par soucis de simplification, certains ne sont pas pris en considération, ou, comme le souligne WEISBROD (1970), ne peuvent pas l'être faute de connaissances suffisantes (champ magnétique par exemple). En général, on ne considère que :

1. LA TEMPERATURE

C'est le paramètre intensif le plus important ; il est homogène à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement.

2. L'ETAT DE CONTRAINTE

En tout point d'un matériaux s'exercent un certain nombre de forces qui s'équilibrent mutuellement (état de contrainte). Dans un système orthogonal, x₁, x₂, x₃, ces forces peuvent se résoudre en un système de trois fois trois composantes perpendiculaires deux à deux entre elles, agissant sur trois surfaces élémentaires orthogonales. L'état de contrainte peut donc s'exprimer par un tenseur du second ordre :

$$\begin{vmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{vmatrix}$$

dans lequel les 9 éléments σ_{ij} représentent les contraintes normales (σ_{ij} , $i = j$) et les deux contraintes tangentielles (σ_{ij} , $i \neq j$, souvent appelées τ_{ij}) s'exerçant au point considéré sur chacune des trois surfaces orthogonales arbitrairement choisies passant par ce point (1).

Ce tenseur peut toujours se décomposer en :

- un terme isotrope, dont la traduction physique ne pourra être qu'une variation de volume ;
- un terme anisotrope, le déviateur, qui entraîne une déformation du matériau.

Moyennant un changement de repère, de façon à ne considérer que les contraintes principales ($\tau_{ij} = 0$, $\sigma_1 = \sigma_{11}$, $\sigma_2 = \sigma_{22}$, $\sigma_3 = \sigma_{33}$), il peut s'écrire ainsi :

$$\begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \sigma_m & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_m & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_m \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} \sigma_1 - \sigma_m & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 - \sigma_m & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 - \sigma_m \end{vmatrix} \quad \text{avec } \sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$$

contrainte = terme isotrope + terme déviatoire (le déviateur).

Etat de contrainte isotrope : pression lithostatique

Dans le cas général, la contrainte a la dimension d'une pression, mais n'est pas une pression.

L'état de contrainte n'est équivalent à une pression que si le déviateur est nul. On parle alors pour σ_m de "pression solide", ou de "pression lithostatique", par analogie de langage avec une pression vraie, hydrostatique.

Etat de contrainte anisotrope

C'est le cas très général où les recristallisations accompagnent une déformation (formation de tectonites). Il faut alors dissocier le terme isotrope (= pression solide) du déviateur, dont la valeur ne semble pas dépasser quelques centaines de bars (NICOLAS, 1977).

(1) Si le matériau n'est pas soumis à une accélération, ou si elle est négligeable - ce qui est le cas dans les phénomènes géologiques de profondeur - le tenseur est symétrique ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$) et six éléments suffisent pour définir l'état de contrainte.

Son effet sur la stabilité des minéraux est mal connu ; bien que la notion ancienne de minéral "stress", ou "anti-stress" (HARKER, 1939) reflète la possibilité de déplacement d'équilibres sous l'effet d'un déviateur, il semble intervenir surtout dans l'acquisition des micro-structures (taille des grains néoformés, espacement des sous-structures (cf. POST, 1973, MERCIER, 1977, BOUDIER, 1977)).

3. LA PRESSION DES FLUIDES

La comparaison des compositions moyennes des roches métamorphiques et des roches qui leur ont donné naissance montre qu'au cours du métamorphisme les teneurs en éléments majeurs ne varient que peu ⁽¹⁾, sauf pour H₂O et CO₂. Les systèmes métamorphiques semblent donc, en première approximation, fermés vis à vis des majeurs autres que H ou C, et ouverts vis à vis des fluides. Il faut donc les dissocier des phases condensées.

Le fluide le plus commun dans les réactions métamorphiques est l'eau, qui existe sous plusieurs formes :

- 1) Eau potentielle : ce sont les ions OH⁻ contenus dans le réseau des minéraux hydratés.
- 2) Eau en mince film intergranulaire entre les minéraux, ou adsorbée à leur surface ; elle a alors sans doute un rôle important dans les réactions solides-solides (augmentation des vitesses de diffusion aux interfaces), mais ne forme pas, là non plus, une vraie phase fluide (séparable mécaniquement, par exemple, des phases solides).
- 3) Eau à l'état de phase fluide distincte, dans des cavités inter ou intra-granulaires.

Le stockage à l'état 2) de toute l'eau libre doit exister, au moins dans les roches très métamorphiques : la nature des interfaces de leurs minéraux traduirait un ajustement de formes sous l'influence d'énergies d'interfaces solides, et serait incompatible avec une phase fluide (KRETZ, 1966, VERNON, 1976). Mais il s'agit sans doute d'un état tardif, n'intervenant qu'après une période d'"assèchement" de la roche pendant laquelle une vraie phase fluide existait.

Il y a en effet des marqueurs de l'existence d'une telle phase fluide :

- inclusions fluides dans les minéraux métamorphiques, correspondant à la capture d'une phase fluide libre pendant la croissance du minéral hôte ;
- formes automorphes de certains néoblastes, avec des faces cristallines à bas niveau

(1) C'est la propriété à la base des diagrammes de caractérisation géochimique utilisés plus haut.

d'énergie du type de celles qui se forment par croissance en phase fluide (VERNON, 1976) ;

- quantité d'eau libérée mise en jeu, importante vis à vis de la quantité d'eau qui peut être adsorbée en surface (on peut cependant remarquer que la surface d'adsorption est proportionnelle au carré de la taille des grains : les niveaux peu métamorphiques, les plus hydratés, sont aussi en général ceux où la taille du grain est la plus petite, et donc ceux où la quantité d'eau qui peut être adsorbée est la plus grande).

La plupart des réactions métamorphiques doivent donc se produire en présence d'une phase fluide indépendante ; sa pression Pf dépendrait beaucoup de sa mobilité :

Perméabilité parfaite du milieu

Si le fluide est localisé dans des espaces intergranulaires connectés entre eux sur de grandes distances (éventuellement jusqu'à la surface), et si la mobilité du fluide est parfaite, Pf sera la pression hydrostatique, Pf << Ps (Ps de l'ordre de 2,7 Pf). Ce cas ne peut se présenter que près de la surface car les recristallisations vont très vite diminuer la perméabilité de la roche par isolement des pores.

Mobilité de la phase fluide (vitesse de percolation) faible par rapport à la vitesse de dévaporation

Il faut alors considérer des systèmes locaux, pris pendant l'intervalle de temps dt, pendant lequel Pf dépendra en particulier de :

- la masse d'eau présente dans le système (eau présente à t₀ ± eau libérée ou absorbée pendant dt) ;
- les variations de volume des phases solides, et la variation de volume du système (si le système se déforme) ;
- la perméabilité du système (vitesse de diffusion du fluide à travers ses parois) et la mobilité du fluide à l'intérieur du système ;
- l'état de contrainte et la résistance à la traction du matériau.

a) Fluide en défaut : Pf < σ_m, ou même Pf < σ₃.

Il s'agit d'un cas rare (le métamorphisme procédant par réactions de dévaporation, qui augmentent la masse de la phase fluide) limité aux séries très pauvres en eau : roches initialement anhydres (volcanites par exemple), ou roches asséchées dans un épisode métamorphique antérieur (cas des granulites poly-cycliques, WYNNE-EDWARDS, 1968).

b) Fluides en excès

- Pas de résistance à la traction du matériau : $Pf = \sigma_3 < \sigma_m = Ps$; cette hypothèse, souvent admise, est peu réaliste.

- Matériau résistant : il y a en général augmentation de Pf ($\Delta Vf \gg \Delta V_{tot} - \Delta V_{sol}$) jusqu'à ce que le seuil de rupture du matériau soit atteint, moment où Pf chute brutalement après création de fentes allongées selon σ_1 et ouvertes selon σ_3 . Dans ce cas, Pf peut atteindre des valeurs supérieures à σ_m ou même σ_1 .

4. LA COMPOSITION CHIMIQUE

a. Composition de la phase fluide

La prise en considération de la composition de la phase fluide permet de préciser la notion de pression fluide.

En effet, la phase fluide n'est pas dans le cas général un corps pur, mais un mélange de fluides : Pf = somme des pressions partielles des différents fluides. Dans ce cas, les conditions d'équilibre d'une réaction donnée ne seront pas fonction de Pf, mais de la fugacité des seuls fluides intervenant dans la réaction, le reste de la phase fluide ne servant que de diluant inerte. Tout se passe donc comme si la réaction se produisait à une pression "agissante" Pf', somme des fugacités des corps actifs, et inférieurs à $Pf \approx Ps$.

Les composants les plus importants de la phase fluide sont en général H₂O (contenu dans les roches initiales et libéré dans les réactions de deshydratation), CO₂ (libéré dans les réactions de décarbonatation), et, en beaucoup plus faible quantité, O₂ et H₂ (provenant surtout de la dissociation de H₂O et CO₂). En règle générale -et nous verrons que cela est vérifié au Népal- le rapport molaire $(H_2O)/(H_2O + CO_2) = X_{H_2O}$ diminue quand le métamorphisme croît (ce qui semble indiquer une mobilité plus grande de H₂O que de CO₂); ainsi le métamorphisme granulitique se caractérise plus par $X_{H_2O} \ll 1$ que par $Pf < Ps$ (TOURET, 1976).

b. Phases solides : constituants caractéristiques

Un système minéralogique peut en général se décrire à partir des éléments : Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Ti, H, C et O, en négligeant les autres éléments (mineurs et traces), trop peu abondants pour modifier sensiblement les équilibres.

A l'aide de ce système à n éléments (ou n' oxydes, ces derniers étant utilisés

de préférence), il est possible de former un nombre très grand de phases différentes, dont l'étude systématique est impossible. On est donc amené à le simplifier à partir d'observations sur les minéraux effectivement présents, et en adoptant pour ces minéraux des formules théoriques idéales plus simples que leur formule réelle. Le système est ainsi réduit à quelques composants, appelés "constituants caractéristiques".

Par ailleurs, on est aussi amené à négliger un certain nombre de minéraux peu abondants ou dont le rôle sur les équilibres paraît insignifiant, pour ne garder que les "minéraux caractéristiques".

Ces simplifications sont justifiées dans la mesure où l'on sait que la prise en considération de constituants ou de phases supplémentaires ne peut que réduire les domaines de stabilité définis à partir du système simplifié ; les limites de stabilité trouvées pour un minéral donné seront toujours des limites "par excès".

5. LE PARAMETRE TEMPS

Ce facteur intervient surtout au niveau des vitesses de réaction des différentes phases entre elles.

Les réactions entre silicates sont très lentes, et l'approche théorique de la cinétique chimique en milieu hétérogène complexe ; aussi, est-ce un domaine pour lequel on ne dispose que de peu de données.

On sait cependant que les vitesses de réaction sont du type $V = Ke^{-\frac{Q}{RT}}$ (équation d'Arrhenius), où Q représente le seuil énergétique à franchir pour que la réaction puisse démarrer, R la constante des gaz, T la température absolue, et K une constante indépendante de la température.

WEISBROD (1970) a discuté l'exemple simple de deux corps A et B (B du côté HT, BP) réagissant entre eux ; nous rappellerons ici ses conclusions, qui restent valables dans le cas de systèmes plus complexes :

Q est du type $D_A + G_B$, où D_A = énergie de "destruction" de A
 G_B = énergie de germination de B.

D_A est du type $aT + b$;

G_B est du type : $c/(RT \ln \beta)^2$, où β représente le degré de dépassement de la réaction.

On peut tracer l'allure des courbes $V = f(T)$ pour un métamorphisme progressif ($V_{A \rightarrow B}$) ou régressif ($V_{B \rightarrow A}$) ; elles seront différentes, puisque dans le premier cas, T et β croissent simultanément, alors que dans le second cas β croît quand T décroît (Fig. 33).

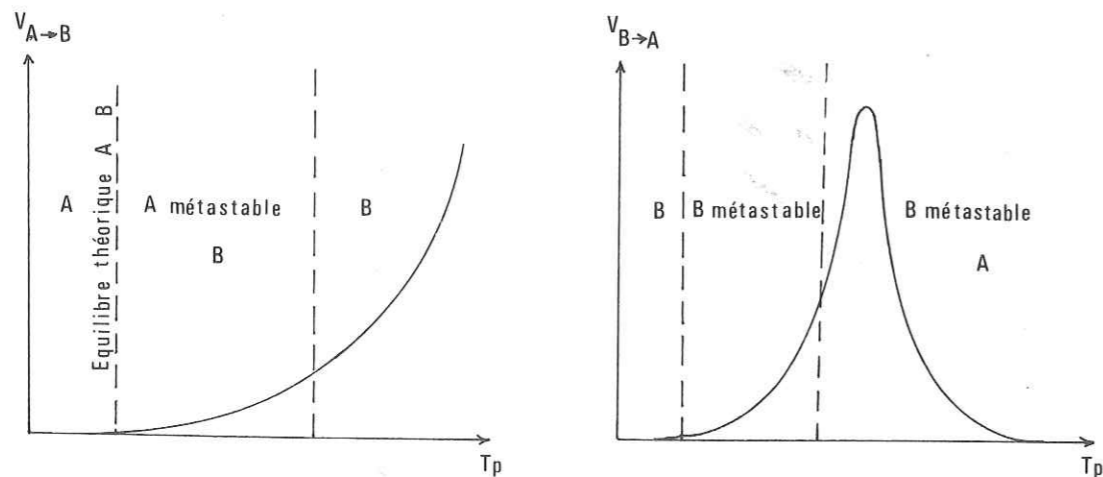


Figure 33. Courbes Vitesse de réaction = f (température) pour un métamorphisme progressif (à gauche) ou régressif. (d'après WEISBROD, 1970).

On voit que dans le premier cas ($V_{A \rightarrow B}$), la vitesse croît rapidement dès qu'on dépasse la limite théorique d'équilibre A-B ; le domaine de métastabilité de A sera assez réduit.

Dans le second cas ($V_{B \rightarrow A}$), la vitesse est quasi nulle, sauf dans une plage de température étroite, dans lequel le système ne séjournera que peu de temps lors de son refroidissement ; la rétro-morphose de B en A ne pourra se faire que très incomplètement, voire pas du tout si le refroidissement est rapide ("trempe" du minéral de haute température)⁽¹⁾.

Toutes les réactions métamorphiques se font à l'aide de processus de dissolution-recristallisation ou de diffusion ; nous rappellerons ici certains facteurs, discutés par VERNON (1976), qui peuvent modifier les taux de diffusion, donc la cinétique de la réaction :

Le coefficient de diffusion D , qui relie le flux chimique (quantité de matériel transitant à travers une surface unité, dans une direction normale à celle-ci, pendant un temps unité) au gradient de concentration, dépend de :

(1) La persistance des associations HT - HP est aussi (surtout ?) due à la évaporation du milieu qui va de pair avec le métamorphisme prograde : la déstabilisation des minéraux ainsi formés (= rétro-morphose) nécessite donc une revaporisation du milieu pour pouvoir se faire.

- L'élément considéré ; ainsi les vitesses de diffusion de Al, Si et O seraient négligeables par rapport à celle des autres éléments : ceci justifie, par exemple, les modèles de réaction à Al constant de CARMICHAEL (1969), ou la cellule de BARTH (1962) à O constant,

- La température (vitesse croissante quand T augmente),

- La direction considérée, si le milieu est anisotrope (exemple : cas du feldspath potassique, où $D_{(110)} \approx 100 D_{(010)}$) ; si le gradient considéré est un gradient de contrainte, on retrouve ici, à partir de considérations cinétiques, la notion de minéral "stress",

- Les défauts cristallins (impuretés et lacunes ou dislocations) ; un minéral déformé, ayant accumulé de nombreuses dislocations, sera susceptible de réagir plus facilement que le même minéral intact,

- La forme et la taille des grains ; la vitesse de diffusion n'est en effet pas la même dans le volume des grains ou à leur surface, et le rapport surface/volume influera sur la vitesse de réaction.

À côté de ces considérations, il faut aussi tenir compte du rôle catalyseur de certains éléments pour certaines réactions : soient les deux possibilités

$$A = C$$

$$A = B, B = C \text{ (B contenant l'élément b non contenu dans A ou C) ;}$$

Le seuil énergétique pour passer de A à C avec formation intermédiaire de B sera le plus élevé des seuils $A = B$ et $B = C$; il peut être nettement inférieur au seuil $A = C$ du premier chemin. L'élément b, qui peut être en très faible quantité puisque non consommé, aura ainsi abaissé la limite effective $A = C$.

LE METAMORPHISME DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL

Les terrains métamorphiques de la partie axiale de la chaîne himalayenne (base du Sédimentaire Tibétain, Dalle du Tibet et partie nord des Formations du Moyen Pays Népalais) forment une bande de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres de large, entre les formations sédimentaires du domaine tibétain au Nord et du moyen pays méridional au Sud.

Dans cette bande, la disposition des zones métamorphiques est très constante : du Nord vers le Sud, l'intensité du métamorphisme croît lorsqu'on descend dans les Séries Sédimentaires Tibétaines, atteint son maximum dans la Dalle du Tibet (métamorphisme "normal"), puis, plus au Sud, décroît dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays ; comme dans cette dernière zone le pendage général est vers le Nord, il y a ici décroissance du métamorphisme du haut de la série vers sa base.

Cette disposition particulière a reçu le nom de "métamorphisme inverse" ("Reverse Metamorphism", GANSSER, 1964, "Divergent Metamorphism", THAKUR, 1977) ; très visible sur le terrain, elle a été remarquée dès le siècle dernier (MEDLICOTT, 1864) et décrite depuis le long de la majeure partie de la chaîne (seule sa terminaison Ouest, où le Chevauchement Central est moins bien individualisé, ne montre pas, semble-t-il, de métamorphisme inverse net). On peut se référer, entre autres, aux articles suivants, qui décrivent ce métamorphisme

- en Himalaya Oriental, et dans la région de Darjeeling - Kalimpong, où ce phénomène est particulièrement net : RAY (1947), à qui l'on doit les premiers contours d'isogrades du métamorphisme dans une région de l'Himalaya, MUKHOPADHYAY et GANGOPADHYAY (1971), ROY (1974), THAKUR et JAIN (1975) ;

- en Himalaya Central (du Népal) : BORDET (1961), HASHIMOTO (1973), PECHER (1975) ;

- en Himalaya Occidental : PILGRIM et WEST (1928), HEIM et GANSSER (1935), RAY et NAHA (1971), POWAR (1972), DAS (1973), SAKLANI (1973), FRANK et AL. (1973), GHOSE, CHAKRABARTI et SINGH (1974), THONI (1976), FRANK, PURTSCHELLER et THONI (1977), THAKUR (1977).

Les données qui suivent concerneront essentiellement la zone du Chevauchement Central (zone du M.C.T.) ; elle correspond au domaine où le métamorphisme est inverse. Le métamorphisme "normal", pour lequel les données sont très peu abondantes au Népal Central

-et que je n'ai pu étudier qu'incomplètement le long de la seule coupe de la Modi Khola- a été évoqué dans un article antérieur (PECHER, 1975).

La démarche suivie dans ce chapitre est la suivante :

- 1) Inventaire des minéraux et des paragenèses minérales ; leur répartition géographique. A partir de là seront définies des zones métamorphiques aisément cartographiables, du moins si l'échelle choisie est telle qu'elle efface les irrégularités d'échantillonnage et d'apparition des minéraux. Si l'on admet que ces dernières sont dues à des variations chimiques locales, et non à des discontinuités dans la répartition de la pression (Pf totale ou Ps) ou de la température, on peut assimiler les limites ainsi tracées entre ces zones à des isogrades (1).
- 2) Etude de la géométrie des zones métamorphiques (forme et localisation des isogrades), c'est-à-dire étude de la distribution de la pression et de la température (avec les mêmes réserves que ci-dessus, note 1).
- 3) Contexte thermodynamique du métamorphisme, défini par l'étude des réactions qui permettent de passer du domaine de stabilité des paragenèses d'une zone à celles de la zone adjacente.

Les zones métamorphiques seront définies à partir des paragenèses observées dans les roches grésopélitiques, et les conditions P. T. définies à partir de leurs équilibres : ce sont en effet de loin les roches les plus abondantes ici, leur chimisme est assez homogène et leurs paragenèses suffisamment variables avec l'intensité du métamorphisme ; les roches carbonatées sont par contre beaucoup plus disséminées, et leurs paragenèses sont très souvent pauvres et peu significatives (en général : calcite ou dolomite - muscovite - quartz - +/- phlogopite), sauf dans la Formation II de la Dalle du Tibet (cipolins impurs à minéraux calciques) (2).

(1) Il s'agit en réalité de "pseudo-isogrades", puisque certains paramètres (autres que P et T) variables à échelle régionale, et non plus locale - par exemple X_{H_2O} de la phase fluide - ne sont pas pris en compte ici.

(2) On ne s'étonnera donc pas de ne pas trouver leur étude ici. Ce chapitre ne se veut pas une étude exhaustive du métamorphisme au Népal central, mais cherche à préciser les conditions P - T de la déformation dans la zone du M.C.T.

1. PLACE DES MINÉRAUX PAR RAPPORT A LA DÉFORMATION

Nous verrons plus loin qu'il est possible de séparer plusieurs phases de déformation alpine : D₁, D₂, D₃ et D₄. Presque toutes les recristallisations visibles sur le terrain ou en lame-mince sont liées structurellement aux figures D₂ : la schistosité principale dans cette partie de la chaîne, la schistosité métamorphique, est la schistosité 2, ainsi que cela peut se voir à la base des Séries Sédimentaires Tibétaines, dans la zone de passage 1-2 (cf. Fig. 89p.) ; la rotation des minéraux hélicitiques et l'intersection apparente observée çà et là des directions des minéraux aciculaires (disthène en particulier) résultent des mouvements de glissement sur ce plan S₂ dès son individualisation (cf. 3ème partie).

Ainsi ce qui peut apparaître dans certaines lames-minces ou sur certains affleurement comme plusieurs générations de minéraux ne correspond pas à plusieurs phases métamorphiques, mais à la persistance pendant la durée de la déformation D₂, de conditions P-T supérieures aux conditions minimum de formation de ces minéraux.

Par ailleurs, les déséquilibres apparents entre les différents minéraux d'un même échantillon sont rares :

- dans les zones de faible métamorphisme, d'anciennes associations minérales haute-température, mais syn-sédimentaires, ont pu ne pas être complètement rééquilibrées (c'est le cas, par exemple, des gneiss ocellés d'Ulleri),

- on note de temps en temps, en particulier près du M.C.T., une légère rétro-morphose tardi-métamorphique : reprise du grenat par de la chlorite ou de la muscovite, début de chloritisation de la biotite (ces chlorites sont aisément identifiables aux oxydes de Fe et de Ti qui encombrant leurs clivages, et différentes des chlorites en équilibre avec le reste de la paragenèse, les seules dont il a été tenu compte dans l'inventaire qui suit).

Ceci rejoint les données de FRANK, THONI et PURTSCHHELLER (1977) qui ont travaillé sur la prolongation occidentale de la même zone en Himachal Pradesh, dans la région de Kulu - Lahul. Ces auteurs ont étudié de manière systématique, à la microsonde, les variations de chimisme à l'intérieur des principaux minéraux ferro-magnésiens : certains minéraux, le grenat surtout, sont zonés, mais toujours de manière progressive, sans discontinuités chimiques. Ce zonage traduit donc l'avancement d'une réaction continue (réaction qui se fait avec variation de chimisme des réactifs et des produits), mais non des "arrêts-reprises" de la cristallisation.

Ainsi l'hypothèse de FRANK et Al. (1973) (paragénèses minérales formées pendant un seul métamorphisme) semble vérifiée ; si un métamorphisme ancien, de phase 1 ou antérieur, a existé, il est actuellement complètement oblitéré dans cette partie cristalline axiale de la chaîne par le métamorphisme de phase 2. Quant aux phases 3 et 4, ce sont des phases de déformation "froide", non accompagnées de recristallisations dans cette partie du Népal Central.

2. LES MINÉRAUX

Les minéraux que nous avons pu observer sont les suivants :

- Dans les roches à chimisme grésopélitiques :

quartz et muscovite, partout présents,
plagioclase et feldspath potassique,
chlorite, biotite, chloritoïde,
grenat, staurotide,
disthène, sillimanite,
minéraux accessoires (épidote, sphène, zircon, apatite, tourmaline, graphite, magnétite, ilménite, pyrite).

- Dans les roches carbonatées :

calcite et dolomite,
quartz, toujours présent,
muscovite, chlorite, biotite (en général du phlogopite),
plagioclase, microcline,
grenat, amphibole, pyroxène,
épidote, scapolite (dipyre), wollastonite (?), idocrase (?), cité par LE FORT (1975).

Par opposition aux minéraux ci-dessus, il faut noter l'absence de deux minéraux importants du métamorphisme ; je n'ai en effet jamais trouvé ni cordiérite (qui existerait plus à l'Est, en Langtang, dans la Formation I de la Dalle du Tibet - communication personnelle P. LE FORT), ni andalousite.

Ce dernier minéral est signalé par HASHIMOTO et Al. (1973) au Nord de Kathmandu (éch. 5-77 = gneiss à sillimanite de la Dalle du Tibet) et dans la région de la Burhi Gandaki (p. 152 et 156 et éch. 4-51 = schiste à biotite du Moyen Pays Supérieur). Les nombreuses lames-minces taillées dans les échantillons rapportés dans cette région ne m'ont pas permis de retrouver ce minéral ; mais certains cristaux, d'allure très voisine en lame-

mince, poëcloblastiques, étirés dans S_2 , confondus dans un premier temps avec de l'andalousite, se sont révélés être en réalité du plagioclase ; il n'est pas impossible que la même confusion ait été faite par ces auteurs.

REMY (1974) signale de l'andalousite dans les "séries népalaises" (nos Formations du Moyen Pays), et en tire argument pour dessiner sur une carte schématique du métamorphisme himalayen une zone de métamorphisme à andalousite-cordiérite (bien que ce dernier minéral ne soit pas signalé dans le texte) ; il ne semble pas s'agir là de conclusions très étayées.

Enfin, j'ai pu observer en un endroit (en rive droite de la haute Bhurungdi Khola, dans les barres calcaréo-dolomitiques que coupe le chemin Ghandrung - Col de Ghorepani) des petits prismes allongés, de quelques mm de long, d'aspect nacré. En lame-mince, on ne voit que la pseudo-morphose d'un vieux minéral en quartz - séricite. Aux R.X., il apparaît aussi dans ces amas de la pyrrophyllite. Il pourrait donc s'agir d'anciens cristaux automorphes d'andalousite, mais ceci reste hypothétique.

Les minéraux de la liste ci-dessus sont combinés entre eux dans un grand nombre de paragénèses différentes, trop nombreuses pour définir commodément des zones métamorphiques. Aussi ne seront gardées comme associations caractéristiques que les associations entre quelques minéraux, appelés "minéraux index" (minéraux non accidentels, mais confinés dans un domaine suffisamment limité, domaine qu'ils peuvent alors caractériser). Ainsi seront éliminés :

- le quartz, la muscovite et les minéraux accessoires qui sont des minéraux ubiquistes (1) ;
- le plagioclase : au Népal, il est rare et difficilement déterminable avec précision en dehors de la Dalle du Tibet (à l'exception, bien sûr, des plagioclases détritiques, qui n'ont aucune signification zonéographique) ; et dans la Dalle du Tibet, sa composition, très variable (An 2 à An 50), reflète beaucoup plus les variations de chimisme global de la roche hôte qu'une évolution de l'intensité du métamorphisme, comme en témoigne le tableau ci-dessous :

(1) Mention spéciale doit cependant être faite de l'épidote : ce minéral, partout présent en très faible quantité, est localement beaucoup plus abondant, au voisinage du M.C.T. ; on peut alors le considérer comme un minéral index, bien qu'on ne puisse en toute rigueur définir une "zone à épidote".

	Plagioclase normatif ⁽¹⁾		Teneur en An (P.U.)	Teneur en An (microsonde)	Autres minéraux calciques
	%	Teneur en An			
E 204	18.1	An 0 ⁽²⁾	An 5	-	Ap. (-)
Mo 13	5.4	An 27	An 30	-	Grt.
Mo 14	20.0	An 49	An 35 - 50	-	Grt.(-), Ep.
Mo 15	27.6	An 48	An 40 - 45	An 50	Grt., Ep. (+)
Mo 340	31.1	An 6	An 10	An 8	Grt.

(1) Norme utilisée : norme des roches micassées, LAMEYRE, 1963.

(2) A l'analyse, CaO = tr.

Les minéraux retenus pour définir les zones métamorphiques sont donc en définitive les minéraux suivants des roches grésopélitiques (entre parenthèses : abréviations utilisées par la suite) :

- feldspath potassique (FK)
 - biotite (Bio)
 - chlorite (Chl)
 - chloritoïde (Ctd)
 - grenat (Grt)
 - staurotide (Sta)
 - disthène (Ky)
 - sillimanite (Sil)
-) SiAl₂O₅ indifférencié : (Als)

les paragenèses étant toujours complétées par du quartz (Q), et, sauf très rares exceptions, de la muscovite (Mus).

3. LES ASSOCIATIONS MINÉRALES - LES ZONES MÉTAMORPHIQUES

Dans un massif rocheux donné, même petit (un affleurement par exemple) peuvent coexister des associations minérales différentes ; en effet, une roche est rarement chimiquement homogène, et réagit comme une juxtaposition de systèmes différents, plus ou moins isolés les uns des autres selon la nature de la réaction dont ils sont le siège (réactions faisant intervenir des éléments mobiles sur des distances plus ou moins longues).

Aussi la reconnaissance de la paragenèse caractéristique d'une zone ne peut se faire qu'à partir d'une échelle suffisamment petite, qui nivèle les variations chimiques locales et le côté aléatoire de l'échantillonnage ; cette échelle sera d'autant plus grande que la lithologie est variée et l'échantillonnage dense (limitation du risque d'exclusion, pour des raisons autres que thermodynamiques, des minéraux index choisis). Puis ce n'est

qu'une fois toutes les données confrontées sur carte que le choix des paragenèses caractéristiques et des limites de zone pourra se faire.

Au Népal central, une telle carte a pu être établie à partir des observations de terrain - beaucoup des minéraux cités plus haut sont immédiatement repérables sur le terrain leurs dimensions atteignant souvent quelques centimètres - et à partir de l'étude d'environ 800 lames-minces.

Sur cette carte, on voit se dessiner très nettement plusieurs zones parallèles à l'axe de la chaîne (Fig.41 p.124)

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

Elles correspondent à l'apparition progressive, dans une coupe du Sud vers le Nord, de la biotite, suivie peu après du grenat, puis, à peu près en même temps, de la staurotide et du disthène (mais on ne trouve qu'assez rarement ces deux minéraux dans un même échantillon), et enfin de la sillimanite (fibrolite et sillimanite prismatique, cf. Fig. 40 p.121), très abondante dans le haut de la Formation I de la Dalle du Tibet.

Remarque

Le feldspath potassique n'existe dans les zones I à III qu'en petits galets détritiques ; il n'apparaît comme minéral de métamorphisme que dans la zone IV, où il reste très rare, et ne prend un certain développement que dans les zones V et surtout VI.

Il en est de même du plagioclase, dont l'apparition coïncide à peu près avec la limite III-IV.

Le tableau ci-dessous indique quelles sont les paragenèses observées dans ces différentes zones (paragenèses toujours complétées par Mus et/ou Q) ; certaines d'entre elles sont illustrées Fig. 34 à 40, pp. 120 et 121.

Zone I, à chlorite	Mus Chl	Chl - Ctd
Zone II, à Chlorite - biotite	Chl Bio	Chl - Bio

Zone III, à Chlorite - biotite - grenat	Chl Bio Grt	Chl - Bio Bio - Grt	Chl - Bio - Grt Chl - Ctd - Grt	
Zone IV, à Chlorite - biotite - grenat - staurotide - disthène	Bio	Chl - Bio Chl - Sta Chl - Ky Bio - Grt Bio - Ky Bio - Sta	Chl - Bio - Grt Bio - Grt - Ky Bio - Grt - Sta	Chl - Sta - Grt - Bio Bio - Grt - Ky - Sta Chl - Bio - Grt - Sta - Ky
Zone V, à Biotite - grenat - disthène	Bio	Bio - Grt Bio - Ky	Bio - Grt - Ky	
Zone VI, à Biotite - grenat - disthène sillimanite	Bio	Bio - Ky Bio - Sil	Bio - Ky - Sil Bio - Grt - Sil	Bio - Grt - Ky - Sil

Remarque : Ce tableau ne concerne que les roches à chimisme grésopélitique (cf. p.112) ; dans les roches carbonatées de ces différentes zones, on observe les paragénèses suivantes (souvent complétées par Q et/ou Mus) :

- Zone I : Ca
- Zone II : pas de roches carbonatées
- Zone III : Ca , Ca - Phlog (Bio) , Ca - Pl , Ca - Bio - Chl , Ca - Phlog - Ep , Ca - Phlog - Ep - Pl ,
- Zone IV : Ca , Ca - Phlog (Bio) , Ca - Ep , Ca - Trém , Ca - Phlog (Bio) - Ep , Ca - Bio - Scap , Ca - Bio - Sta , Ca - Phlog (Bio) - Trém (Act) , Ca - Phlog - Ep - Pl , Ca - Ep - Trém - Bio - Sph ,
- Zone V : Ca - Ep - Hb - Bio - Mi , Ca - Ep - Bio - Grt - Pl , Ep - Hb - Scap - Mi - Pl , Ca - Ep - Hb - Py - Scap - Pl , Ca - Ep - Hb - Py - Scap - Bio - Mi , Ca - Ep - Hb - Scap - Bio - Pl - Mi , Ca - Hb - Py - Grt - Idocrase (?) - Pl - Mi ,
- Zone VI : mêmes paragénèses,
(abréviations : Act = actinote , Ca = calcite ou dolomite , Ep = épidote , Hb = hornblende , Mi = microcline , Phlog = phlogopite , Pl = Plagioclase , Py = pyroxène , Trém = trémolite , Scap = scapolite , Sph = sphène).

La succession métamorphique ci-dessus est à peu de choses près celle qui est décrite dans toutes les régions de la chaîne himalayenne où le métamorphisme inverse a été étudié ; on retrouve toujours la succession : zone à chlorite, zone à biotite grenat, zone à staurotide - disthène, zone migmatitique à sillimanite.

L'apparition du grenat suit en général celle de la biotite (comme presque toujours ici), mais peut aussi la précéder ; la staurotide n'est pas toujours signalée.

Dans la région de Kulu-Lahul, qui est celle où les données pétrographiques sont les plus détaillées (FRANK et Al., 1973), la succession est tout à fait identique à celle décrite ici. En particulier, on remarque la simultanéité de l'apparition de la staurotide et du disthène, et, semble-t-il, de la disparition de la staurotide et de la chlorite. Seul le chloritoïde n'est pas cité ; il semble d'ailleurs peu abondant en Moyen Himalaya : à ma connaissance, il n'a déjà été décrit qu'au Népal (HASHIMOTO et Al., 1973), en Himachal Pradesh, dans la région de Simla (NAHA et RAY, 1970, RAY et NAHA, 1971) et en Himalaya du Garhwal, dans la région de Mukhem (SAKLANI, 1973).

Partout la zone à disthène - staurotide débute à peu près à la base de la Dalle du Tibet - à tel point qu'elle en devient presque le marqueur-, tandis que la sillimanite n'apparaît que plus haut, dans des migmatites.

4. VARIATIONS DU CHIMISME DE QUELQUES MINÉRAUX ET ZONES METAMORPHIQUES

Les quelques données ci-dessous précisent certains aspects du chimisme des minéraux de métamorphisme à travers les diverses zones au Népal Central (analyses données en annexe)⁽¹⁾.

La muscovite. Aux R.X. il n'apparaît que de la muscovite 2M. L'analyse chimique montre qu'elle contient en solution solide un peu de phengite et de paragonite ; cette dernière augmente avec le métamorphisme.

Echantillon	FeO ⁽²⁾	MgO	Na ₂ O	Zone métamorphique
E 56	0.00	0.00	0.37	III (Bio - Grt - Chl)
E 56	1.83	1.03	0.40	
E 56	2.17	1.16	0.37	
Mo 13	1.60	1.10	0.65	V (Bio - Grt - Ky)
+ PLF , B	3.21	0.88	0.60	
+ PLF , A	3.09	0.57	0.92	VI (Bio - Grt - Ky - Sil)
P.LF M	0.00	0.00	0.59	

(1) Il s'agit d'analyses à la microsonde (Université de Harvard, U.S.A.), d'analyses par voie humide (C.R.P.G. de Nancy), signalées par le symbole +, ou d'analyses par fluorescence X (Institut Dolomieu, Grenoble), signalées par le symbole *. Les analyses PLF sont reprises de LE FORT (1971) et se rapportent à la coupe de la Thakkhola, à l'extrémité Ouest de la bande étudiée ici, à l'exception des analyses M, analyses inédites des minéraux d'une anatexite à sillimanite récoltée par P. LE FORT dans le haut de la Formation I, en Marsyandi.

(2) Fer total recalculé sous forme de FeO.



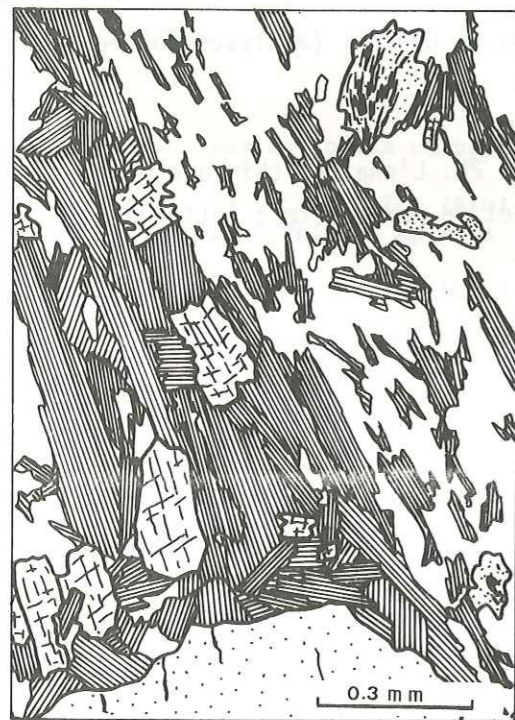
34



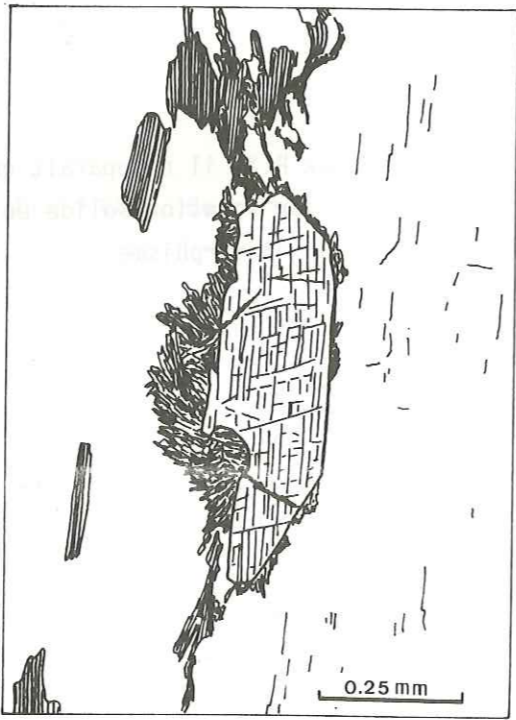
35

Ech. A 59 - Zone I - Chlorite, chloritoïde (à schistosité interne tournée); fond de la roche : quartz et muscovite.

Ech. 572 - Zone III - Chlorite, grenat, chloritoïde (pointillé serré); fond de la roche : opaques, musc., quartz, plagioclase.



38



39

Ech. 353 - Zone IV - Biotite, grenat, disthène (associé à la biotite dans l'ombre de pression du grenat), staurotide; fond de la roche : quartz, muscovite (peu), opaques.

Ech. A 105 - Zone VI - Equilibre disthène - fibrolite, à la limite d'un plagioclase et d'un FK (structure rare, le disthène et la sillimanite n'étant presque jamais en contact l'un avec l'autre).



36



37

Ech. 296 - Zone IV - Biotite, grenat, quartz (un peu de muscovite dans certains lits).

Ech. 692 - Zone IV - Biotite, grenat, staurotide (pointillé serré, schistosité interne marquée par les opaques dans le cristal central maclé); fond de la roche : quartz et muscovite.



40

Ech. A111 - Zone VI - Sillimanite prismatique sur du quartz; au centre, sections transversales losangiques à clivage (010).

Figures 34 à 40. Micrographies de quelques associations minérales caractéristiques - Dessins d'après photos de lame-mince. (voir aussi Fig. 15, p. 43 : zone V, éch. à Chl - Bio - Grt - Ky - Sta).

La chlorite. Les caractères optiques des chlorites varient de la zone I à la zone IV : dans les zones peu métamorphiques, on observe surtout une chlorite à aspect de pennine ; à partir de la zone III, elle est le plus souvent remplacée par une chlorite à faible biréfringence, à teinte de polarisation caractéristique vert de gris, à macle polysynthétique (aspect très proche de celui du chloritoïde ⁽¹⁾, si ce n'est la réfringence un peu plus faible).

Le chimisme partiel de ces chlorites a été déduit de leur diffractogramme R.X. ; dans la formule générale $(Mg_{6-x-y}, Fe_y^{2+}, Al_x)(Si_{4-x}, Al_x)O_{10}(OH)_8$, x et y ont été déduits de la position des raies d_{001} et d_{0k0} : $x = (14.55 - 1d_{001})/0.29$ et $y = (kd_{0k0} - 9.21)/0.037$ (BROWN, 1961). Le quartz a été chaque fois choisi comme étalon interne.

On trouvera ci-dessous en parallèle l'analyse d'une chlorite à la microsonde (a), et l'analyse moyenne des chlorites de cette même roche (éch. E 17, à Chl-Ctd-Grt) aux R.X. (b) :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	autres oxydes	H ₂ O
(a)	24.14	23.19	10.42	32.22	0.47	9.55
(b)	23.2	24.4	11.2	29.5	-	11.2

L'accord est assez bon, bien que cet exemple ne soit pas très significatif (analyse ponctuelle comparée à une analyse moyenne).

x, très constant, varie de 1.248 à 1.524 ($\bar{x} = 1.434$, 30 mesures) ; y, souvent non déterminable (raies 208 et 060 peu distinctes ou masquées par la raie 211 du quartz), varie de 0.69 à 3.178 ($\bar{y} = 2.025$, 8 mesures) ; il s'agit donc de ripidolite, plus ou moins proche du terme diabantite. Il n'y a pas de corrélation nette entre teinte de biréfringence et chimisme de la chlorite.

La biotite. Sa teinte est variable : brun assez pâle dans les zones peu métamorphiques ; brun acajou sombre ou vert kaki dans la zone IV, à staurotite ; brun moyen ou, si la roche est à disthène, souvent vert olive dans les zones V et VI.

(1) Dans une note antérieure sur le métamorphisme en Modi Khola (PECHER, 1975), ces deux minéraux ont d'ailleurs été confondus, avant infirmation aux R.X. ; il faut donc, dans cet article, étendre le domaine de la chlorite jusqu'au M.C.T., et, corrélativement, restreindre celui du chloritoïde. De même l'accroissement des données R.X. montre que la distinction faite à l'époque entre zone à ripidolite et zone à diabantite (près du M.C.T.) ne semble pas justifiée.

Dans les niveaux calciques ou dans les schistes graphiteux, il s'agit presque toujours de phlogopite, avec peut-être passage continu à une muscovite magnésienne (cf. en annexe les analyses de mica blanc de l'échantillon E 97).

Le rapport molaire (MgO)/(MgO + FeO) semble ici décroître à métamorphisme croissant (ce qui est contraire aux données de PURTSCHELLER, 1977, dans la région de Kulu-Lahul, plus à l'Ouest) :

Zone III	Limite IV/V	Zone V	Zone VI
E 56 : 0.50 0.52	Mo 340 : 0.50	Mo 13 : 0.31 Mo 15 : 0.44	D 94 : 0.21
E 50 0.50		+ PL F : 0.31	

Le grenat est de l'almandin (65 à 75 %), pouvant contenir jusqu'à 16 % de pyrope et 17 % de grenat calcique (grandite). Le rapport molaire FeO/(FeO + MnO) semble augmenter de la zone III à la zone V, où il serait maximum, puis diminuer ensuite fortement en montant dans la Dalle du Tibet ; le rapport FeO/(FeO + MgO) à un comportement inverse : la teneur en pyrope, élevée à la base de la Dalle du Tibet, diminue lorsqu'on s'en éloigne.

Echantillon	Zone	FeO	FeO	Alm	Pyr	Spe	Gro	Andr
		FeO + MnO	FeO + MgO					
E17 Centre du grenat bordure	III	0.89	0.97	71.9	4.6	9.5	2.6	11.4
		0.90	0.97	71.3	5.0	9.0	4.4	10.3
* 347	IV	0.97	0.87					
Mo 340 Grenat 1 Grenat 2	IV/V	0.95	0.72	65.8	28.2	3.8	-	2.2
		0.95	0.74	66.9	26.7	4.2	-	2.2
Mo 329		0.98	0.75					
* 632	V	0.97	0.72					
Mo 6		0.97	0.75					
Mo 13 Centre du grenat 1 Bordure du grenat 1 Grenat 2	V	0.97	0.83	72.3	16.1	2.5	-	9.1
		0.97	0.86	73.6	13.5	3.7	-	9.2
		0.95	0.88	68.4	10.0	4.4	5.5	11.7
+ PLF - A		0.98	0.87	69.	18.	1.	8.	2.
+ PLF - F		0.92	0.92	70.	11.	6.	-	12.
+ PLF - B	Sommet D du T	0.70	0.96	59.	4.	27.	3.	5.
+ PLF - C	(V/VI?)	0.71	0.97	63.	3.	26.	2.	2.

L'Épidote. Bien que non retenu parmi les minéraux index, l'épidote prend un développement caractéristique à la limite des zones IV et V (base de la Dalle du Tibet surtout). Les analyses faites sur plusieurs épidotes de l'échantillon Mo 15 (cf. Annexes) montre la coexistence sur une même lame de deux types d'épidote : zoisite (teneur en pistachite, Ps : 9 - 11 %) et pistachite - piedmontite (Ps : 18 - 35 %). Les premières sont les plus abondantes et semblent spécifiques de cette zone.

/ B. GEOMETRIE DES ZONES METAMORPHIQUES /

La confrontation des différentes coupes et de la carte qui en résulte permet de se rendre compte assez bien de la répartition spatiale des différentes zones métamorphiques :

1. EN CARTE (Fig. 41)

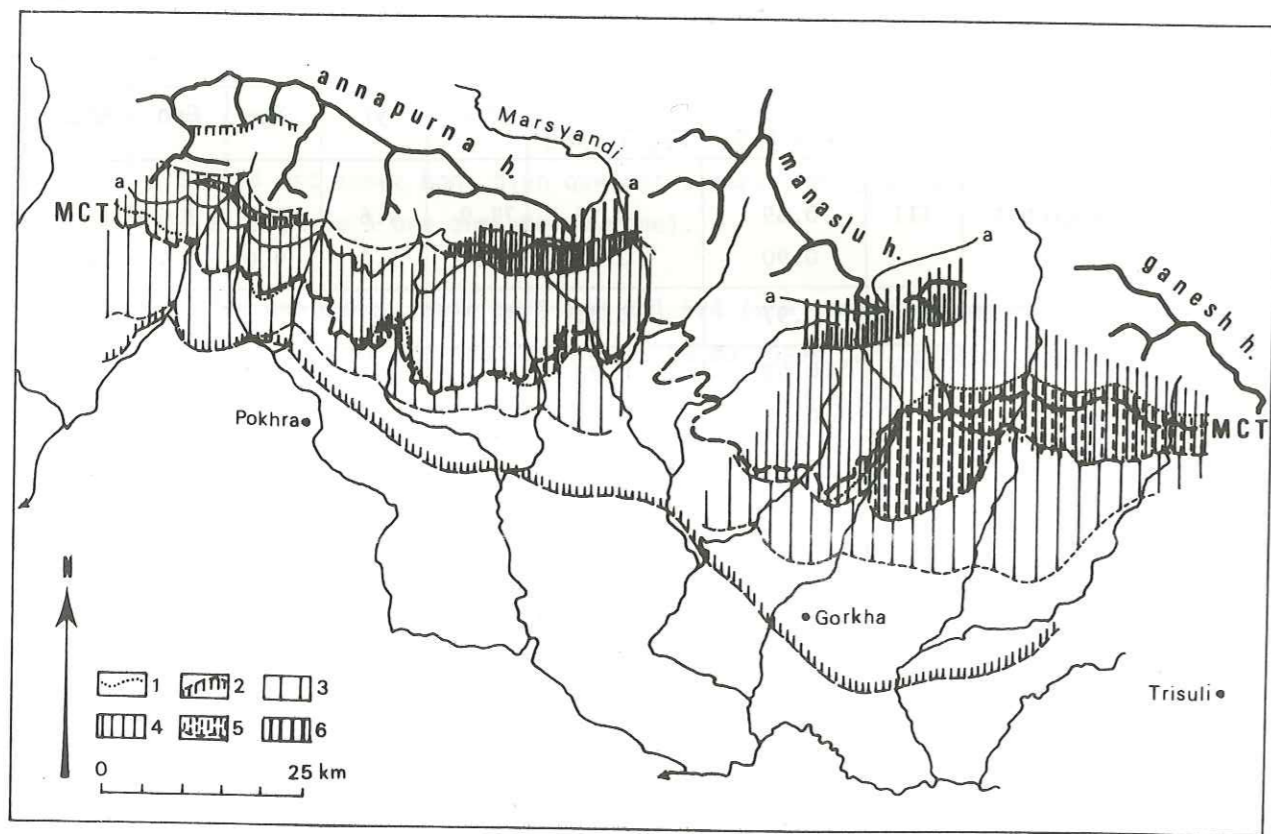


Figure 41. Répartition cartographique des minéraux du métamorphisme. a-a = limite des Formations I et II de la Dalle du Tibet ; 1) : limite Nord de stabilité de la chlorite ; 2) : biotite ; 3) : grenat ; 4) : disthène ; 5) : staurotide ; 6) : sillimanite.

La croissance du Sud vers le Nord du métamorphisme est très nette : la majeure partie des Formations du Moyen Pays appartient aux zones I (Chl) ou II (Chl - Bio) ; seule leur partie Nord, proche du M.C.T., est dans les zones III (Grt) ou IV (Sta - Ky) ; encore plus au Nord, les zones V et VI forment ensemble la presque totalité de la Dalle du Tibet.

Il faut remarquer que :

- Les différentes zones sont à peu près parallèles à la limite Dalle du Tibet - Formations du Moyen Pays (= M.C.T.).

- La largeur apparente des différentes zones varie : elle est faible à l'Ouest, beaucoup plus forte à l'Est ; ainsi, par exemple, la zone IV (Sta - Chl - Ky) est très réduite ou même inexistante à l'Ouest de la Marsyandi, et atteint 15 km du Nord au Sud entre Darondi Kholā et Burhi Gandaki ; la biotite apparaît 15 km au Sud de la Dalle du Tibet au niveau des Annapurnas, mais 40 km au Sud au niveau de la Burhi Gandaki.

- Il y a obliquité des limites de zones métamorphiques et des limites lithologiques :

. L'apparition du grenat ou de la biotite se situe dans les grès de la Formation Inférieure du Moyen Pays en Modi Kholā, puis suit plus à l'Est à peu près la limite entre Formations Inférieure et Supérieure, pour s'abaisser beaucoup ensuite et atteindre la base des formations du Moyen Pays en Darondi Kholā.

. Comme souvent en Himalaya, l'apparition du disthène ou de la staurotide peut marquer l'entrée dans la Dalle du Tibet. Mais à l'Est de la Marsyandi, ces minéraux sont abondants aussi dans le Moyen Pays (le disthène surtout, qui apparaît très tôt dans les loupes de quartz d'exsudation étirées dans S_2). A l'inverse, la disparition de la chlorite, souvent au niveau du M.C.T., peut se faire plus haut, dans la Dalle du Tibet.

La zone IV est donc "à cheval" sur la limite Dalle du Tibet - Formations du Moyen Pays ; ainsi, la limite lithologique majeure entre haut et bas Himalaya (limite entre le domaine tibétain ou téthysien et le domaine népalais ou péninsulaire) n'est pas une limite métamorphique.

2. EN COUPE LONGITUDINALE (Fig. 42)

Le figure page 126 a été construite en projetant parallèlement aux surfaces lithologiques la partie nord de chacune des coupes transverses sur un plan perpendiculaire au plan basal de la Dalle du Tibet et parallèle à sa direction cartographique moyenne ; il s'agit donc d'une coupe longitudinale schématisée où le plan basal de la Dalle du Tibet (M.C.T.) est choisi comme base repère.

Sur cette coupe, les aspects évoqués ci-dessus apparaissent plus nettement :

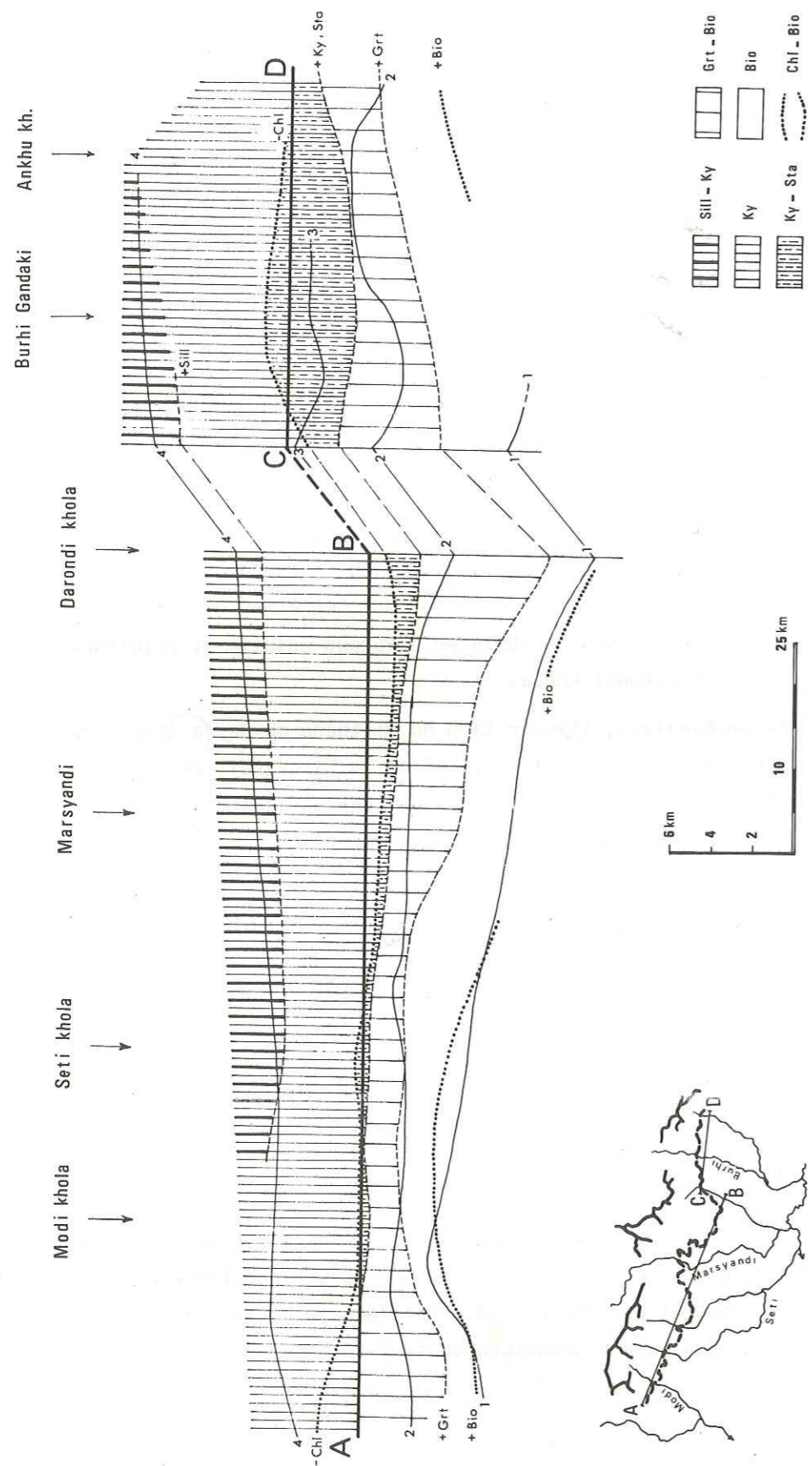


Figure 42. Géométrie des zones métamorphiques : coupe longitudinale schématisée. 1-1 : base de la Formation Inférieure du Moyen Pays ; 2-2 : limite des Formations Inférieure et Supérieure du Moyen Pays ; 3-3 : base des quartzites sommitaux du Moyen Pays ; 4-4 : Dalle du Tibet, limite Formation I - Formation II.

- Relations topologique toujours du même type entre le M.C.T. et les isogrades (absence d'intersections),

- Par contre, intersections isogrades - limites lithologiques, ce qui exclut l'hypothèse d'une superposition de nappes cristallines (écaillés) pour expliquer le métamorphisme inverse,

- En moyenne, épaissement des zones métamorphiques d'Ouest en Est (suivant à peu près l'épaississement dans le même sens des séries, cf. logs p. 77), ceci pouvant être dû à la position plus septentrionale de la portion C-D de la coupe.

Ces obliquités, accentuées par la différence d'échelle verticale et horizontale, ne doivent cependant pas masquer le parallélisme en grand des horizontales moyennes des surfaces isogrades et de l'horizontale du M.C.T.

3. EN COUPE TRANSVERSALE

On remarque des relations lithologie - surfaces isogrades très différentes ; en effet, des mêmes niveaux lithologiques des Formations du Moyen Pays Supérieur se retrouvent très métamorphisés dans le flanc Nord de l'anticlinal Kunchha Gorkha et peu ou pas métamorphiques dans son flanc Sud ; les surfaces isogrades recoupent donc nettement cet anticlinal.

Il est par contre difficile de se faire une idée précise des rapports entre ces surfaces et la surface basale de la Dalle du Tibet : si la position de cette dernière peut assez bien s'estimer, il faut, pour faire de même avec les premières, des conditions topographiques et chimico - minéralogiques particulièrement favorables.

L'aspect similaire des rentrants topographiques des isogrades et de la limite basale de la Dalle du Tibet (net par exemple en Modi Khola, pour la limite II - III) suggère cependant un parallélisme approché de ces différentes surfaces.

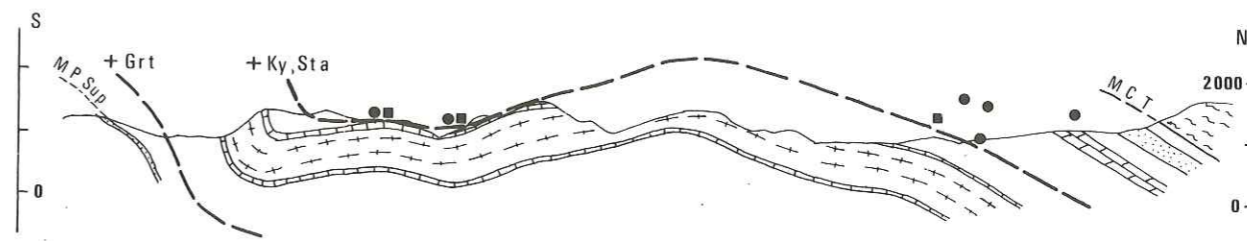


Figure 43. Coupe de la Darondi Khola : apparition du disthène et de la staurotite. Carrés : échantillons à staurotite ; ronds : échantillons à disthène.

De même, en Darondi Kholā (Fig. 43), où les Formations du Moyen Pays Supérieur sont fortement métamorphiques jusqu'à loin au Sud de la Dalle du Tibet, deux coupes rapprochées (l'une au fond de la Darondi, l'autre 1 000 m plus haut en rive gauche) m'ont permis de suivre l'apparition du disthène à peu près au même niveau lithologique en deux points situés l'un à 10 km au Sud de l'autre. Or, ici, comme dans toute la partie Nord monoclinale de l'anticlinal de Kunchha - Gorkha, la schistosité métamorphique S_2 , la base de la Dalle du Tibet et les limites lithologiques dans le Moyen Pays sont parallèles en grand entre elles : il y a donc, ici au moins, parallélisme approximatif du M.C.T. et de cette surface isograde.

Ceci est surtout confirmé par les observations de BRUNEL (1975) à l'Est de Kathmandu : grâce à l'existence le long de la rivière Arun d'une demi fenêtre où les formations du Moyen Pays apparaissent sous les gneiss, cet auteur a pu suivre le chevauchement sur près de 70 km du Nord au Sud ; on retrouve à la tête du chevauchement la même succession métamorphique qu'à sa racine, avec cependant un amincissement de l'épaisseur des différentes zones.

En conclusion

L'analyse de la disposition des zones métamorphiques fait ressortir, malgré certaines irrégularités, une corrélation géométrique nette entre les surfaces isogrades et la surface limite Dalle du Tibet - Formations du Moyen Pays (non intersection de ces surfaces). Ceci implique une relation génétique étroite entre chevauchement et métamorphisme.

En corollaire, l'absence de métamorphisme dans le Sud du Moyen Pays au niveau des Annapurnas et du Manalu indiquerait qu'ici le chevauchement de la Dalle du Tibet vers le Sud a été beaucoup plus limité que plus à l'Est, au niveau de Kathmandu, ou plus à l'Ouest, au niveau de la klippe de Sallyan.

/ C. ESTIMATION DES CONDITIONS P.T. LORS DU METAMORPHISME /

L'étude du domaine de stabilité des minéraux caractéristiques, abordée ici, reste le principal moyen d'estimer les conditions thermodynamique du couple métamorphisme - déformation. Il ne faut cependant pas oublier que pour ce faire, il faut appliquer à des systèmes réels complexes des résultats obtenus en laboratoire sur des systèmes simplifiés, dans des conditions différentes.

Dans le système expérimental, la pression est créée par une phase fluide ; la transposition des résultats expérimentaux à la réalité nécessite donc, faute de connaissances suffisantes, d'admettre l'une des deux propositions suivantes :

1. Les équilibres métamorphiques se sont faits en présence d'une phase fluide, et seule cette pression fluide a eu un effet sur eux.

Ou, si l'on veut raisonner en terme de "pression solide" :

2. La pression fluide est égale et équivalente dans ses effets à la "pression solide".

Dans les estimations de pression et de température que nous serons amenés à faire, il faudra donc sous-entendre : pression = pression fluide, supposée représentative du couple $P_f + P_s$.

Le tableau des p.117-8 montre que les principaux équilibres minéralogiques qui permettent de passer d'une zone à l'autre sont les suivants :

- réactions d'apparition de la biotite,
- réactions d'apparition du grenat,
- réactions entre chlorite, biotite grenat, staurotide, disthène,
- réaction disthène-sillimanite,
- réactions de fusion (migmatisation).

1. APPARITION DE LA BIOTITE

De nombreuses réactions ont été proposées pour expliquer l'apparition de la biotite. BROWN (1975) a analysé les relations des 12 phases suivantes, les plus courantes du faciès schiste vert : Mus, Chl, Bio, Stp (stilpnomelane), Act (actinote), FK, Q, Ab (albite), Ep (épidote), Magn (magnétite), Sphène, Vap (H_2O), dans le système à 10 constituants : Si, Al, Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Ca, Na, K, et H (O, étant en quantité supposée a priori suffisante pour équilibrer les cations, n'est pas compté parmi les constituants).

Un tel système est représentable dans l'espace P.T. par un point invariant autour duquel rayonnent 11 courbes d'équilibre (11 réactions univariantes), séparant 11 domaines bivariants, chacun à 10 phases. La figure 44 (extraite de BROWN, 1975) montre l'allure de la grille pétrogénétique correspondante, simplifiée en ne retenant que les réactions les plus probables dans les roches habituelles du faciès schiste vert (réactions (Q), (Ab), (Ep), (Sphène) et (Vap) ⁽¹⁾ non retenues).

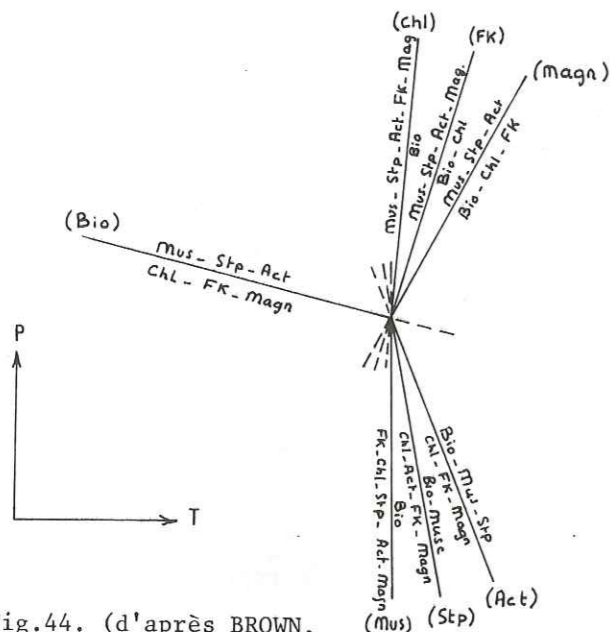


Fig.44. (d'après BROWN, 1975).

L'ordre dans lequel se succèdent réellement les différentes courbes univariantes autour du point invariant, fixé par les règles de SCHREINEMAKERS (cf. ZEN, 1966), est respecté. Par contre, les pentes de ces courbes, faute de données expérimentales, ne sont qu'approximatives : ce sont des pentes plausibles déduites par BROWN des paragenèses rencontrées dans diverses séries épizonales.

On peut retenir de cette figure l'allure en faisceau assez serré des différentes courbes d'apparition de la biotite, et leur pente raide : la biotite se formerait à des températures assez proches les unes des autres quels que soient les réactants présents, et cette température ne dépendrait que peu de la pression.

Les réactions ci-dessus font apparaître la biotite par destruction du stilpnomélane ou de l'actinote ; le stilpnomélane n'a pas été reconnu dans les séries du Moyen Pays népalais ; s'il existe (il est signalé en Himalaya du Garwhal, dans la fenêtre de Kulu, par THONI, 1976), il est certainement peu abondant ; il en est de même pour l'actinote (qui n'a jamais été observée dans les faciès grésopélitiques de la zone I) ; ces différentes réactions n'ont donc dû jouer qu'un rôle mineur ici.

A côté des réactions "discontinues" ⁽²⁾ ci-dessus, il faut donc invoquer d'autres

(1) Suivant un usage pratique très répandu, chaque réaction est désignée en écrivant entre parenthèses la ou les phase(s) du système considéré absente(s) dans la réaction étudiée.

(2) Nous avons repris la terminologie de BOWEN (1928) pour distinguer les réactions univariantes vraies, pour lesquelles le chimisme des minéraux est fixé (r. discontinues), des réactions se faisant avec variation de chimisme des minéraux, bivariantes (r. continues, dépendant par exemple, pour un équilibre entre minéraux Fe-Mg de : P, T et X_{Mg-Fe}).

réactions, faisant appel à d'autres minéraux, ou des réactions continues entre ces mêmes minéraux.

BROWN (1975) rappelle les réactions suivantes proposées par différents auteurs :

- (a) $Stp + Mus = Bio + Chl + Vap$ ⁽¹⁾ (située entre (FK) et (Act))
- (b) $Act + Mus + Chl = Bio + \acute{e}p + Vap$ (entre (FK) et (Stp))
- (c) $Chl + Fk = Bio + Mus + Vap$ (entre (Bio) et (Act))
- (d) $Chl + FK + Stp = Bio$ (entre (Mus) et (Act))
- (e) $Chl + FeMus = Bio + Mus + Vap$ (entre (Stp) et (FK))

On peut ajouter :

- (f) $Mus + Chl_{(pauvre\ en\ Al)} = Bio + Chl_{(riche\ en\ Al)} + Q + Vap$ (RAMBERG, 1952 ; WEISBROD, 1970).

FRANK et AL. (1977) proposent pour leur part comme réaction principale d'apparition de la biotite dans la région de Kulu-Lahul la réaction suivante, étayée dans cette région par de très nombreuses analyses de minéraux à la microsonde :

- (g) $FeChl + FeMus + Pl_{(pauvre\ en\ Ca)} + Sph\acute{e}ne = Bio + Chl_{(pauvre\ en\ Fe)}$
 $Mus_{(pauvre\ en\ Fe)} + Pl_{(riche\ en\ Ca)} + Ilm\acute{e}nite$

Une réaction très voisine de (a) a été étudiée expérimentalement par NITSH (1970) :

- (a') $Stp + Pherg = Bio + Q + Chl + Vap$

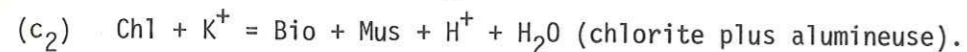
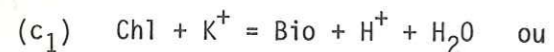
Elle se produit à 445°, 4kb, et 460°, 7kb.

Pour les raisons déjà évoquées plus haut, les réactions (a), (a'), (b) et (d) n'ont sans doute pas eu lieu ici ; toutefois, les valeurs trouvées par NITSCH pour (a') donnent l'ordre de grandeur des conditions P-T d'apparition de la biotite.

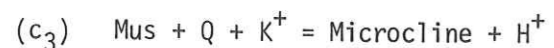
Les réactions (e), (f) et (g) devraient se traduire par une diminution importante de la quantité de muscovite au passage de la zone I à la zone II -ce qui ne semble pas être le cas- et par une variation du chimisme des minéraux. Les données analytiques dont nous disposons sont trop fragmentaires pour dire si les réactions (e) et (g) ont pu avoir effectivement lieu ; elles suffisent par contre pour éliminer la réaction (f) (puisque la teneur en Al de la chlorite reste constante).

(1) Une réaction sera toujours écrite, dans la mesure où sa polarité est connue, le terme haute température à droite.

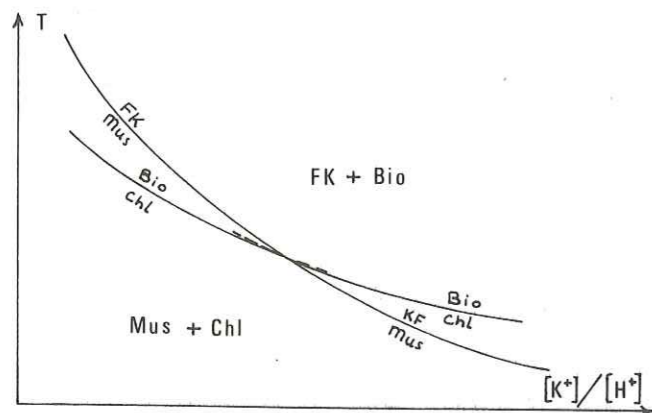
La réaction (c) : $\text{Chl} + \text{Fk} = \text{Bio} + \text{Mus} + \text{H}_2\text{O}$ peut aussi s'écrire :



Elle doit être couplée (WEISBROD, 1970) avec la réaction :



La figure 45 ci-dessous (MAC NAMARA, 1966) montre l'allure générale de ces équilibres, qui dépendent donc de P, T et $[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$.



Comme le fait remarquer WEISBROD (1970), la réaction (c) est calée par ces équilibres : à P fixé, la température d'équilibre T correspond à l'intersection des courbes $\text{Mus} = \text{FK}$ et $\text{Chl} = \text{Bio}$. Mais là encore, nous ne connaissons pas la position chiffrée de ces équilibres.

Au Népal Central, ces dernières réactions semblent être en mesure

d'expliquer au moins en partie⁽¹⁾ l'apparition de la biotite, par destruction du feldspath potassique initialement contenu dans la roche (FK détritique). L'apparition de la biotite serait alors très liée aux variations du rapport $[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$, qui peut dépendre de paramètres tels que :

- l'augmentation de la température (solubilité croissante (?) du FK avec la température, non compensée par la dissociation plus grande de H_2O) ;

- dilution de la phase fluide aqueuse par une solution inerte (diminution de H^+). Il n'est peut-être pas fortuit que l'apparition de la biotite coïncide à peu près au Népal avec l'apparition du CO_2 dans la phase fluide ; mais cet effet n'est pas dissociable de la diminution parallèle de $f(\text{H}_2\text{O})$ qui tend à déplacer l'équilibre (c) vers le côté de la réaction où l'eau est libérée.

(1) Le volume de biotite qui apparaît dans cette réaction ne peut dépasser un peu moins des 3/2 du volume initial de FK (1 mole de FK → 1 mole de Bio) ; la quantité de biotite est donc disproportionnée par rapport à la quantité observée de FK.

2. APPARITION DU GRENAT

Les données naturelles (par exemple : HIETANEN, 1969, MULLER et SCHNEIDER, 1971), expérimentales (HSU, 1968) ou théoriques (cf. SAXENA, 1969, WEISBROD, 1970, PERCHUK, 1970, GORDON et GREENWOOD, 1971, MIYASHIRO et SHIDO, 1973, GANGULY et KENNEDY, 1974) dont on dispose pour le grenat montrent que l'apparition de ce minéral dépend beaucoup de facteurs autres que la pression et la température, tandis que son domaine de stabilité varie largement selon sa composition :

- le grenat apparaît à température d'autant plus basse que la roche est riche en Mn, et que le degré d'oxydation est faible,

- à pression égale, la spessartine apparaît à beaucoup plus basse température que l'almandin ; le pyrope n'apparaît qu'à pression très élevée.

Dans les roches de composition métapélitique, le grenat est normalement un pyralpite, qui se forme essentiellement aux dépens de la chlorite ou de la biotite, selon les réactions du type :

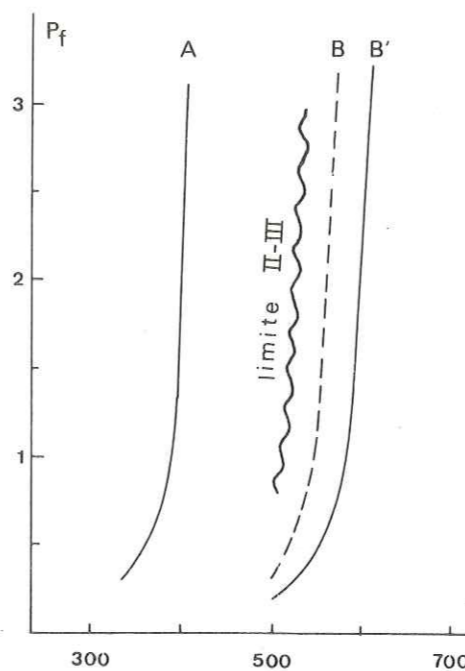
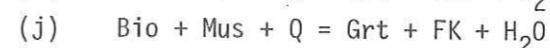
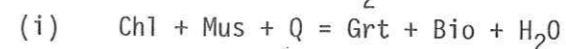
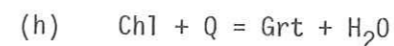
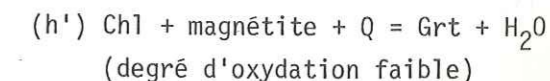


Figure 46. Limite approximative des zones II et III. A : limite inférieure de stabilité de la spessartine ; B et B' : limite inférieure de stabilité de l'almandin, pour PO_2 faible (B) ou plus fort (B'). D'après HSU, 1968.

Au Népal, le feldspath potassique n'apparaît que dans la zone V, beaucoup plus haut que le grenat ; la réaction (j) n'intervient donc pas dans l'apparition du grenat à la limite des zones II et III. Par contre, la fréquence des associations Bio-Grt ou Chl-Grt montre que les réactions (h) et (i) ont dû jouer un rôle majeur à ce niveau.

La réaction (h) et la réaction voisine (h') :



ont été étudiées expérimentalement par HSU (1968) (Fig. 46) ; elles permettent de fixer l'ordre de grandeur de la température d'apparition du grenat : à 3 kb l'almandin pur se forme entre 550°

(h') et 600° (h), tandis que la spessartine pure apparaît dès 400°C, indépendamment du degré d'oxydation.

Au Népal, le grenat qui apparaît est peu manganésifère, mais très ferrifère (cf. E17, très près de l'isograde du grenat : Spessartine = 9 %, Almandin = 72 %, Pyrope = 5 %, Grandite = 14 %), et la fugacité de l'oxygène devait être faible (présence de graphite, et CO₂ dans la phase fluide) : on peut donc estimer que les équilibres d'apparition du grenat se sont produits à une température sans doute légèrement inférieure à la température d'équilibre (h') pour de l'almandin pur (vers 500°C ? pour 3 kbar). Il s'agit là d'une valeur très approximative, mais en bon accord avec les données de terrain sur la position relative des zones à Bio-Chl et à Bio-Chl-Grt.

3. LE SYSTEME Ctd - Chl - Bio - Grt - Sta - Ky

Ce système est important car il concerne les réactions qui ont lieu à proximité immédiate du chevauchement de la Dalle du Tibet sur le Moyen Pays :

passage de la zone III, à Ctd - Chl - Bio - Grt
à la zone IV, à Chl - Bio - Grt - Sta - Ky
ou à la zone V, à Bio - Grt - Ky.

Ces réactions sont donc celles qui permettent :

- la disparition du chloritoïde,
- l'apparition de la staurotide et du disthène,
- la disparition de la staurotide et de la chlorite,

Les premières étant souvent combinées entre elles avec apparition de la staurotide aux dépens du chloritoïde (RICHARDSON, 1968 ; HOSCHEK, 1969 ; GANGULY, 1968, 1969, 1970 ; GANGULY et NEWTON, 1968).

Si l'on fait abstraction du CaO et du MnO, contenus surtout dans le grenat, les minéraux ferro-magnésiens peuvent s'étudier dans le système K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O (en abrégé : système KFMASH), combinaison, par le biais de réactions continues, des systèmes limites purement ferrifères ou magnésiens (systèmes KFASH et KMASH).

Son étude détaillée dans le domaine métamorphique qui nous intéresse ici a été faite par THOMPSON (1976, a et b) ; cet auteur a inventorié toutes les réactions possibles, discontinues ou continues, entre les minéraux suivants : cordiérite (Crd), chlorite, biotite, chloritoïde, staurotide et grenat, coexistant avec quartz, muscovite, feldspath potassique, silicate d'alumine et eau.

En se basant sur les données expérimentales existantes, THOMPSON (1976 b) a pu établir une grille pétrogénétique où apparaissent les réactions à cordiérite, mais où ne sont pas considérées la plupart des réactions à chloritoïde et staurotide. Aussi, dans un premier temps, le système équivalent, sans cordiérite mais à chloritoïde, sera discuté ici.

3-1. Le système KFMASH et les phases Chl, Ctd, Bio, Sta, Grt, Als, Mus, Q, Vap

Points invariants, courbes univariantes, domaines bivariants :

Les minéraux index énumérés plus haut ne coexistent jamais tous ensemble dans un même volume petit ; la paragenèse la plus riche est en effet : Chl-Bio-Grt-Sta-Ky-Mus-Q-Vap (cf. tableau p. 117-118).

Sa variance, dans le repère P.T., donnée par la règle des phases de Gibbs, est : $V = (n + 2) - \phi$, soit 0 (c'est-à-dire : système stable à proximité immédiate d'un point invariable). Cette paragenèse comprend donc le maximum possible de phases stables ensemble en un point donné.

Mais pour déterminer la topologie globale du système, il faut considérer toutes les phases possibles : il s'agit alors d'un mutisystème à variance négative (KORJINSKII, 1957), ici à six constituants et neuf phases (système à n+3 phases). Le nombre de points invariants est alors supérieur à 1, et une (ou plusieurs) des neuf phases est absente à chacun d'entre eux.

Dans le repère P-T, le nombre de points, courbes ou surfaces de variance 0, 1 ou 2 est donnée par l'expression suivante :

$$\frac{P!}{\phi!(P-\phi)!} \quad (\text{cf. MUELLER et SAXENA, 1977}), \text{ avec :}$$

P = nombre de phases total (= 9)

ϕ = nombre de phases à l'endroit considéré du diagramme P-T, déterminé par la règle des phases (= $V - (n+2)$), et non (n+i), $i > 2$, puisque les seuls paramètres considérés pour le moment sont P et T).

Pour un point invariant ($V = 0$),	$\phi = n+2 = 8$,	d'où leur nombre : 9 ;
pour une courbe univariante,	$\phi = 7$	d'où leur nombre : 36 ;
pour un domaine bivariant,	$\phi = 6$	d'où leur nombre : 84.

Au Népal, les phases Mus, Q et Vap sont toujours présentes ; les seules réactions à prendre en compte sont alors celles qui ne font intervenir que les minéraux ferro-magnésiens et Als (étant bien entendu qu'il faudra leur adjoindre Mus et/ou Q et/ou Vap pour

pouvoir les équilibrer), et les composants caractéristiques sont réduits à Al_2O_3 , FeO et MgO (AFM).

C'est toujours un multisystème à $n+3$ phases, mais où $n = 3$ et $\phi = 6$. Il y aura donc :

- 6 points invariants , où coexisteront 5 phases, +/- Mus, Q, Vap.
- 15 courbes univariantes, où coexisteront 4 phases,
- 20 domaines bivariants , où coexisteront 3 phases.

3-2. Les réactions (sans Crd) dans le système KFMASH

Chacune des courbes univariantes correspond à la courbe d'équilibre d'une réaction discontinue, faisant intervenir 4 des 6 phases. Ces réactions sont les suivantes (+/- Mus - Q - Vap) (THOMPSON, 1976 a) :

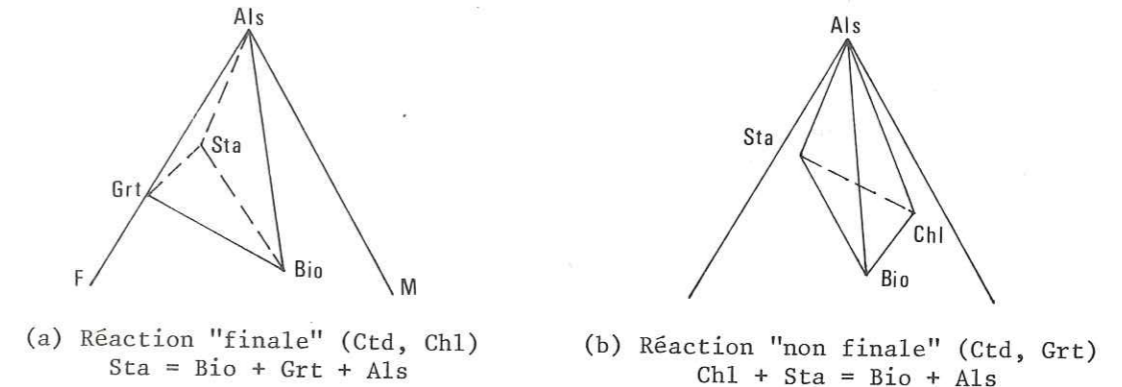
(Ctd, Chl)	Sta = Bio + Grt + Als
(Ctd, Bio)	Sta = Chl + Grt + Als
(Ctd, Grt)	Chl + Sta = Bio + Als
(Ctd, Sta)	Chl + Grt = Bio + Als
(Ctd, Als)	Chl + Grt = Bio + Sta
(Chl, Bio)	Ctd + Grt + Als = Sta
(Chl, Grt)	Ctd + Als = Bio + Sta
(Chl, Sta)	Ctd = Bio + Grt + Als
(Chl, Als)	Ctd = Bio + Grt + Sta
(Grt, Bio)	Ctd + Als = Sta + Chl
(Grt, Sta)	Chl + Ctd = Bio + Als
(Grt, Als)	Chl + Ctd = Bio + Sta
(Bio, Sta)	Ctd = Chl + Grt + Als
(Bio, Als)	Ctd = Chl + Grt + Sta
(Als, Sta)	Ctd + Bio = Chl + Grt

Remarque

- Chaque réaction est désignée par les deux phases manquantes, et relie les deux points invariants correspondants.

- Dans chaque réaction, la position du signe = est fixée par la valeur calculée plus loin des coefficients stoechiométriques ; ces coefficients sont variables, et dépendent en particulier du chimisme adopté pour les minéraux Fe-Mg ; telles qu'elles sont écrites ici, ces réactions ne sont justes que si l'ordre adopté pour la valeur relative des rapport $MgO/(MgO + FeO)$ dans les différents minéraux (voir plus loin) est exact.

Ces réactions sont de deux types : les unes correspondent à l'apparition d'un minéral par la destruction de trois autres (réactions "finales" vis à vis d'une phase), les autres au remplacement d'un équilibre devenu métastable par un autre équilibre plus stable (réaction "non finale"). Dans le diagramme chimicographique pseudo-ternaire AFM (projection du volume AKFM sur le plan AFM), cela correspond aux deux comportements topologiques illustrés par la figure 47 ci-dessous :



On voit que parmi les réactions écrites plus haut, les réactions finales sont celles d'apparition ou de disparition de la staurotite et de disparition du chloritoïde, ce qui justifie leur rôle de minéral index dans le domaine P-T possible d'existence simultanée de ces six phases. Par contre, l'apparition du disthène (Als) et du chloritoïde ou la disparition de la chlorite peuvent faire intervenir d'autres réactions que celles-ci.

A côté de ces réactions discontinues, les trois phases présentes dans chacun des 20 domaines bivariants peuvent réagir entre elles par le jeu de réactions continues. Ces 20 réactions continues sont les suivantes :

(1) Chl = Bio + Als	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(11) Bio + Grt = Chl	$T_{Mg} > T_{Fe}$
(2) Bio + Als = Grt	$T_{Mg} < T_{Fe}$	(12) Bio + Ctd = Chl	$T_{Mg} > T_{Fe}$
(3) Bio + Als = Ctd	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(13) Bio + Ctd = Grt	$T_{Mg} > T_{Fe}$
(4) Bio + Als = Sta	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(14) Chl = Bio + Sta	$T_{Mg} > T_{Fe}$
(5) Chl + Als = Grt	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(15) Bio + Sta = Grt	$T_{Mg} > T_{Fe}$
(6) Ctd = Als + Chl	$T_{Mg} < T_{Fe}$	(16) Bio + Sta = Ctd	$T_{Mg} < T_{Fe}$
(7) Chl + Als = Sta	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(17) Chl + Ctd = Grt	$T_{Mg} > T_{Fe}$
(8) Ctd = Als + Grt	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(18) Chl + Sta = Grt	$T_{Mg} > T_{Fe}$
(9) Sta = Grt + Als	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(19) Ctd = Chl + Sta	$T_{Mg} < T_{Fe}$
(10) Ctd + Als = Sta	$T_{Mg} > T_{Fe}$	(20) Ctd = Sta + Grt	$T_{Mg} > T_{Fe}$

Remarque

Les coefficients stoechiométriques correspondants ne dépendent plus du rapport Mg/Fe ; ils sont donnés par THOMPSON (1976 a, Tableau 2). Comme les précédentes, ces réactions doivent être complétées par Q et/ou Mus, et Vap. Le côté Vap est écrit à droite ; c'est normalement le côté haute température (sauf pour

les pressions très élevées). La température relative, à P donnée, de l'équilibre pour le terme Fe ou pour le terme Mg est indiquée par la relation $T_{Mg} > (ou <) à T_{Fe}$ (cf. THOMPSON, 1976 a).

3-3. Aspect topologique

La disposition relative des différents points invariants et courbes univariantes peut se déduire de règles purement géométriques : les règles de SCHREINEMAKERS (1915-1925), exploitées depuis les travaux de NIGGLI (1930) et surtout de KORJINSKII (1957) ; ces règles, leur démonstration, basée sur des considérations thermodynamiques (géométrie des intersections des surfaces d'énergie libre) et leur utilisation pratique sont résumées par ZEN (1966).

L'exploration exhaustive, à partir de ces règles, d'un système ternaire à six phases, a été menée en détail par ZEN et ROSEBOOM (1972) et DAY (1972), qui a dressé le catalogue des 147 topologies possibles dans un tel cas.

Le choix de la configuration dépend de la position chimicographique des différents minéraux les uns par rapport aux autres ; l'utilisation du catalogue de DAY (1972) est basée sur la position respective des phases dans une projection type diagramme AFM.

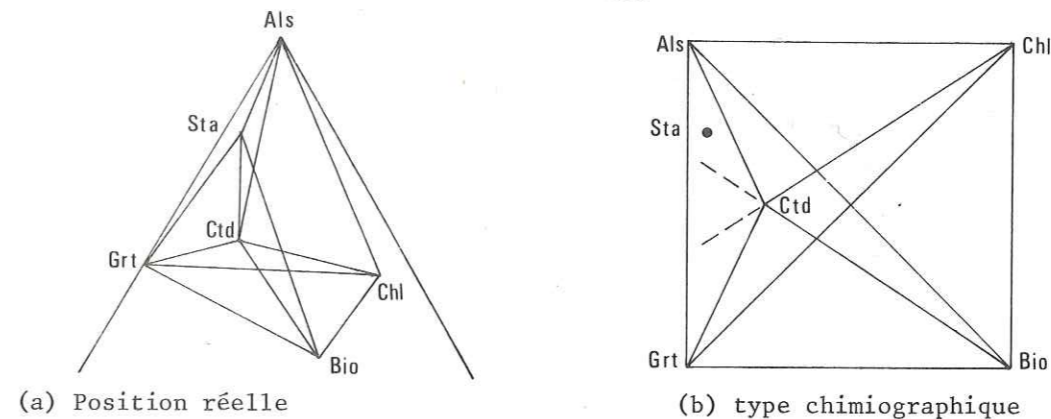
Il faut donc, pour pouvoir l'utiliser ici, avec le système KFMASH, se fixer la position relative des différents minéraux dans le diagramme AFM. Elle dépend du paramètre $M = MgO / (MgO + FeO)$ (en moles).

Dans les séries grésopélitiques, cet ordre semble extrêmement constant (ALBEE, 1972 ; THOMPSON, 1976 a) :

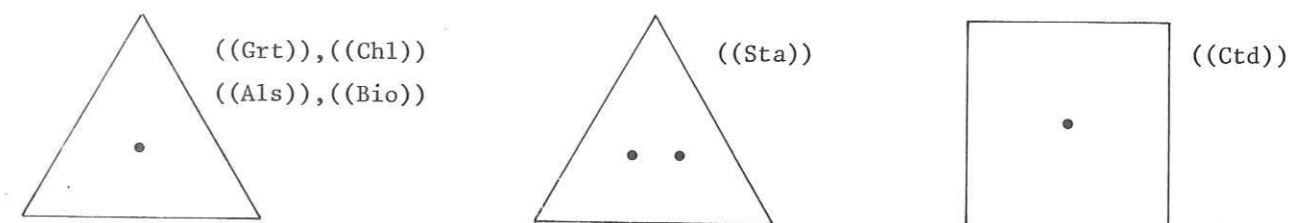
$M_{Chl} \geq M_{Bio} \gg M_{Ctd} \geq M_{Sta} \geq M_{Grt}$ Il semble en accord avec les données disponibles sur le chimisme des minéraux du métamorphisme himalayen, et sera donc adopté ici (1).

La position respective des minéraux est donc celle de la figure 48 page 139 :

(1) Faute de données sur la staurotide, nous avons choisi arbitrairement pour ce minéral, en nous basant sur cette constatation, un rapport Mg/Fe intermédiaire entre ceux du chloritoïde et du grenat.



Compte tenu de ce type chimicographique, il y a quatre arrangements possibles des points invariants stables (DAY, 1972) ; ce sont les suivants :



Chaque point ou chaque sommet de polygone correspond à un point invariable stable, le (ou les) point(s) invariant(s) instable(s) étant inscrit(s) dans une double parenthèse : $((Sta))$ = configuration de la grille ou le point invariant (Sta), défini par l'absence de la phase staurotide, est métastable.

Remarque

Les rapports M de la staurotide, du chloritoïde et du grenat, et ceux de la chlorite et de la biotite, sont très voisins, à la limite identiques. Il peut donc y avoir dégénérescence du système par alignement de Sta ou Ctd sur le joint Als-Grt, ou de Chl sur le joint Als-Bio. Dans ce cas, les arrangements topologiques possibles deviennent les suivants :

- pour une dégénérescence simple :
 - Sta = Grt : type quadrangulaire 2 (cf. DAY, 1972)
 - Sta = Ctd : type quadrangulaire 6
 - Chl = Bio : type triangulaire 6
- pour une dégénérescence double :
 - Chl = Bio et Sta = Grt : type triangulaire 47
 - Chl = Bio et Sta = Ctd : type triangulaire 26
 - Sta = Ctd = Grt : type quadrangulaire 35.

Seul le système non dégéré (dont peuvent se déduire les systèmes dégénérés) est abordé maintenant.

En combinant les arrangements ci-dessus et les règles de SCHREINEMAKERS, on s'aperçoit que seules les quatre configurations de la figure 16 sont possibles ; sur cette fi-

gure, les portions stables de chacune des courbes d'équilibre sont en trait plein, leurs portions métastables (qui convergent aux points invariants métastables) sont en tireté.

3-4. Choix de la grille - calcul approché de la pente des courbes d'équilibre

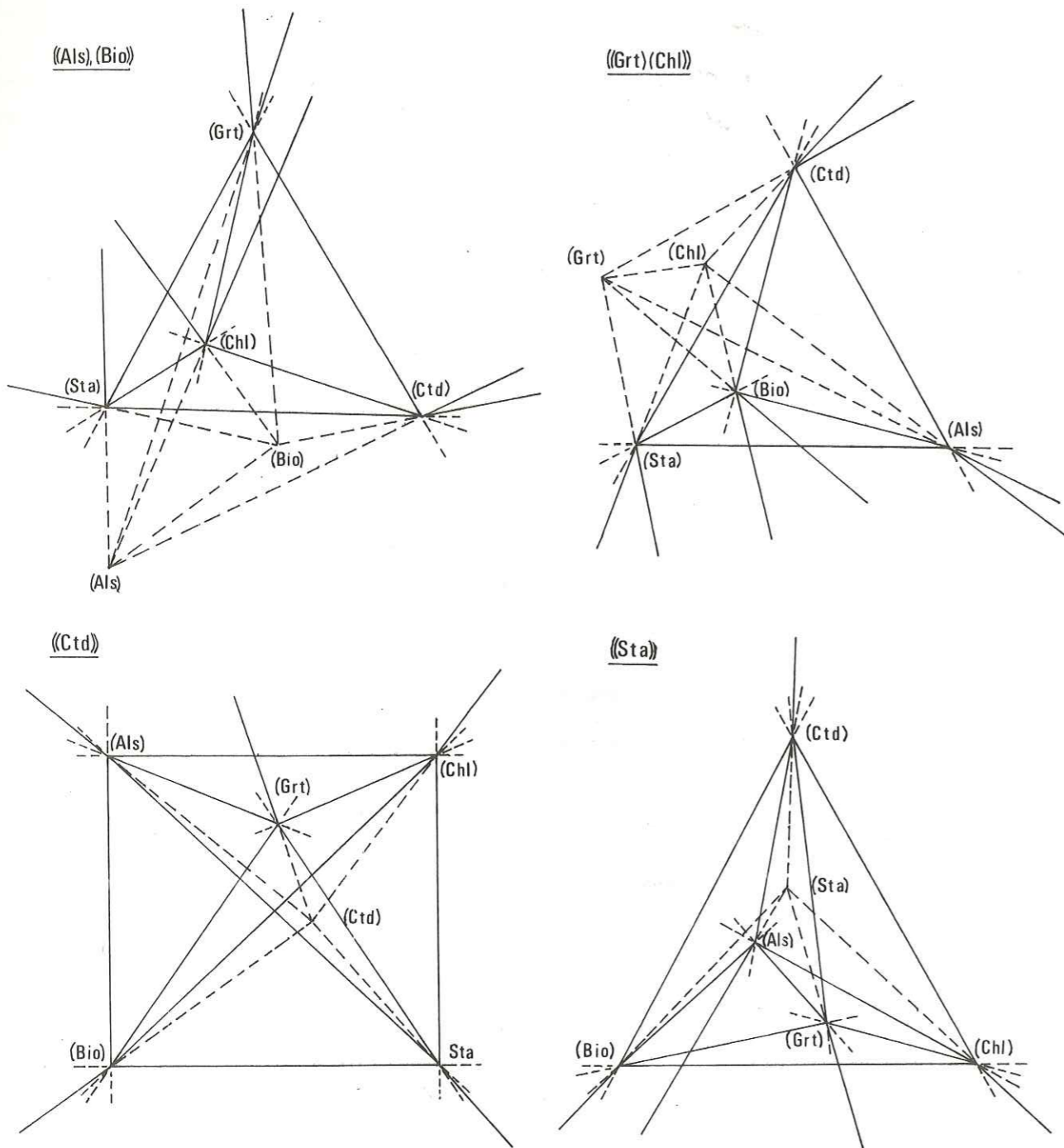


Figure 49. Système Ctd-Chl-Bio-Grt-Sta-Ky, relations topologiques possibles (grilles "à fermeture maximum")

Les quatre canevas de la figure 49 respectent donc les contraintes géométriques des relations entre les différentes phases. Ils n'en sont pas pour autant a priori en accord avec les données thermodynamiques. Une condition minimum de cet accord est la possibilité d'orienter le canevas à la fois vis à vis de la température et de la pression (ZEN, 1966), ce qui peut s'exprimer ainsi (DAY, 1972) :

Si on considère un domaine fermé du canevas (par exemple le triangle (Bio), (Als), (Chl) dans le canevas ((Sta)), les côtés HP et/ou HT des réactions limites ne peuvent être en même temps ni tous à l'intérieur, ni tous à l'extérieur de ce domaine.

Il faut donc connaître le côté haute température et le côté haute pression de chaque réaction.

- Côté haute température (variation d'entropie)

Le côté haute température est le côté qui correspond à l'assemblage dont l'entropie est la plus élevée ; dans les réactions de dévaporisation, c'est en principe toujours le côté où est libéré la phase fluide (H₂O, CO₂...). Une idée plus précise de la variation d'entropie -nécessaire si l'on veut connaître les pentes relatives des différentes courbes- est donnée par l'approximation d'ALBEE (1965) :

$$\Delta S \approx \Delta SA1^{VI} + \Delta SH_2O, \text{ où}$$

$\Delta SA1^{VI}$ représente la variation d'entropie due au changement de coordination d' Al^{IV} en Al^{VI} ; $\Delta SA1^{VI} = 160 \text{ dj. deg}^{-1} \cdot \text{mole}^{-1}$. (ALBEE, 1972)

ΔSH_2O = entropie de H₂O libéré dans la réaction ; sa valeur dépend de P et T ; par extrapolation à 4 kb, 500°C des données de FYFE, TURNER et VERHOOGEN (1959) (valeurs données pour P = 0 à 2.5 kb et T = 400 à 800°C), on obtient $523 \text{ dj. d}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ (en prenant 1 cal = 41.84 dj.).

Les valeurs chiffrées du tableau de la p.146 sont basées sur cette approximation.

- Côté haute pression (variation de volume)

Le côté haute pression est le côté qui correspond à l'assemblage dont le volume molaire est le plus faible.

Le volume molaire des minéraux peut se calculer à partir de leur densité ou à partir de leurs paramètres de mailles (dont on déduit le volume de la cellule unitaire) ; il est connu dans les conditions standard pour beaucoup de minéraux usuels. Sa variation

avec P et T étant très faible, ces valeurs sont utilisables avec une bonne approximation aussi dans les domaines de P et T du métamorphisme.

Les valeurs adoptées proviennent des sources suivantes :

- pour le grenat : extrapolation linéaire entre les valeurs connues (CLARK, 1966) pour l'almandin et le pyrope (puisque le paramètre de maille 'a' varie de manière linéaire en fonction de Fe/Mg),
- pour la staurotite : volume molaire calculé à partir du volume de la cellule unitaire déterminé par GRIFFEN et RIBBE (1973) : 740 \AA^3 ; vol. mol. = $740 \cdot 10^{-24} \times 6,024 \cdot 10^{23}$ (Nb d'Avogadro) = $445.8 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (valeur proche de celle de RICHARDSON (1968) : $448 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-1}$),
- pour le chloritoïde : $279 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, valeur donnée par GANGULY et NEWTON (1968),
- pour la biotite et la muscovite : 151 et $141 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (ALBEE, 1965),
- pour la chlorite : $209 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (SHIROZU, 1958),
- pour le quartz et le disthène : 22.7 et $44.11 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (CLARK, 1966).

Le volume molaire de la phase fluide dépend de sa composition (ici de l'eau) et du couple P-T.

Le volume spécifique de H_2O (dont se déduit immédiatement son volume molaire) est connu pour les valeurs allant de 1 000 à 9 000 bars et de 20 à 900°C (BURNHAM, HOLLOWAY et DAVIS, 1969). A 4 kb, 500°C, ordre de grandeur des P et T usuelles des réactions à Sta-Ky, il vaut $21.80 \text{ cm}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (volume spécifique : $1.211 \text{ cm}^3 \cdot \text{gr}^{-1}$).

Remarque : Signification de ΔV_f

On peut cependant se poser ici la question de la signification de la prise en compte du volume de la phase fluide dans le calcul de la variation de volume réactionnelle :

En effet, ajouter la variation de volume de la phase fluide à la somme des variations de volume des phases condensées n'a de signification physique que si cette phase est suffisamment peu mobile pour ne pas être éliminée du système au fur et à mesure de sa production, c'est-à-dire si elle peut contribuer effectivement à augmenter la pression.

Si tel n'est pas le cas (phase fluide parfaitement mobile), il n'y a pas lieu d'en tenir compte, et la pente des courbes sera modifiée (les pentes positives seront en général inversées ; cf. le tableau de la p.146 où sont calculées les pentes dans les deux hypothèses extrêmes :

ΔV_f entièrement pris en compte ou ΔV_f complètement négligé).

Le schéma réel correspond sans doute à un modèle complexe où la variation de volume totale (fluides compris) dépend de la prépondérance relative, dans le système considéré, de l'un des facteurs suivants :

- état d'hydratation du système au temps t_0 ,
- vitesse d'avancement des réactions et volume de fluide dV_1 libéré pendant le temps dt ,
- volume de fluide dV_2 qui peut sortir du système par diffusion ou percolation pendant dt .

En régime d'équilibre, la variation de volume effective -celle qui contrôle la pente de la réaction- de la phase fluide sera :

$$\frac{dV}{dt} = \frac{dV_1}{dt} - \frac{dV_2}{dt} \geq 0, \text{ sauf dans le cas de réactions de rétro-morphose.}$$

Il a été souligné plus haut la difficulté de chiffrer ces phénomènes cinétiques ; mais l'existence de rupture syn-métamorphiques du matériau (fentes, clapets (CARON, 1977,...) montre que :

- ΔV_f doit être, dans le cas général, différent de 0, ce qui peut aussi s'exprimer en disant que P_f peut excéder P_s ;

- ΔV_f est un phénomène de type "continu-discontinu" (en termes de pression : cycles augmentation de la pression totale - rupture), d'où la possibilité pour une réaction de procéder "par sauts".

- Calcul des coefficients stœchiométriques

Les calculs de ΔV et ΔS nécessitent de connaître le nombre de moles de réactifs et de produits mises en jeu dans les réactions considérées ; il faut donc déterminer leurs coefficients stœchiométriques.

Dans le cas de réactions discontinues, les coefficients varient avec P et T ; pour les déterminer, il faut se fixer la composition des minéraux ferro-magnésiens à chimisme variable la plus plausible dans la zone P-T considérée, tout en la simplifiant pour pouvoir l'exprimer dans le système KFMASH.

Le tableau page 144 indique les formules des minéraux choisies ici, basées sur les données chimicominalogiques dont nous disposons (cf. § 4, p.119).

La détermination des coefficients stœchiométriques se fait habituellement par la "méthode des déterminants" (voir KORJINSKII, 1957, ZEN, 1966). Dans un système à six phases, il faut calculer des déterminants d'ordre 7, ce qui est très lourd.

En réalité, puisque les coefficients ne sont déterminés qu'à un facteur constant près, on peut alléger ce calcul en se fixant arbitrairement l'un d'entre eux (à la valeur + 1, par exemple). Il faut alors résoudre un système de n équations à n inconnues, qui exprime l'équilibrage des n oxydes entre les n minéraux restants. A titre d'exemple, on trouvera ci-dessous l'équilibrage de la réaction (Ctd, Sta), à Chl, Grt, Bio, Als.



On se fixe $a = -1$, d'où : $b \text{ Grt} + c \text{ Bio} + \dots = - \text{Chl}$

Expression de l'égalité du nombre de moles de chaque oxydes dans les deux membres de l'équation :

Formule retenue (1)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	H ₂ O	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Vol. mol. (cm ³)	M
Grenat (Mg,Fe) ₃ Al ^{VI} ₂ (SiO ₄) ₃	3	1	2.70	0.30	-	-	-	2	115.16	0.10 (2)
Staurotide (Mg, Fe) ₄ Al ^{VI} ₁₈ Si ₈ O ₄₄ (OH) ₄	8	9	3.56	0.44	-	2	-	18	445.8	0.11 (3)
Chloritoïde (Fe,Mg) Al ^{VI} (Si Al ^{VI} O ₅)(OH) ₂	1	1	0.88	0.12	-	1	1	1	279	0.12 (4)
Biotite K (Mg,Fe) ₃ (OH) ₂ (Si ₃ Al ^{VI} O ₁₀)	3	0.5	1.5	1.5	0.5	1	1	-	151	0.50 (2)
Chlorite (Si _{4-x} Al ^{VI} _x O ₁₀)(OH) ₈ (Mg _{6-x-y} Fe _y Al ^{VI})	2.57	1.43	2.03	2.54	-	4	1.43	1.43	209	0.56
Disthène Al ^{VI} ₂ O(SiO ₄)	1	1	-	-	-	-	-	2	44.11	
(Sillimanite) Al ^{VI} ₂ O(SiO ₄)	1	1	-	-	-	-	-	49.91		
Muscovite K Al ^{VI} ₂ (OH) ₂ (Si ₃ Al ^{VI} O ₁₀)	3	1.5	-	-	0.5	1	1	2	141	
Quartz SiO ₂	1	-	-	-	-	-	-	-	22.7	
Vapeur H ₂ O	-	-	-	-	-	1	-	-	21.8	

M = rapport molaire (MgO)/(Mgo + FeO)

(1) d'après CORRENS (1969) sauf pour Sta (GRIFFEN et RIBBE, 1973) et Chl (BROWN, 1961)

(2) valeur choisie proche de la valeur moyenne des analyses de ce minéral (échantillons du sommet du M.P. et de la base de la D.T.)

(3) valeur fixée arbitrairement, intermédiaire entre celles du Grt et du Ctd

(4) valeur dans l'échantillon E17

$$\begin{array}{rcl}
 \text{SiO}_2 & 3b & + 3c & + 1d & + 3e & + 1f & = & - 2.57 \\
 \text{Al}_2\text{O}_3 & 1b & + 0.5c & + 1d & + 1.5e & & = & - 1.43 \\
 \text{FeO} & 2.7b & + 1.5c & & & & = & - 2.03 \\
 \text{MgO} & 0.3b & + 1.5c & & & & = & - 2.54 \\
 \text{K}_2\text{O} & & 0.5c & & + 0.5e & & = & 0 \\
 \text{H}_2\text{O} & & 1c & & + 1e & & = & - 4
 \end{array}$$

Soit, après résolution :

$$a = 1.000 ; b = 0.212 ; c = -1.736 ; d = -3.378 ; e = 1.736 ; f = 0.171 ; g = -4.000.$$

La réaction équilibrée s'écrit donc (en changeant tous les signes) :

$$1.000 \text{ Chl} + 0.212 \text{ Grt} + 1.736 \text{ Mus} + 0.171 \text{ Q} = 1.736 \text{ Bio} + 3.378 \text{ Als} + 4.000 \text{ Vap}$$

(calcul réalisé par un programme du calculateur de bureau HP 9815A, par la méthode de Gauss-Jordan, sans calcul de déterminant).

La même équation équilibrée par la méthode des déterminants s'écrit :

$$1.800 \text{ Chl} + 0.382 \text{ Grt} + 3.125 \text{ Mus} + 0.307 \text{ Q} = 3.125 \text{ Bio} + 6.081 \text{ Als} + 7.200 \text{ Vap}$$

(calcul réalisé au Centre de Calcul de Grenoble, grâce à un sous-programme de la bibliothèque IBM 360-65).

On vérifie bien l'égalité des coefficients (au facteur 1.8 près).

- Variations de volume et d'entropie

Le tableau page 146 donne la liste des réactions équilibrées selon la méthode précédente, et les variations de volume (eau prise -ΔV- ou non -ΔV'- en considération) et d'entropie correspondantes.

Les valeurs de ce tableau ne sont qu'indicatives, basées sur des approximations (dans le principe de la méthode utilisée, comme sur la formule des minéraux ou sur les données thermodynamiques) ; ceci est surtout vrai pour le calcul de l'entropie :

- imprécision sur la valeur de ΔSAl^{VI} (80 ou 160 dj.d⁻¹.m⁻¹ selon les auteurs) ;

- imprécision sur la formule de la staurotide : on a admis longtemps pour ce minéral une formule à deux groupements (OH) et 18 Al^{VI} (cf. par exemple CORRENS, 1969) ; d'après GRIFFEN et RIBBE (1973), il y a environ 4 (OH), et le nombre d'Al en position octaédrique est inférieur à 18 (une partie ou la totalité du Mgo serait en position octaédrique, tandis qu'un peu de Fe serait remplacé en site tétraédrique par de l'Al^{IV} ; à titre d'exemple, si dans la première réaction on compte tout le MgO en site octaédrique (17.56 Al^{VI}), ΔS vaut 22711 (au lieu de 25 143) dj.d⁻¹.m⁻¹.

Il faut probablement attribuer à l'imprécision sur le nombre d'(OH) le sens de la réaction (Chl, Bio), en désaccord avec les données expérimentales de GANGULY (1969) sur la

TABLEAU : COEFFICIENTS STOÛCHIMÉTRIQUES, VARIATIONS DE VOLUME ET D'ENTROPIE DES RÉACTIONS DISCONTINUES

A Chl, Bio, Grt, Sta, Ctd, Als

	ΔV	ΔS	$\Delta S/\Delta V$	$\Delta V'$
(Ctd, Chl) 30 Sta + 1 Mus + 109 Q = 39 Grt + 232 Als + 1 Bio + 60 Vap	+ 194.4	+ 31380 (1)	+ 161.4	- 1114
(Ctd, Bio) 52.075 Sta + 189.035 Q = 1.000 Chl + 67.91 Grt + 399.335 Als + 48.075 Vap	- 813.9	+ 25143	- 30.9	- 1862
(Ctd, Grt) 1.000 Chl + 0.164 Sta + 1.741 Mus + 0.765 Q = 1.741 Bio + 4.642 Als + 4.327 Vap	+ 17.2	+ 2034	+ 118.3	- 77.1
(Ctd, Sta) 1.000 Chl + 0.212 Grt + 1.736 Mus + 0.171 Q = 1.736 Bio + 3.378 Als + 4.000 Vap	+ 16.3	+ 1863	+ 114.6	- 70.9
(Ctd, Als) 1.000 Chl + 0.780 Grt + 1.721 Mus = 1.721 Bio + 0.437 Sta + 1.416 Q + 3.126 Vap	+ 13.5	+ 1406	+ 104.2	- 54.7
(Chl, Bio) 0.500 Sta + 1.167 Q = 1.000 Ctd + 0.333 Grt + 3.167 Als	- 207.7	(+160) (2)	?	- 207.7
(Chl, Grt) 1.000 Ctd + 1.184 Als + 0.009 Mus = 0.009 Bio + 0.244 Sta + 0.235 Q + 0.513 Vap	- 205.8	+ 108.3	- 0.53	- 217.0
(Chl, Sta) 60 Ctd + 1 Mus + 39 Q = 1 Bio + 19 Grt + 42 Als + 60 Vap	- 12267	+ 21780	- 1.78	- 13574
(Chl, Als) 1.000 Ctd + 0.014 Mus + 0.321 Q = 0.014 Bio + 0.200 Grt + 0.091 Sta + 0.819 Vap	- 204.7	+ 330.7	- 1.62	- 222.6
(Grt, Bio) 203.73 Ctd + 242.95 Als = 49.79 Sta + 1.00 Chl + 45.79 Q + 100,15 Vap	- 41929	+ 19095	- 0.46	- 44112
(Grt, Sta) 1.000 Chl + 0.671 Ctd + 1.747 Mus + 0.607 Q = 1.747 Bio + 3.848 Als + 4.671 Vap	- 120.95	+ 2038	- 16.85	- 222.8
(Grt, Als) 1.000 Chl + 3.922 Ctd + 1.775 Mus = 1.775 Bio + 0.792 Sta + 0.157 Q + 6.338 Vap	- 790	+ 2458	- 3.11	- 652.5
(Bio, Sta) 104.15 Ctd + 67.53 Q = 1.00 Chl + 33.19 Grt + 69.53 Als + 100.15 Vap	- 21309	+ 35943	- 1.69	- 23492
(Bio, Als) 126.11 Ctd + 41.91 Q = 1.00 Chl + 25.87 Grt + 10.98 Sta + 100.15 Vap	- 25869	+ 32430	- 1.25	- 23686
(Als, Sta) 1.655 Bio + 4.826 Ctd + 2.966 Q = 1.000 Chl + 1.741 Grt + 1.655 Mus + 0.826 Vap	- 1003	- 41.6 (3)	+ 2.38	- 1021

- 146 -

(1) Si on ne retient que 17 Al^v pour la Sta, le signe de ΔS change ($\Delta S' = - 16620$)

(2) Réaction mal orientée (cf. GANGULY, 1969 : Ctd + Als \rightarrow Sta). Erreur sans doute due à l'imprécision sur H₂O et Al^v dans Sta.

(3) Si on utilise la valeur souvent admise de 80 dj.d⁻¹.m⁻¹ pour ΔS_{Al^v} , la pente des courbes augmente, mais leur signe ne change pas, sauf pour cette réaction (Als, Sta), dont le côté HT théorique devient le côté Chl-Grt.

- 147 -

réaction Ctd - Als = Sta : c'est le Sta, et non le Ctd comme trouvé ici, qui doit être du côté HT.

Choix de la grille

La figure 50 montre les différents diagrammes orientés vis à vis de la pression et de la température.

Si on utilise les données calculées plus haut, aucun des diagrammes n'est théoriquement possible. Mais si, tenant compte de la remarque au sujet de la réaction (Bio - Chl) faite dans le paragraphe précédent, on admet que son côté H T est celui à Sta, et non celui à Ctd - Grt - Als, alors la configuration ((Sta)), et elle seule, devient possible.

Allure réelle du diagramme P.T.

La pente des courbes d'équilibres se déduit directement de l'équation de Clapeyron :

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$$

(moyennant un choix correct des unités : si, comme ici, ΔS est exprimé en dj.d⁻¹.m⁻¹ et ΔV en cm³, dP/dT en bars/d° = 100 $\Delta S/\Delta V$ - MIYASHIRO, 1973).

Pour connaître l'allure réelle du diagramme d'équilibre P.T., on peut donc utiliser les pentes $\Delta S/\Delta V$ calculées plus haut (tableau p.146); on s'aperçoit alors qu'il y a incompatibilité géométrique entre ces pentes et la configuration topologique théorique : l'ordre des courbes autour du point (Bio), déduit de leurs pentes, est incompatible avec l'ordre fixé par la figure théorique.

Cela signifie que la configuration réelle n'est pas du type "à fermeture maximum" (canevas ayant le maximum de points invariants stables, les seuls retenus dans le catalogue de DAY, 1972). Pour rendre le canevas compatible à la fois avec les règles de SCHREINEMAKERS et les pentes relatives des courbes, il faut "ouvrir" le canevas en transformant le point invariant (Bio), stable dans le canevas à fermeture maximum, en un point invariant métastable.

La figure 51 montre la configuration alors obtenue, qui doit être proche de la configuration réelle du diagramme PT des différents équilibres (dans la mesure, tout au moins, où l'inventaire des grilles (§ 3-3) est complet).

Cette grille schématique montre la disposition des courbes d'équilibres des réactions théoriquement possibles entre les six minéraux retenus.

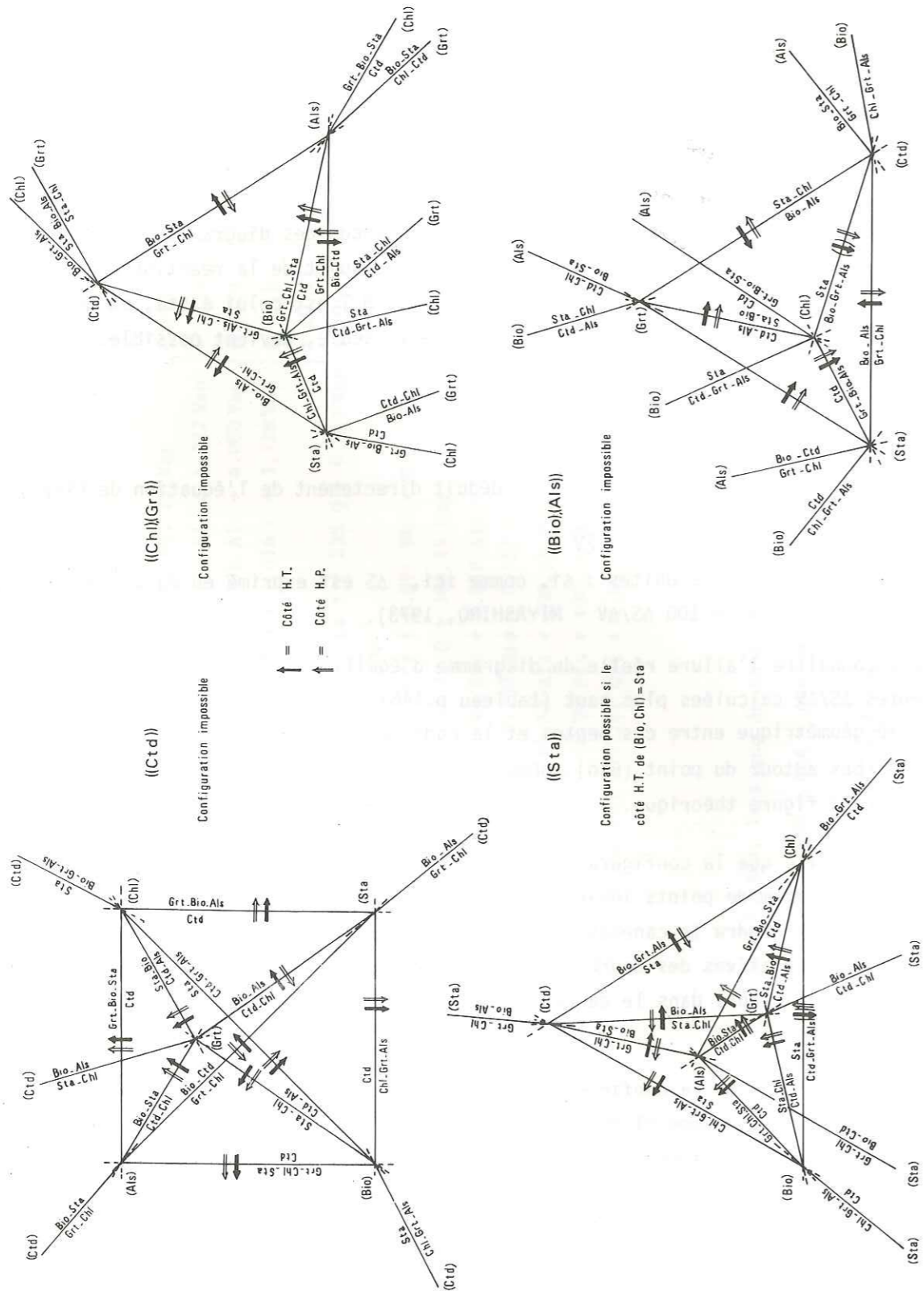


Figure 50. Orientation vis à vis de la pression et de la température des quatre canevas du Système Als-Bio-Chl-Ctd-Grt-Sta.

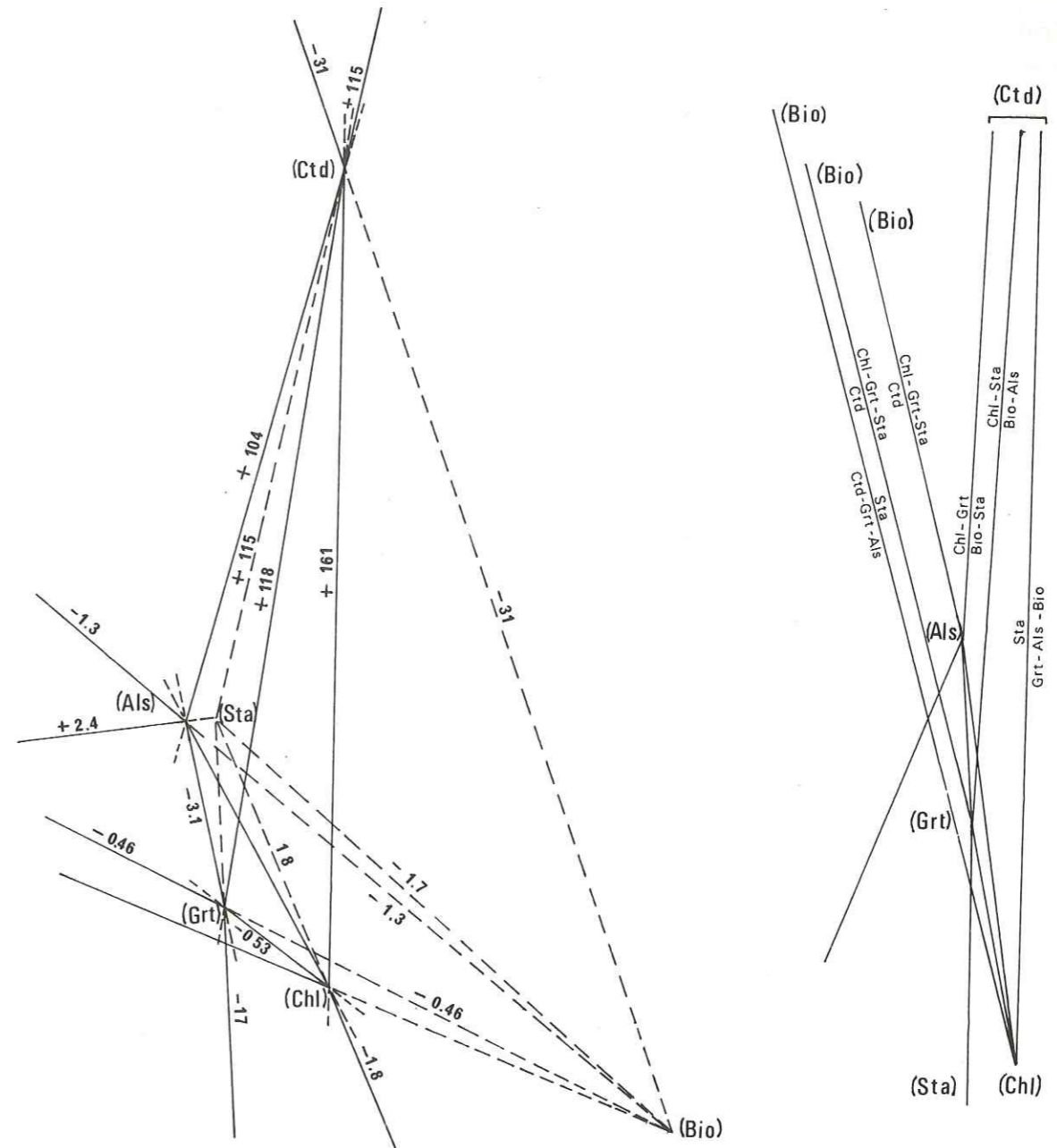
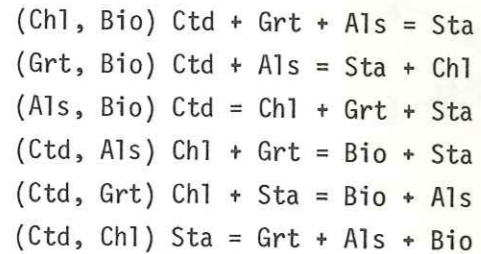


Figure 51. Système Ky-Bio-Chl-Ctd-Grt-Sta, allure du diagramme d'équilibre réel. A gauche : diagramme compatible avec les pentes calculées des courbes d'équilibre (diagramme ((Sta)), avec le point invariant (Bio) rendu métastable) ; A droite : équilibres ayant pu jouer un rôle au Népal central.

Il n'a cependant pas été tenu compte ici des réactions à cordiérite ; il est en réalité probable que beaucoup des réactions de la partie "basse pression" du diagramme soient métastables, au profit de réactions stables à cordiérite.

Trois des réactions étudiées : (Ctd, Als), (Ctd, Grt) et (Ctd, Chl) ont été calées par THOMPSON (1976 b) dans le diagramme P.T. La grille proposée par cet auteur montre que ces trois réactions, stables à haute pression dans le domaine de stabilité du disthène, sont encore stables à plus basse pression, dans le domaine de la sillimanite.

Aussi les points invariants (Als), (Grt), (Chl) sont-ils situés dans le domaine de stabilité de la sillimanite ; des 15 réactions qui apparaissent dans la grille complète, seules les 6 réactions suivantes ont donc pu jouer un rôle dans les équilibres métamorphiques au Népal Central :



La figure 52 montre les différents diagrammes AFM, correspondant aux différents domaines bivariants limités par ces réactions.

3-5. Domaine de stabilité des paragénèses observées dans les zones III-IV

- Apparition de la staurotide : équilibre Ctd - Sta

Plusieurs des réactions vues plus haut produisent de la staurotide aux dépens du chloritoïde ; ceci est en bon accord avec ce qui peut s'observer dans beaucoup de séries suffisamment ferrifères et alumineuses, où l'on voit la staurotide remplacer le chloritoïde dans les zones les plus chaudes.

On manque de données précises sur les réactions discontinues (Bio, Chl), (Bio, Grt), et (Bio, Als) (réactions Ctd +/- autres phases = Sta +/- autres phases). Par contre, deux réactions continues voisines ont été étudiées expérimentalement :



Ces réactions ne peuvent se produire que dans les domaines où sont stables à la fois réactifs et produits, c'est-à-dire dans le domaine limité par les courbes (Bio, Chl) et (Bio, Als) (Fig. 52) : la première entre les réactions (Bio, Chl) et (Bio, Grt), la seconde entre les réactions (Bio, Grt) et (Bio, Als) (cf. § suivant : relations entre les réactions continues et discontinues).

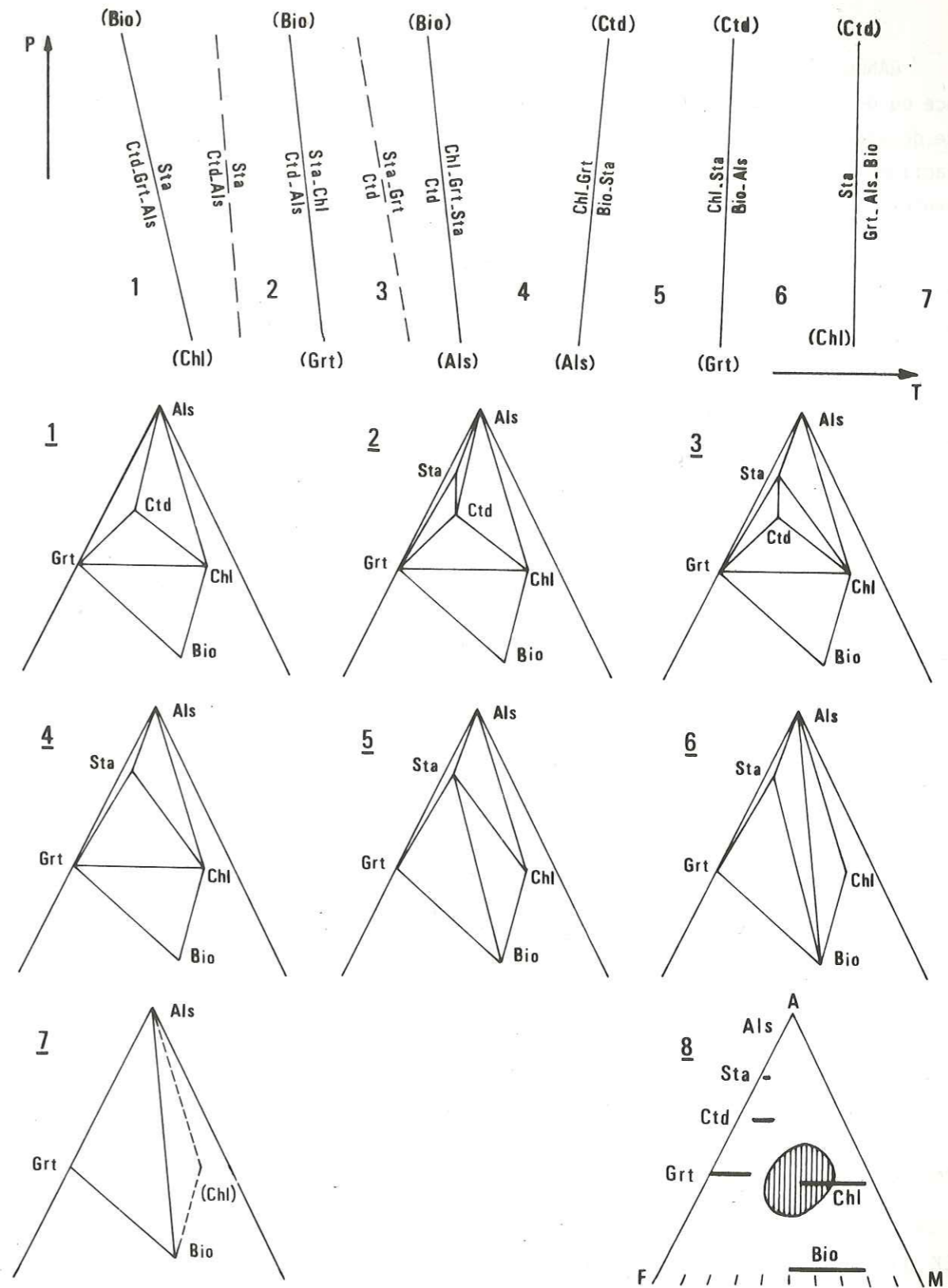


Figure 52. Zone à staurotide : représentation AFM (THOMPSON, 1957) des équilibres successifs à température croissante (de 1 à 7) ; 8 = chimisme AFM des roches banales du Népal central.

GANGULY (1969) a montré que ces deux équilibres ne dépendaient que très peu de la présence ou de l'absence du quartz, et peu de la variation de $f(O_2)$, tant qu'on est dans le domaine de stabilité de la magnétite (dans le système $f(O_2), T$) ; ce sont donc d'assez bonnes réactions "isogrades" : ce sont certes des réactions bivariantes dans le système KFMASH, mais seulement bivariantes (équilibre dépendant de P, T et X_{Fe-Mg}).

Les courbes P-T de ces deux équilibres (GANGULY, 1969), pour $f(O_2)$ tamponé par Ni-NiO (tampon NNO, fixant $f(O_2)$ aux valeurs plausibles dans les schistes grésopélitiques), ont été reportées figure 53. Etablies dans le système purement ferrifère, elles fixent la température minimum de ces équilibres dans le système ferromagnésien, puisque pour toutes deux T_{Fe} est inférieur à T_{Mg} .

Elles situent l'isograde "-Ctd" vers 555° à 6 kb.

Les diagrammes de représentation chimico-minéralogique AFM (Fig. 52) montrent que les réactions (Bio, Chl) : $Ctd + Grt + Als = Sta$, et (Bio, Grt) : $Ctd + Als = Sta + Chl$ (et donc la réaction (10) : $Ctd + Als = Sta$) ne peuvent se produire que pour des compositions globales très particulières : roches à la fois très alumineuses et ferrifères, non rencontrées au Népal.

Par contre, la réaction (Bio, Als) : $Ctd = Chl + Grt + Sta$ peut se produire pour les compositions banales des roches grésopélitiques.

On peut donc considérer que la réaction (20) : $Ctd = Sta + Grt$, dont la température d'équilibre est inférieure ou égale à celle de la réaction (Bio, Als), fixe les conditions minimum d'apparition de la staurotite aux dépens du chloritoïde dans les roches dont le chimisme est celui des métapélites du Népal, soit : environ 570° pour 6 kb.

- Apparition de la staurotide : équilibre Chl - Sta

Les données sur la composition minéralogique des roches des zones III et IV (Ctd toujours rare, Chl très répandue) et les diagrammes AFM montrent que la staurotite a dû se former beaucoup plus au dépens de la chlorite que du chloritoïde (séries trop peu ferrifères).

La réaction continue (14) : $Chl = Sta + Bio$ a été étudiée expérimentalement par HOSCHEK (1969) (cf. Fig. 53) ; elle se produit à une température intermédiaire entre les températures d'équilibre des réactions (10) et (20) évoquées plus haut.

Ici, en présence de grenat, cette réaction est métastable ; elle est remplacée par la réaction continue (Ctd, Als) : $Chl + Grt = Bio + Sta$. Sa température d'équilibre est

d'environ 590° à 6 kb (THOMPSON, 1976 b).

C'est selon cette réaction que doit se former la majeure partie de la staurotite au Népal.

Cette température n'est que peu supérieure à la température d'apparition de la staurotite aux dépens du chloritoïde : l'isograde "+ Sta", qui est un isograde "glissant", ne couvre une bande de température qui n'est que d'environ 15° .

- Disparition de la staurotide et de la chlorite

Disparition de la staurotide :

La position des courbes d'équilibre des deux réactions (Ctd, Grt) : disparition de la staurotite en présence de chlorite, et (Ctd, Chl) : limite maximum du domaine de stabilité de la staurotite, est connue (THOMPSON, 1976 b) ; dans le domaine de stabilité du disthène, la première se produit vers 635° , 7 kb, et la seconde à plus de 710° et 8 kb (cf. Fig. 53).

Disparition de la chlorite :

Les réactions de disparition de la chlorite étudiées expérimentalement montrent que ce minéral se transforme en cordiérite jusqu'à une pression maximum de l'ordre de 6.5 kb (données de FAWCETT et YODER, 1966, dans le système magnésien), ou en biotite à des pressions supérieures.

La réaction continue (1) a été étudiée par BIRD et FAWCETT (1973), dans le système magnésien : $Chl + Mus = Phlogopite + Ky + Q + Vap$. Elle se produit à partir de 6.5 kb pour une température d'environ 645° . Comme T_{Mg} est supérieure à T_{Fe} pour la réaction (1), ceci correspond à une valeur maximum, supérieure à la température réelle de destabilisation de la chlorite en biotite à moyenne pression.

Puisque la chlorite et la staurotite disparaissent à peu près en même temps à la limite des zones IV et V, on voit que la principale réaction de disparition de la staurotite doit être (Ctd, Grt). La réaction (Ctd, Chl) impliquerait une persistance de chlorite à l'état métastable dans un domaine anormalement étendu de température.

On peut donc se fixer une température d'environ 635° pour la limite IV - V.

- Conditions P.T. dans la zone IV

Ces conditions sont donc définies par les conditions minéralogiques suivantes :
- apparition de la staurotite et disparition du chloritoïde,

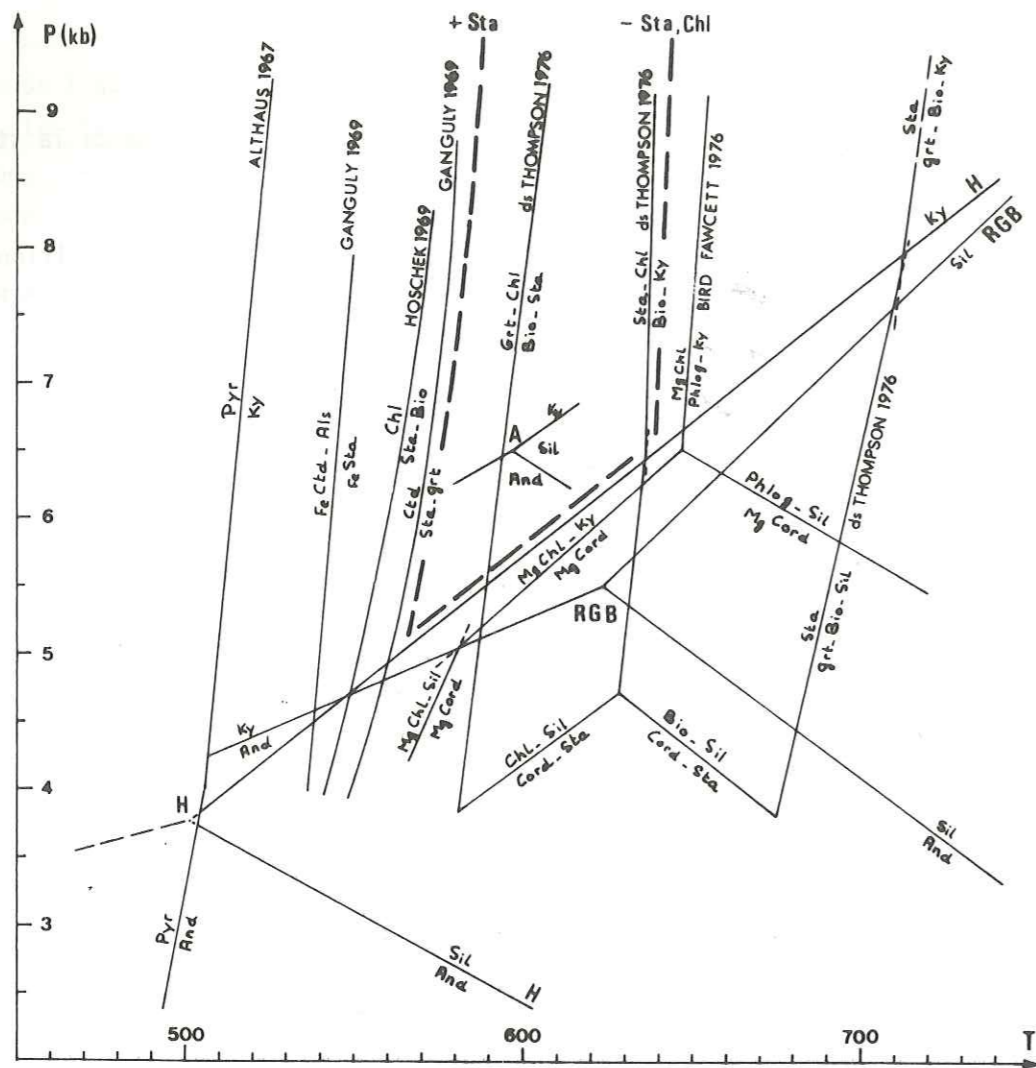


Figure 53. Principaux équilibres permettant de fixer les conditions P-T dans la zone métamorphique IV (équilibres entre les polymorphes de $SiAl_2O_5$: A = ALTHAUS, 1969 ; H = HOLDAWAY, 1971 ; R.G.B. = RICHARDSON, GILBERT et BELL, 1969).

- disparition de la staurotite et de la chlorite
- présence de disthène.

Les différents équilibres discutés plus haut, qui traduisent ces conditions minéralogiques, ont été regroupés sur la figure 53 ; ils délimitent ainsi les domaines P-T de stabilité des paragenèses des zones III - IV : limite III - IV, T:565°, P:5.2 kb.
limite IV - V, T:635°, P:6.5 kb.

Mais, comme il a déjà été souligné :

- Ce diagramme est valable si la phase fluide est essentiellement aqueuse ($P_f = PH_2O$), et si $P_f = P_s$,

- Les réactions sont simplifiées (utilisation du système KFMASH) ; la prise en compte d'autres éléments (le Ca en particulier) peut modifier légèrement le domaine de stabilité de certains des minéraux index.

Enfin, ce diagramme est établi à partir de réactions de deux types : réactions discontinues, univariantes, et réactions continues, bivariantes ; les relations entre ces deux types de réaction sont précisées dans le paragraphe suivant.

3-6. Réactions continues et discontinues. Diagramme $T = f(X_{Mg,Fe})$

Parmi les réactions du système KFMASH que nous avons étudié plus haut, certaines font intervenir quatre phases AFM ; elles sont donc univariantes et entièrement définies sur un graphe P-T : ce sont les réactions dites "discontinues", qui correspondent à des changements brusques de paragenèses, puisqu'indépendantes du rapport Mg/Fe de la roche.

D'autres réactions ne font intervenir que trois phases AFM, dont les compositions changent au cours de la réaction ; elles sont donc bivariantes, et dites réactions "continues" (ou "glissantes" : VERNON, 1976) ; on peut les concevoir comme la combinaison des deux réactions limites univariantes dans les systèmes KFASH (purement ferrifère) et KMASH (purement magnésien), et de la réaction de substitution Fe-Mg à l'intérieur des phases ferro-magnésiennes.

De telles réactions ne peuvent se représenter dans un plan que si l'on fixe un des paramètres : intersection du volume P, T, $X_{Mg,Fe}$ par un plan P-T, ou $P-X_{Mg,Fe}$, ou $T-X_{Mg,Fe}$. C'est ce dernier mode de représentation qui est généralement utilisé (cf. WEISBROD, 1970 ; THOMPSON, 1976,...). Il permet de visualiser les différences possibles dans la suite des paragenèses lorsque le chimisme de la roche varie.

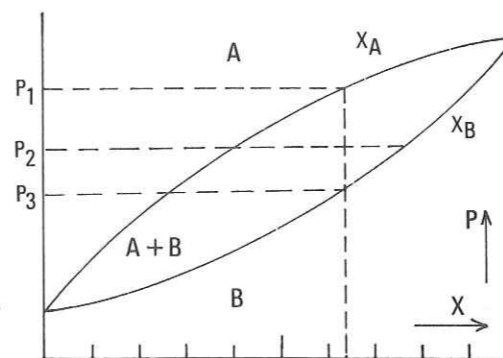


Figure 54. Réaction continue $A \rightarrow B$: "loupe" P-X. Pour une composition globale fixée $X_{Mg,Fe}$, si $P > P_1$ (ou $P < P_3$), seul A (ou B) est stable ; pour $P = P_2$, les deux phases A et B co-existent, avec des rapports X_A et X_B différents.

Dans le plan $T-X_{Mg,Fe}$, une réaction continue $A = B$ est représentée par une "loupe" séparant le plan en trois domaines : domaine d'existence de A, de A+B et de B (Fig. 54). A P fixé, dans tout le domaine de température compris entre T_{Mg} et T_{Fe} (température d'équilibres respectives de $A = B$ dans les systèmes à Mg ou à Fe), avec, selon les cas, $T_{Mg} >$ ou $<$ T_{Fe} , il peut exister, selon la composition de la roche, A, ou A+B, ou B ; une réaction

continue correspond donc à un isograde "épais", étalé de T_{Mg} à T_{Fe} (ce qui peut représenter plusieurs dizaines de d°).

Une réaction discontinue à quatre phases se déduit de la combinaison de quatre réactions continues à trois phases. Dans un diagramme $T-X_{Mg,Fe}$, elle sera représentée par une droite $T = cte =$ températures communes d'intersections des quatre loupes représentant les quatre réactions continues qui la composent : pour cette température, les compositions Mg/Fe des différentes phases sont fixées.

La figure 55a montre les positions respectives des réactions discontinues retenues plus haut et des réactions continues qui les déterminent. La construction de ces diagrammes tient compte

- de l'ordre admis pour les valeurs Mg/Fe dans les minéraux Fe-Mg ;
- des valeurs respectives de T_{Mg} et de T_{Fe} (cf. p. 137) ;
- des règles de stabilité des différentes réactions les unes par rapport aux autres.

En combinant entre eux ces six diagrammes partiels, on obtient le diagramme général d'équilibre semi-schématique de la figure 55b. Il montre les domaines de stabilité des différents minéraux rencontrés dans les zones III - V à $P = Cte$ et T croissant, en fonction de la composition $X_{Mg,Fe}$ de la roche.

Remarque

A $P = 7 kb$, la réaction (Ctd,Chl) se produit dans le domaine de stabilité de la sillimanite; il n'a cependant pas été tenu compte dans ce diagramme de la variation des pentes des courbes $Sta = Bio + Als$ (entre (Ctd,Grt) et (Ctd,Chl)) et $Sta = Grt + Als$ (entre (Bio,Chl) et (Ctd,Chl)) au passage de la réaction $Ky = Sill$, variation due aux différences de volume molaire et d'entropie de la sillimanite et du disthène.

Si l'on admet une relation linéaire entre P et T (existence d'un gradient dP/dT constant), on peut considérer, comme WEISBROD (1970), qu'un tel diagramme donne la relation entre le chimisme de la roche, la paragenèse et "l'intensité" du métamorphisme.

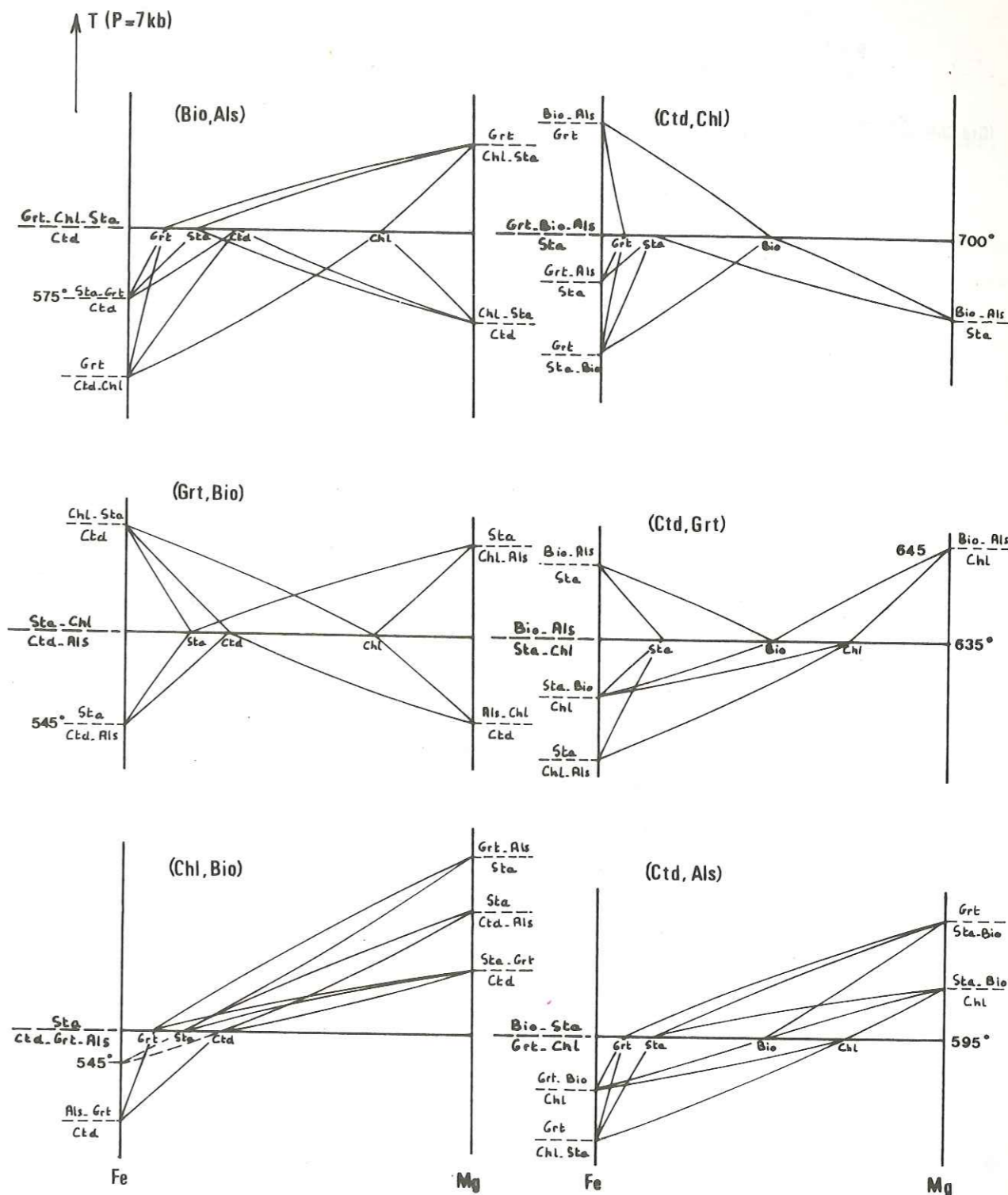


Figure 55. Système Als-Bio-Chl-Ctd-Grt-Sta : relations entre réactions continues et discontinues.

(a) : loupes $T-X_{Mg,Fe}$, déterminant la position de chaque réaction continue ($P = 7 kb$).

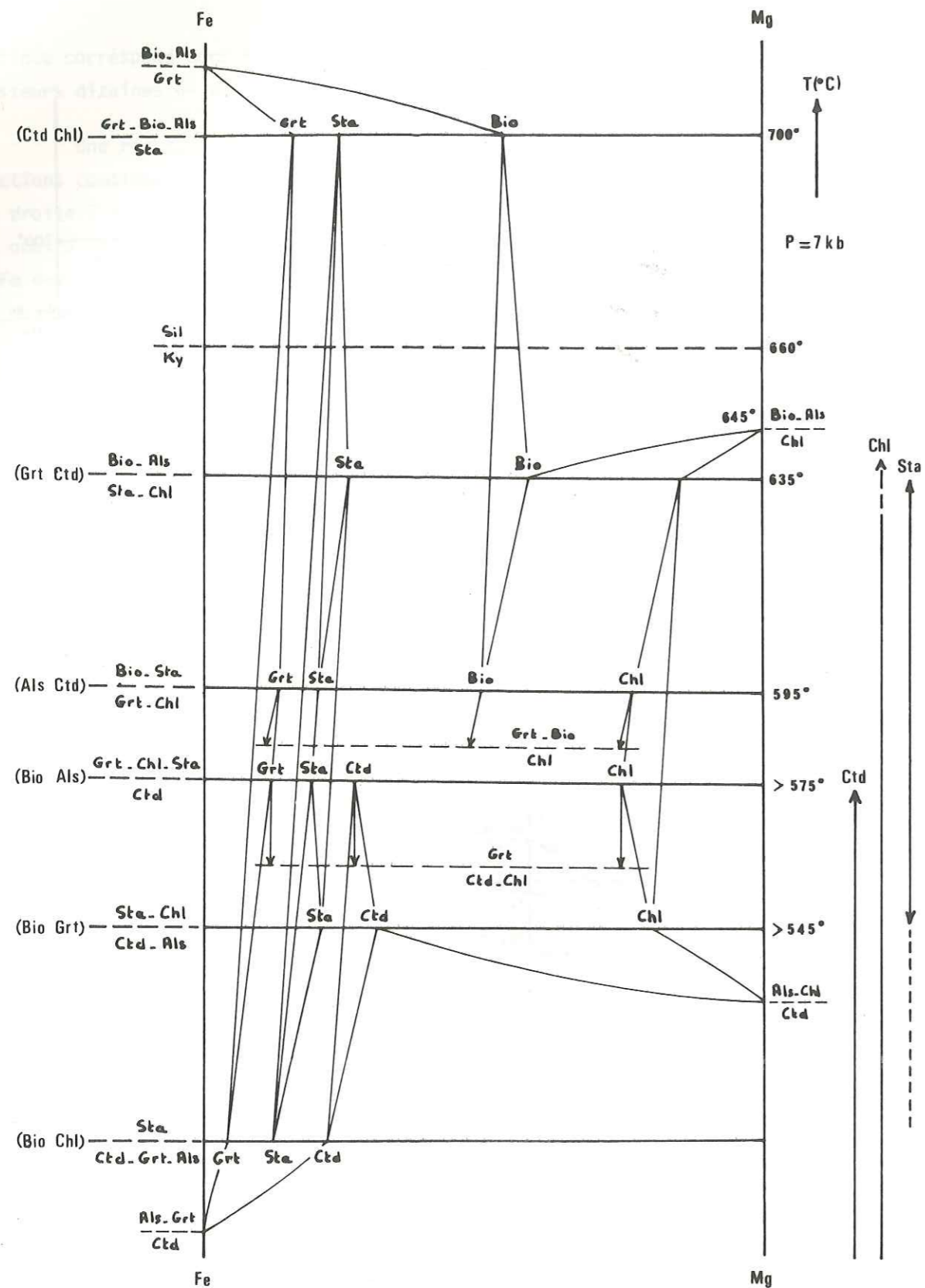


Figure 55. (b) : Diagramme général semi-schématique des équilibres T-X_{Mg,Fe}, à P = 7 kb.

4. LES EQUILIBRES DANS LES ZONES V ET VI

Ces deux zones forment à elles seules la majeure partie de la Dalle du Tibet, dont on peut rappeler ici les principales caractéristiques pétrographiques :

a) Il s'agit surtout de gneiss migmatisés : sur certains affleurements, on voit très nettement se séparer du gneiss ou du micaschiste initial (le paléosome) des masses leucocrates, à texture équante, presque uniquement quartzo-feldspathiques (leucosomes ou mobilisats), bordées souvent d'un liseré surbiotitique (le mélanosome) ; les relations géométriques leucosome-paléosome montrent l'existence, à un moment de l'histoire métamorphique de la roche, d'un fort contraste de viscosité entre eux : s'il est peu abondant, le leucosome est boudiné ; plus abondant, il est expulsé des zones à forte contrainte vers les zones de relative décompression (têtes de plis, par exemple), et peut recouper de manière filonienne le paléosome.

Cette faible viscosité relative du leucosome et sa texture équante montrent son origine par fusion d'une partie de la roche, fusion accompagnée de la création d'une phase supplémentaire : un liquide silicaté, miscible ou non avec la phase fluide déjà présente,

b) L'intensité de la mobilisation et la composition du leucosome varient de la base au sommet de la Dalle du Tibet : à la base de la Formation I (limite des zones IV et V), les gneiss ne sont pas (ou très peu) migmatisés et en général dépourvus de feldspath potassique ; plus haut, les premiers mobilisats, peu abondants (endomigmatites (TOURET, 1968) : mobilisation lit par lit, ou mobilisation préférentielle de certains bancs pauvres en minéraux Fe-Mg), sont quartzo-plagioclasiques (exemple : éch. Mo10, cf. p. 24) ; encore plus haut, la mobilisation devient très forte (anatexites, nébulites, bancs de granite), et le mobilisat est de composition granitique : quartz-plagioclase-feldspath potassique,

c) On note donc, parallèlement à l'accroissement de la mobilisation, un enrichissement assez net en FK de la base de la Dalle du Tibet vers son sommet, sans que cela ne corresponde à un accroissement de la teneur moyenne en K₂O de la roche totale.

LE FORT (1975) a fait la même observation en Marsyandi, où il note en outre la diminution correlative de la quantité de muscovite,

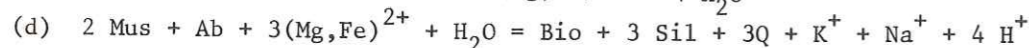
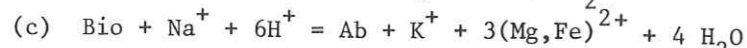
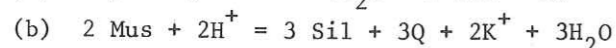
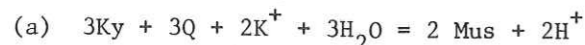
d) La base de la Dalle du Tibet (et dans une moindre mesure le sommet des Formations du Moyen Pays, dans la région Darondi Kholā - Burhi Gandaki) est marquée de manière caractéristique par un développement, souvent important, d'épidote peu ferrifère (zoisite et clinozoisite) en équilibre avec les autres minéraux : muscovite, plagioclase, biotite et disthène en particulier,

e) La sillimanite, exceptionnelle en Thakkhola (LE FORT, 1975, p.70), très rare en Modi Kholā (rares joints à sillimanite dans les gneiss ocellés de la Formation III), devient abondante plus à l'Est, là où l'épaisseur de la Dalle du Tibet augmente beaucoup.

Elle apparaît alors près du sommet de la Formation I, accompagnée ou non de disthène, et avec deux types de gisement :

- Dans la masse du gneiss ou de la migmatite, en cristaux prismatiques trapus dans la biotite ou dans le plagioclase, et, souvent, en fines aiguilles dans le quartz ou la muscovite ou en paquets fibrolitiques associés à la biotite. Quand la roche contient à la fois du disthène et de la sillimanite, les deux polymorphes ne sont jamais en contact direct ; leur équilibre a dû se faire grâce au rôle catalyseur de cations tels que K^+ ou H^+ , selon un des schémas proposés par CARMICHAEL (1969) :

Soient les quatre réactions :



La combinaison (a)+(b) : $3Ky = 3Sil$ expliquerait l'apparition de sillimanite associée à la muscovite ;

La combinaison (a)+(c)+(d) : $3Ky = 3Sil$ expliquerait l'apparition de sillimanite associée au plagioclase ou à la biotite, ce dernier cas étant très banal dans les gneiss catazonaux.

- La sillimanite existe aussi sous forme de remplissage fibrolitique de "fissures", recoupant les gneiss de la même manière que les leucosomes migmatitiques ; la fibrolite est alors typiquement une restite, résidu et conséquence de la fusion de ces gneiss très alumineux.

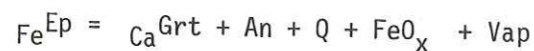
A partir des équilibres qu'impliquent les observations ci-dessus, on peut essayer de déterminer l'évolution P-T au-dessus du Chevauchement Central.

4-1. Stabilité de la zoisite

La stabilité de l'épidote en présence de quartz a été étudiée par LIOU (1973), à différentes valeurs de $f(O_2)$ (l'épidote, minéral contenant du Fe^{3+} , est très sensible aux variations du pouvoir oxydant du milieu environnant).

Elle se décompose selon les réactions suivantes :

- A $f(O_2)$ élevé (contrôlé par le tampon HM, hématite-magnétite) :



- A $f(O_2)$ faible (contrôlé par les tampons NNO ou QFM : quartz-fayalite-magnetite) :

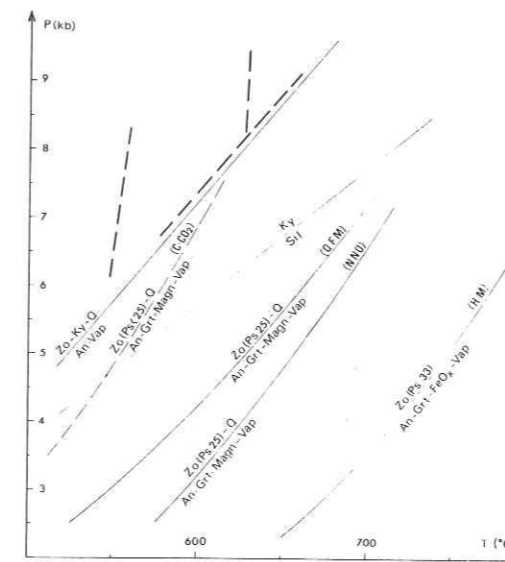
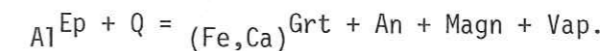


Figure 56. Domaines de stabilité de la zoisite, à $f(O_2)$ variable (d'après BOETTCHER, 1970, et LIOU, 1973).

La figure 56 présente les deux courbes d'équilibre correspondantes, et la position approximative de l'équilibre dans un milieu à graphite- CO_2 . Ce dernier est une extrapolation des courbes $f(O_2) - T$ de LIOU (1973) à un milieu peu oxydant, défini par l'équilibre $C + O_2 = CO_2$ (MIYASHIRO, 1973 : valeur de $f(O_2)$ intermédiaires entre les valeurs fixées par les tampons QFM et magnetite-wustite).

Dans ce dernier cas, probable ici compte tenu de la richesse du fluide en CO_2 (cf. Ch. 3), la teneur en pistacite de l'épidote doit être faible, inférieure à la valeur Ps 25 trouvée par LIOU dans le second équilibre. Effectivement, les teneurs en pistacite de ces épidotes sont faibles (environ Ps 10 pour les épidotes caractéristiques de cette zone ; cf. éch. Mo 15, p. 25).

Mais dans la mesure où l'épidote coexiste avec d'autres phases, son domaine de stabilité est plus restreint, déplacé vers les basses températures ou les fortes pressions ($dP/dT > 0$).

L'équilibre de la zoisite en présence de disthène a été déterminé expérimentalement par BOETTCHER (1970) ; la réaction :

$Zo + Ky + Q = An + Vap$, représente les conditions limites de stabilité de l'épidote en présence de quartz et disthène, comme ici ; ces limites peuvent être légèrement réduites si des minéraux ferrifères interviennent dans la réaction.

Si l'on compare ces courbes de destabilisation de l'épidote avec les températures déterminées par ailleurs à la base de la Dalle du Tibet (Fig. 56), on peut fixer de manière un peu plus précise les valeurs P_f et T au niveau du chevauchement : environ 8,5 à 9 kb, et 630°C.

4-2. La migmatization et les isogrades Mus-FK et Ky-Sil

Le phénomène de migmatization indique donc le début de la fusion des assemblages du gneiss : quartz - plagioclase +/- Mus +/- Als +/- Bio. On peut donc utiliser les courbes de liquidus de ces assemblages pour estimer les domaines P.T. de leur formation.

Remarque

Cette fusion est suivie, lors de la baisse de température ultérieure, d'une recristallisation, pendant laquelle la composition du liquide se rapproche de la composition de l'eutectique granitique. La composition du mobilisat, partie fondue puis recristallisée, se rapproche donc souvent de la composition d'un granite. De ce fait, on confond souvent la température de fusion de la roche et la température de recristallisation du mobilisat, en assimilant la courbe de fusion migmatique à la courbe de fusion-cristallisation granitique (liquidus de l'assemblage Ab ou Pl, FK, Q, Vap). Mais il ne s'agit là que d'une approximation, justifiée quand le matériel initial était déjà à Pl, FK et Q, et très pauvre en autres minéraux.

Le système KNASH

Les estimations de température et de pression qui suivent utilisent l'étude de THOMPSON et ALGOR (1977) du système K, Na, Al, Si, O et H dans les domaines P-T où il peut y avoir fusion.

Ce système fait intervenir les phases : mica blanc, feldspath potassique, quartz, albite, $SiAl_2O_5$, H_2O , liquide silicaté, désignées par les abréviations suivantes :

phases pures		solutions cristallines	
Or	$KAlSi_3O_8$	FK	feldspath alcalin potassique (solution Or-Ab)
Ms	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	Alb	alcalin sodique (Or-Ab, +/- An)
Ab	$NaAlSi_3O_8$	Mus	mica blanc potassique (Ms-Pa)
Pa	$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	Par	mica blanc sodique (Pa-Ms)
Als	(Ky ou Sil) $SiAl_2O_5$		
Vap	H_2O		

et phase liquide : Liq

Les réactions possibles dans ce système sont les suivantes :

- Fusion de la muscovite dans le système KASH

- (1) $Ms + Q = Or + Als + Vap$ (Liq) Réaction subsolidus
- (2) $Ms + Or + Q + Vap = Liq$ (Als) Réaction de fusion
- (3) $Als + Or + Q + Vap = Liq$ (Ms) Idem
- (4) $Ms + Liq = Or + Als + Vap$ (Q) Idem
- (5) $Ms + Q = Or + Als + Liq$ (Vap) Idem
- (6) $Ms + Q + Vap = Als + Liq$ (Or) Idem

Ces réactions sont disposées autour d'un point invariant, I_1 , comme ci-contre (règles de SCHREINEMAKERS) :

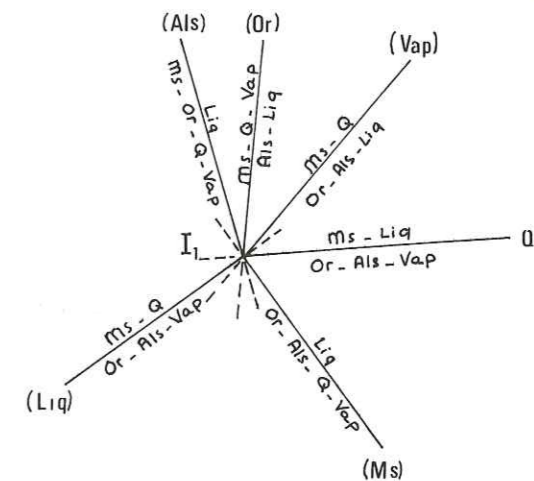


Figure 57.

- Fusion de la paragonite

Ce sont les réactions équivalentes aux précédentes dans le système NASH ; elles n'interviennent pas ici, puisque la paragonite pure n'existe pas, semble-t-il, dans la Dalle du Tibet.

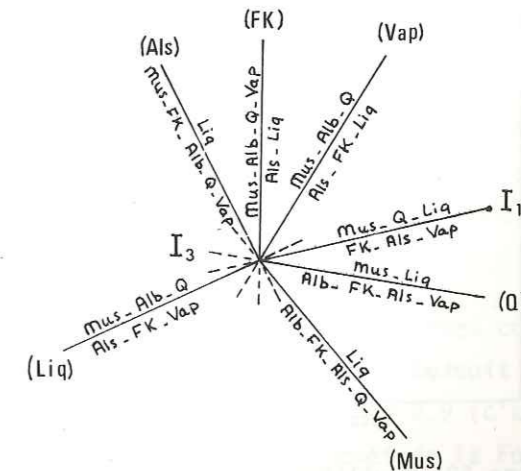
- Fusion des solutions cristallines Na-K (système KNASH)

a) Réactions à Mus, Alb, FK :

- (7) $Mus - Alb - Q = FK - Als - Vap$ (Liq) Réaction subsolidus
- (8) $Mus - Alb - FK - Q - Vap = Liq$ (Als) Réaction de fusion
- (9) $Mus - Alb - Q - Vap = Als - Liq$ (FK) Idem
- (10) $Mus - Alb - Q = FK - Als - Liq$ (Vap) Idem
- (11) $Mus - Liq = Alb - FK - Als - Vap$ (Q) Idem
- (12) $Als - Alb - FK - Q - Vap = Liq$ (Mus) Idem
- (13) $Mus - Q - Liq = FK - Als - Vap$ (Alb) Idem

Ces réactions sont disposées autour d'un point invariant, I_3 , comme ci-contre ; la réaction (13) joint I_1 à I_3 , sans prolongation métastable au-delà de I_1 . La réaction (9) se termine au point I_4 (b, p. 164).

Figure 58.



b) Réactions à Par, Alb, FK :

Les réactions équivalents aux réactions (7) à (13) existent avec le mica sodique ; il suffit ici de ne retenir que les deux suivantes, qui limitent la première vers les basses pression et la seconde vers les hautes températures, le domaine de stabilité de l'association Par-Q :



Ces deux réactions convergent en I_4 .

Les courbes d'équilibre de ces réactions, univariantes si X_{H_2O} de la phase fluide est fixé ($X_{H_2O} = 1$), et celles des réactions $Ky = Sil$ et $Ab + FK + Q + Vap = Liq$ (fusion granitique) ont été reportées sur un même diagramme P.T. (Fig. 59, d'après THOMPSON et ALGOR, 1977) ; il permet de suivre l'évolution de la migmatitisation à travers la Dalle du Tibet :

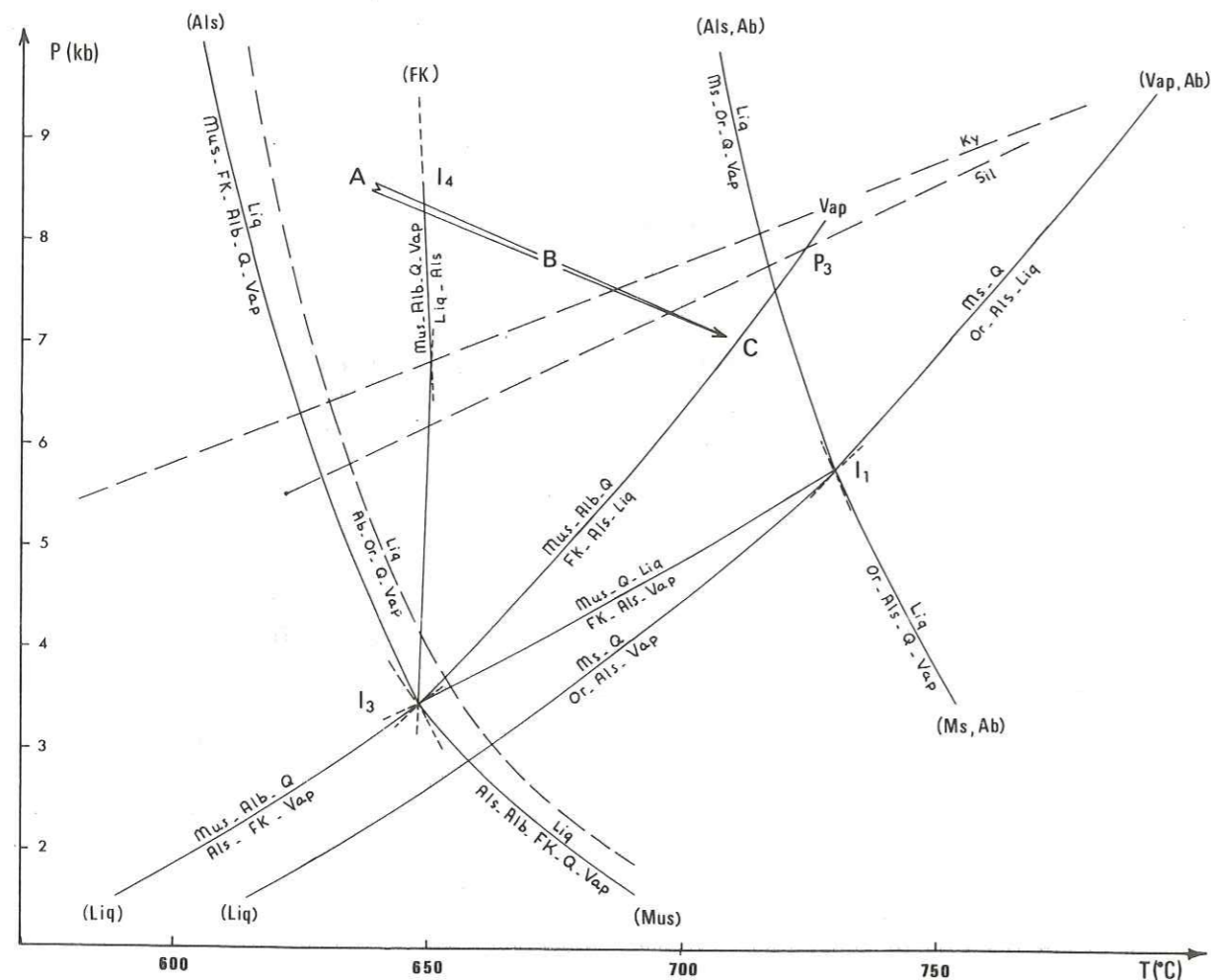


Figure 59. Equilibres dans le domaine migmatitique (d'après THOMPSON et ALGOR, 1977).

1) A la base de la Dalle du Tibet, on est dans le domaine A ($T = 630^\circ$ env., $P = 8,5$ à 9 kb) où la pauvreté en FK de la roche ne permet qu'une fusion très limitée.

2) Dans ce matériel, la fusion ne peut devenir assez importante qu'à plus haute température ($T > 650^\circ$) dans le domaine B (fusion péritectique du mélange $Mus - Alb - Q - Vap$), avec apparition d'un mobilisat pauvre en FK, enrichissement en Als et début "d'assèchement" du gneiss.

3) L'augmentation nette de la teneur en FK et Als dans les migmatites du sommet de la Dalle du Tibet signifie sans doute que le domaine C (fusion de la muscovite en présence d'albite et quartz) a été atteint.

4) La limite supérieure de stabilité de la muscovite en présence de quartz (équilibre $Mus + Q + Liq = FK + Als + Vap$) n'a par contre pas été atteinte.

Par ailleurs, le début de la mobilisation se fait dans le domaine de stabilité du disthène, tandis que la mobilisation maximum se fait après l'apparition de la sillimanite ; le chemin A-C doit donc passer en-dessous du point P (point indépendant de la valeur de X_{H_2O} dans la phase fluide), intersection des courbes $Ky = Sil$ et $Mus + Alb + Q = FK + Als + Liq$ (environ 720° , 8 kb).

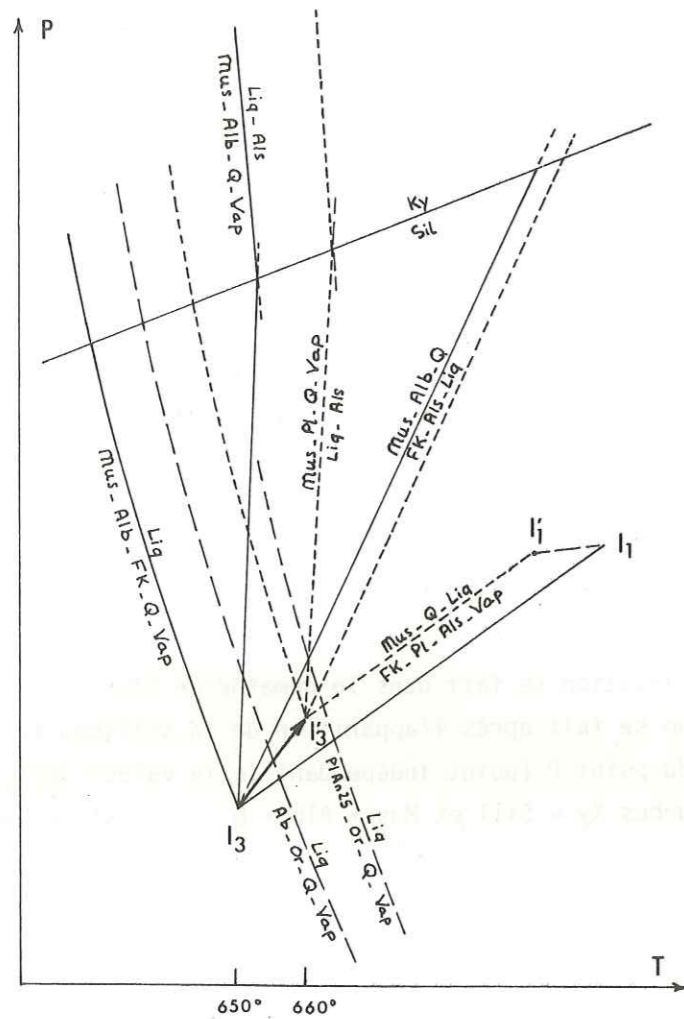
Influence du CaO

Dans le système étudié ici, la prise en compte du CaO équivaut à l'adjonction d'anorthite au liquide ou en solution avec l'albite.

Dans le système KASH, la température de fusion va être abaissée par fractionnement de l'anorthite dans le liquide ; elle va au contraire augmenter dans le système KNASH par diminution de l'activité de l'albite dans la formation du plagioclase (THOMPSON et ALGOR, 1977).

Il y a donc réduction du champ de stabilité $Ms + Q$, et augmentation de celui $Mus - Alb - Q$. La position du nouveau point I'_3 , pour une teneur donnée en CaO, doit rester en deçà de la courbe de fusion $Pl + FK + Q + Vap = Liq$ correspondante : on peut donc estimer son décalage possible maximum à partir des données expérimentales sur ce dernier équilibre.

Sur la figure semi-schématique 60, il a été reporté les différentes courbes correspondant aux équilibres vus plus haut dans les cas où le système est soit à Alb, soit à Pl, et la courbe (V. PLATTEN et HOLLER, 1966) de fusion granitique pour $Ab/An = 2.9$ (c'est-à-dire $Pl = An$ 25 env., ce qui est une limite maximum dans les gneiss du sommet de la Formation I, où la teneur en An est généralement plus faible).



On voit que la température de début de fusion n'est décalée que d'environ 10°.

Figure 60. Influence du CaO sur les équilibres de fusion.

5. LES CONDITIONS P.T. DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL : (phase fluide = H₂O)

Si l'on regroupe sur un même diagramme les principales limites déterminées plus haut, on peut tracer une courbe P = f(T) qui schématise les conditions sous lesquelles se sont faites les recristallisations principales dans la zone du Chevauchement Central Himalayen (Fig. 61).

Il ne s'agit que d'une courbe provisoire, puisqu'il n'a pas été tenu compte des corrections imposées par la nature réelle de la phase fluide, qui n'est pas H₂O, mais H₂O + CO₂. Nous verrons (chapitre suivant) que cela modifie un peu les coordonnées des points d'inflexion de la courbe, mais non son allure générale.

On peut distinguer trois parties dans cette courbe :

- 1) La première partie correspond au domaine de métamorphisme inverse. Le gradient ther-

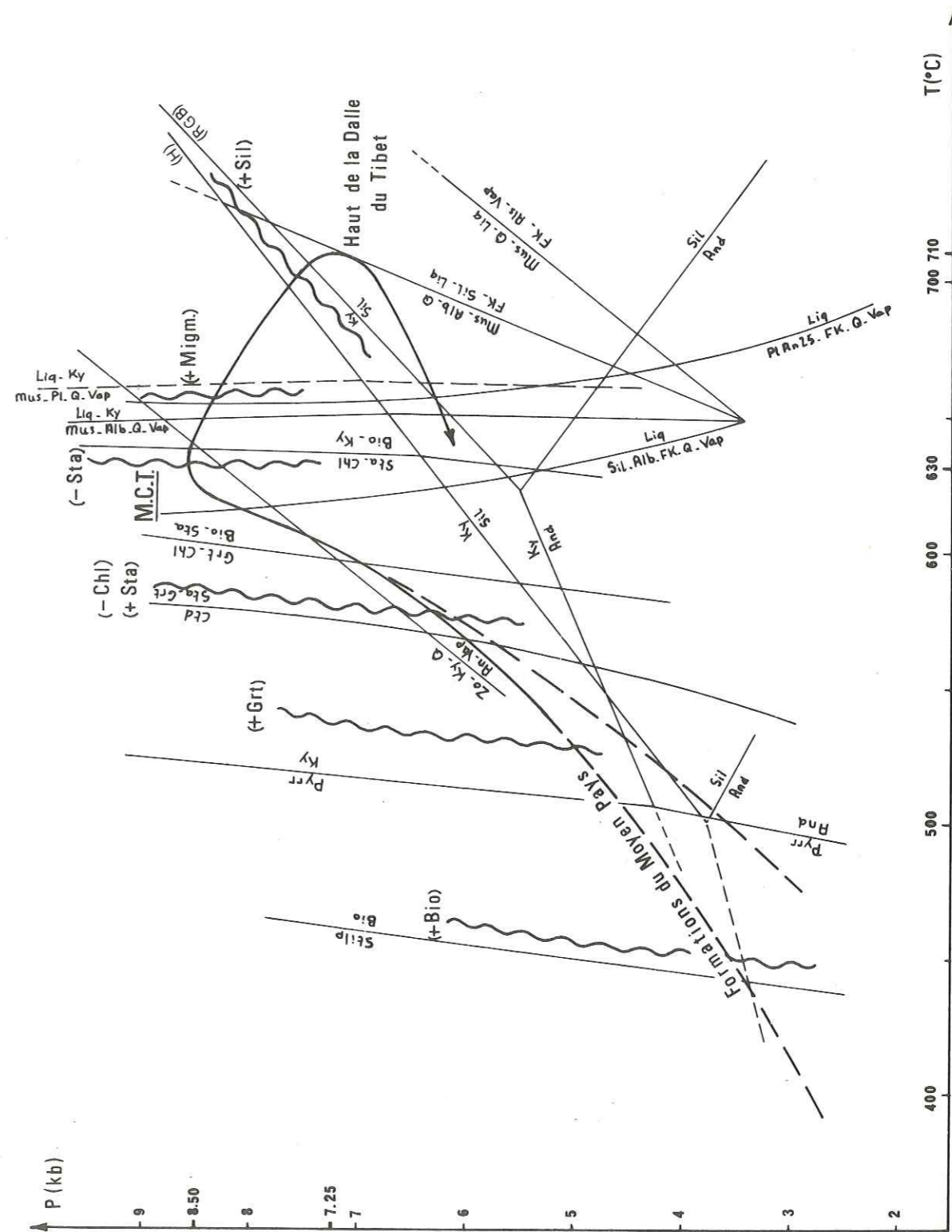


Figure 61. Evolution des conditions P-T de part et d'autre du M.C.T. (phase fluide = H₂O). Abréviations et références des courbes d'équilibres : cf. p. 116, 131, 154, 161, 164.

mique, comme le gradient apparent de pression, sont très élevés dans ces zones :

Le passage de la zone I à la limite IV-V (proche du M.C.T.) correspond en effet à :

- une différence de température d'environ 200°C,
- une différence de pression, connue de manière beaucoup plus imprécise, comprise entre 6,5 et 7,5 kb selon que l'on retient ou non l'existence d'andalousite (les hypothétiques occurrences de ce minéral se situent dans la zone III, à Bio-Grt-Chl)⁽¹⁾,

pour une différence d'épaisseur de terrain allant de 4 000 m (région de la Burhi Gandaki) à 1 800 m (dans la région de la Madi Kholā) ; le gradient de température varierait donc de 50 à 110°C/km, et le gradient apparent de pression de 1,75 à 3,9 kb/km.

2) La partie médiane de la courbe, qui correspond à la Dalle du Tibet, montre un gradient dP/dT très particulier, négatif.

En effet, la température apparente marquée dans les recristallisations continue à croître de bas en haut dans la base de la Dalle du Tibet, comme dans le Moyen Pays ($\Delta T = \text{env.} + 80^\circ\text{C}$ entre la base de la Dalle du Tibet et la zone de maximum thermique, près du sommet de la Formation I),

Dans la même partie de la coupe, la pression décroît d'environ 1,5 kb, ce qui traduit peut-être simplement la différence de surcharge lithostatique : il y a environ 4 000 m de série entre ces deux zones, ce qui, avec une densité moyenne pour les gneiss de 2,7, correspondrait à 1,5 kb.

3) La dernière partie de la courbe, pour laquelle nous disposons de beaucoup moins de données, correspond à la décroissance "normale" de la pression et de la température vers le haut des Séries Sédimentaires Tibétaines.

Un ordre de grandeur très approximatif du gradient thermique est donné par la position de l'isograde -Bio (Bio syn S_2) dans les métapélites (environ 470°C) : il se situe en Modi Kholā à peu près au sommet des grès de Pi, soit environ 4 000 m au-dessus de la zone de maximum thermique (gradient thermique de l'ordre de 60°C/km).

(1) Sur la figure 61, ces deux possibilités sont schématisées par deux courbes : l'une, "moyenne pression", passe au-dessus du point intersection des courbes Als = Pyr et And = Kya ; l'autre, "basse pression", passe en-dessous de ce point.

CHAPITRE 3

LES FLUIDES DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL :

ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

/ A. METHODE, APPAREILLAGE /

Les domaines de stabilité de la plupart des équilibres utilisés précédemment pour déterminer les conditions P-T sont limités par des réactions de dévaporisation ; ils ne dépendent donc pas uniquement de la pression solide et de la température, mais aussi pour beaucoup du comportement de la phase fluide et de sa nature.

Faute de données directes, le comportement de la phase fluide (relations entre Pf et Ps) relève surtout de l'hypothèse (ainsi celle que j'ai admise, avec de nombreux auteurs, au chapitre précédent : $P_f \approx P_s$) ; par contre, sa nature peut dans une certaine mesure être connue directement : une petite partie du fluide, piégée dans les cavités inter- ou intra-cristallines, est restée accessible à l'observation directe ; ce sont les "inclusions fluides", connues depuis longtemps (SORBY, 1858), et dont l'étude est aujourd'hui largement développée, à la suite des travaux des écoles Russe (ERMAKOV, etc.), Américaine (ROEDDER, etc.) et Française (DEICHA, etc.).

Il n'est pas nécessaire de revenir ici sur le détail des techniques d'étude des inclusions fluides, souvent exposées par ailleurs (voir, par exemple, ROEDDER, 1972) ; il faut néanmoins rappeler que les inclusions fluides, véritables "fossiles" de la phase fluide, peuvent apporter des renseignements sur :

- la composition chimique de la phase fluide ;
- les conditions physiques au moment de son piégeage.

1. LE CHIMISME DE LA PHASE FLUIDE

Il peut être connu :

a) Directement, par analyse chimique

Si l'on détruit les inclusions (par broyage ou chauffage de l'échantillon), on

peut recueillir la phase fluide qui se dégage (à P ordinaire, il s'agit de vapeur) et l'analyser directement. Cette méthode se heurte cependant à des difficultés de deux ordres :

- Difficultés techniques, liées à la très faible quantité de gaz à analyser ; ces difficultés peuvent être surmontées moyennant un matériel de laboratoire spécialisé (et coûteux...) ;

- Difficultés liées au côté non discriminatoire de la méthode : il s'agit bien sûr d'analyses globales de la phase fluide, qui oblitèrent les différences possibles dans un même échantillon d'une famille d'inclusions à l'autre. Cette difficulté restreint l'emploi de cette méthode aux échantillons homogènes, peu nombreux (il est rare de trouver, même dans un échantillon petit, une seule génération de fluides) ; elle sera peut-être résolue par l'utilisation de techniques d'analyses physiques ponctuelles et non destructives (micro-sonde à effet RAMAN, par exemple).

Une approche très rapide et très simple du chimisme global de la phase fluide peut se faire avec une platine à écrasement (voir ROEDDER, 1970) ; cet appareil permet d'écraser un petit fragment de roche entre deux lames de verre, en présence d'un liquide où le dégagement gazeux est visualisé par la formation de petites bulles, observées à la loupe binoculaire ou au microscope. Il est donc possible de connaître la composition du fluide en testant sa solubilité vis à vis de liquides appropriés : par exemple, dans un fluide aqueux, on reconnaîtra aisément la présence de CO_2 , même en très petite quantité (moins de 1 % moles), en observant le dégagement gazeux dans de la glycérine anhydre (H_2O se dissout immédiatement, tandis que CO_2 , insoluble dans la glycérine, forme des bulles).

On peut comparer approximativement les quantités de gaz dégagées par les différents échantillons à l'aide de chartes optiques (dégagement nul, faible,...) ; cette méthode reste néanmoins purement qualitative, puisqu'on ne peut estimer la quantité totale de gaz libéré (dans l'exemple précédent, la quantité $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, et donc le rapport $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$).

b) Détermination de la composition du fluide par microthermométrie

La nature du fluide peut se reconnaître aussi au microscope, par l'étude des transformations de phases lorsqu'on fait varier la température. Dans le cas de phases non miscibles et d'indices différents, on peut estimer leur proportion relative à l'intérieur de chaque inclusion.

Il s'agit donc d'une méthode particulièrement intéressante, puisqu'il s'agit d'un procédé non destructif qui permet la séparation des différentes générations de fluides, en étudiant les différentes inclusions les unes après les autres. Ses résultats sont

souvent plus riches de renseignements que ceux de l'analyse chimique classique après extraction du fluide.

Les fluides rencontrés sont presque toujours H_2O (\pm sel) et/ou CO_2 . Les températures d'équilibre liquide-solide correspondantes sont alors :

- 0° pour de l'eau pure ;

- jusqu'à -21.1°C (température de l'eutectique du système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$) pour le mélange eau - NaCl .

NaCl est le sel le plus fréquent dans les inclusions fluides ; mais on trouve aussi d'autres sels, tels KCl ou CaCl_2 , qui peuvent abaisser davantage la température de fusion de la glace (jusqu'à $<-43^\circ$ pour une saumure comprenant du CaCl_2) (BOSSI, 1972). Faute de pouvoir les déterminer, la salinité de la solution aqueuse est donnée en "équivalent poids NaCl ".

- -56.6 , température de fusion du CO_2 .

- Température plus basse pour un mélange CO_2 -hydrocarbures.

A basse température, H_2O et CO_2 se combinent pour former un hydrate (clathrate CO_2 , $5\frac{3}{4}\text{H}_2\text{O}$) dont la température de dissociation est d'environ 10°C (ROEDDER, 1963), ou moins s'il y a aussi du sel (LARSEN, 1956), ou plus (DEATON et FROST, 1948 ; HOLLISTER et BURRUS, 1975) s'il y a du méthane à côté du CO_2 .

La présence du clathrate gêne l'observation du point de fusion de l'eau, mais permet de détecter des quantités de CO_2 trop faibles pour être vues autrement.

2. LES CONDITIONS PRESSION ET TEMPERATURE AU MOMENT DU PIEGEAGE DU FLUIDE

Lors de la formation d'une inclusion fluide, le fluide est piégé dans la cavité -en général un défaut de croissance du cristal, ou une microfracture dans un cristal ou un agrégat cristallin déjà formé- à la température et à la pression environnantes. Il a donc une certaine densité qui reflète ce couple P-T.

Une fois formée, l'inclusion fluide se comporte lors de son refroidissement comme un système fermé à volume constant (si du moins le cristal hôte est imperméable au fluide, et si la cavité ne change pas de forme), système qui va évoluer selon un des trajets illustrés figure 62 (exemple valable pour un système simple).

Le fluide, de la vapeur ou un liquide selon que sa densité est inférieure ou supérieure à la densité critique, va rester homogène jusqu'à la température t_h , où une se-

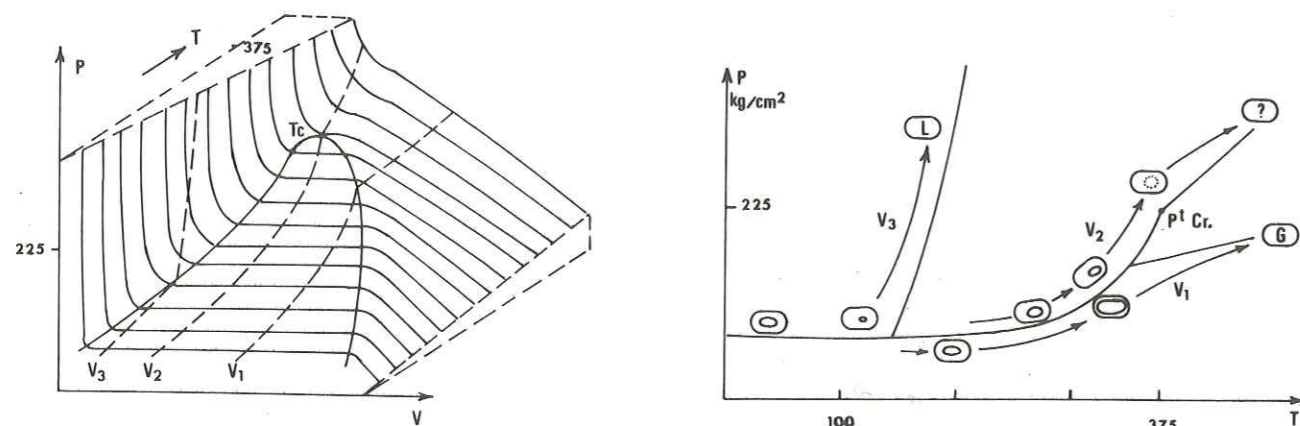


Figure 62. (a) : relations pression-température-volume pour l'eau.
 (b) : changements de phase lors du chauffage de trois inclusions aux degrés de remplissage différents, correspondant à V_1 , V_2 , V_3 de a) (d'après YPMA, 1963).

conde phase va apparaître (dans le premier cas, apparition d'une phase liquide par condensation, dans le second cas, apparition de vapeur par rétro-ébullition) ; t_h est fixé par la densité du fluide (intersection de l'isochore et de la courbe d'équilibre liquide-vapeur).

Si l'on chauffe l'inclusion, le système va parcourir le chemin inverse ; en mesurant la température d'homogénéisation (en phase liquide ou gazeuse selon le cas), on peut donc déterminer la densité du fluide, et la courbe isochore $P = f(T)$ sur laquelle se situent les conditions réelles de piégeage, T_h et P_h étant bien sûr les valeurs minimales des températures et pressions réelles.

L'étude des inclusions fluides peut donc apporter un certain nombre de renseignements complémentaires de l'étude pétrographique des phases solides. On trouvera dans ce chapitre quelques données, obtenues par microthermométrie, sur les fluides dans la zone du Chevauchement Central.

3. APPAREILLAGE UTILISÉ

Toutes les mesures ont été faites à Grenoble (Institut Dolomieu, puis I.R.I.G.M.) à l'aide de l'installation de microthermométrie CHAIX-MECA (POTY, LEROY et JACHIMOWICZ, 1976), montée sur un microscope Ortholux LEITZ.

Le refroidissement se fait par un courant d'air comprimé ayant circulé dans un serpentin baignant dans l'azote liquide ($t = -196^\circ\text{C}$), ce qui permet d'atteindre rapidement environ -180°C .

Le chauffage, par résistance électrique incorporée à la platine, permet d'atteindre environ $+600^\circ\text{C}$.

La température est mesurée par une thermosonde à résistance de platine ; sa lecture se fait par affichage digital au 1/10e de $^\circ\text{C}$. La reproductibilité des mesures, testée sur certaines inclusions où un changement de phase pouvait s'observer de manière particulièrement nette (par exemple Th en phase liquide de H_2O ou de CO_2) est de $\pm 0.1^\circ$.

L'étalonnage a été fait à l'aide des points de fusion des corps suivants :

	Température de référence
CO_2 pur, inclusions triphasées du quartz de Calenda et du quartz de Campéro	$- 56.6^\circ$
eau distillée entre deux lamelles	0.0°
produits de fusion MERCK n° 9670	70.0°
n° 9700	100°
n° 9735	135°
n° 9780	180°
n° 9800	200°
n° 9847	247°
Nitrate de Sodium MERCK P.A.	306.8°
Dichromate de Potassium MERCK P.A.	398°

Il semble que certains des produits Merck ne soient pas parfaitement stables : deux étalonnages, réalisés l'un avec des produits neufs, l'autre trois mois plus tard avec les mêmes produits (conservés entre-temps au dessiccateur) ont conduit à deux courbes passant au mieux des points pratiquement identiques, mais avec un décalage d'environ 1° pour les produits à 250° et 306.8° (points moins bien alignés dans le second cas).

La courbe d'étalonnage réalisée au moment où les mesures ont été faites et utilisée pour corriger ces mesures est donnée en annexe.

Précision des mesures

Les valeurs reportées dans ce travail sont entachées de trois erreurs :

- erreur sur l'observation du changement de phase (phénomène plus ou moins réversible), qui dépend beaucoup de l'expérimentateur (en particulier, elle dépend de la vitesse à laquelle on fait varier la température),
- incertitude de l'appareil, de l'ordre de ± 0.1 à 0.2°C ,
- erreur sur la correction de la température lue ; cette erreur est la plus importante, car le point de fusion des produits d'étalonnage (microcristaux dont la pureté n'est pas toujours identique, et dont la taille et l'état de surface sont variables) est rarement un point.

En définitive, la précision sur les mesures est d'environ $\pm 0.5^\circ$ à basse température, et $\pm 1.5^\circ$ entre 100 et 400°C.

/ B. LE MATERIAU UTILISE POUR LES MESURES /

Les minéraux de la roche métamorphique proprement dite (micaschiste ou gneiss) ne montrent que peu d'inclusions étudiables, du moins dans la quinzaine de sections réalisées : inclusions très petites (moins de 5 à 10 microns, une limite en dessous de laquelle les mesures deviennent difficiles et très imprécises) et peu abondantes.

Aussi toutes les mesures présentées ici (à l'exception de l'échantillon 500, un quartzite) ont-elles été faites sur le quartz des loupes pegmatitiques qui parsèment les roches du Moyen Pays (quartz "d'exsudation") ou de la Dalle du Tibet.

1. MINERALOGIE DES LOUPES PEGMATITIQUES

La composition minéralogique de ces loupes est variable ; elle dépend de la zone métamorphique dans laquelle on se trouve. C'est ainsi que de la zone I à la zone VI, on peut rencontrer successivement :

- | | | |
|------------------------------------|---|--------------|
| - quartz +/- chlorite |] | zones I à IV |
| - quartz +/- chlorite et biotite | | |
| - quartz +/- chlorite et/ou grenat | | |
| - quartz +/- grenat et disthène | | |

Plus haut, dans la partie supérieure de la Dalle du Tibet et dans la base des Séries Sédimentaires Tibétaines, les loupes d'exsudation à quartz prédominant accompagnent des pegmatites : dans les gneiss migmatitiques, pegmatites à quartz, un ou deux feldspaths, muscovite, biotite, grenat, tourmaline souvent abondante ; dans les gneiss calciques de la Formation II ou de la Formation de Larjung, pegmatites à quartz, calcite, amphibole, pyroxène, tourmaline (ces minéraux n'étant généralement pas tous présents ensemble).

Dans ce cas, le quartz apparaît alors souvent comme une phase ayant continué à cristalliser plus tardivement que les autres.

On retrouve donc dans les loupes mobilisées (quartz d'exsudation ou pegmatites) la même succession de minéraux index que dans leur encaissant. Cela implique une formation très précoce de ces loupes, antérieure à la chute thermique post-métamorphique.

Décalage des équilibres entre la loupe et l'encaissant

La paragenèse de la loupe peut même "anticiper" la paragenèse de la roche ; ceci est très net pour le disthène (et dans une moindre mesure pour le grenat) : en allant des zones peu métamorphiques du Moyen Pays vers la Dalle du Tibet, on trouve de manière caractéristiques ces minéraux un peu plus tôt dans les loupes que dans l'encaissant⁽¹⁾.

Ce décalage peut être dû à plusieurs facteurs :

a) Nombre restreint de phases minérales dans la loupe

L'association biphasée Q-Ky de la loupe a un domaine de stabilité plus étendu que les associations complexes de l'encaissant : en présence de quartz seul, le domaine de stabilité du disthène peut s'étendre jusqu'à la courbe d'équilibre : Pyrrhophyllite = Ky + Q + Vap., c'est-à-dire jusqu'à 510°C pour $P_{H_2O} = 5$ kb. Par contre, dans les micaschistes, il n'apparaît qu'en même temps que la staurofide, soit vers 560°C pour la même pression de 5 kb (voir figure 61, p. 167).

L'apparition à relativement basse température du disthène dans les loupes pourrait donc s'expliquer par la simplicité de leur chimisme : ici ce sont surtout SiO₂ et Al₂O₃ qui ont été drainés vers ces loupes ; la présence du dernier élément cité est d'ailleurs à noter, Al₂O₃ étant habituellement considérée comme un élément peu mobile.

b) Différence de composition de la phase fluide entre la loupe et son encaissant

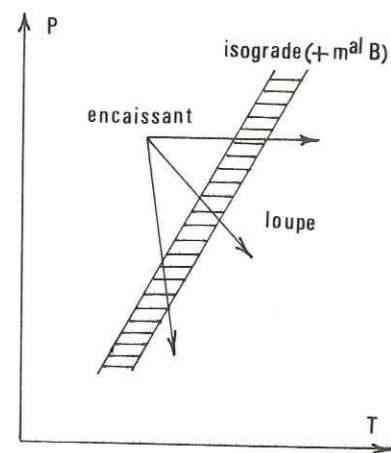
Les réactions d'apparition du disthène ou du grenat sont des réactions de déshydratation ; elles dépendent donc de f_{H_2O} : ces équilibres se feront à d'autant plus basse température que f_{H_2O}/P_f est faible.

Autrement dit, ces minéraux pourront apparaître à relativement plus basse température dans les loupes, si le fluide qui leur a donné naissance était appauvri en eau (par addition de CO₂ par exemple) par rapport au fluide de l'encaissant.

c) Variation de pression ou de température

Les courbes d'équilibres des réactions d'apparition du disthène (ou du grenat) ont, pour $P_{H_2O} = P_f$, une pente positive. L'isograde + Ky (ou : + Grt), qui peut se schématiser dans un diagramme P-T par la bande qui contient ces courbes, aura donc aussi une pente positive.

(1) Ce phénomène semble caractéristique des fentes contemporaines du métamorphisme progressif ; par exemple, MARTINI (1968) décrit des fentes à prehnite-pumpellyite dans la zone à laumontite.



Tous paramètres égaux par ailleurs, l'apparition du minéral index dans la loupe plus tôt que dans l'encaissant correspond à :

- Si P est constant : température plus élevée dans la loupe (déséquilibre thermique).
- Si T est constant : pression plus faible dans la loupe (Fig. 63 ci-contre).

Seule la seconde hypothèse est plausible (chute de pression) : un champ de contrainte non uniforme, ou même discontinu, est possible, tandis qu'un hiatus dans la répartition thermique correspond à un état qui ne peut être que transitoire et bref.

En outre, la formation de ces loupes est compatible avec une relativement basse pression (ouvertures de "poches"), mais peu avec une relativement haute température (puisque ce sont des loupes tardi-métamorphiques) (1).

2. POSITION TECTONIQUE DES LOUPES

Les loupes de quartz d'exsudation se présentent en lentilles de taille variable : quelques mm à plusieurs mètres de long, et jusqu'à 25 cm de puissance.

Leur abondance est aussi très variable : rares dans le flanc Sud de l'anticlinal du Moyen Pays, elles sont très nombreuses dans sa partie Nord, plus métamorphique.

Leur abondance d'un niveau à l'autre ou à l'intérieur d'un même niveau est alors très variable : on en voit beaucoup à proximité du M.C.T., mais aussi dans la plupart des zones schisteuses plus bas dans les Formations du Moyen Pays ; elles sont par contre rares dans les parties gréseuses ou carbonatées, et dans les schistes carbonés. La mobilisation du quartz dépend donc surtout de la nature de l'encaissant, et l'abondance des loupes de quartz près du M.C.T., dans les schistes sommitaux du Moyen Pays, ne doit peut-être pas être considérée comme le marqueur de circulations fluides particulièrement importantes ici au moment du métamorphisme.

Les lentilles de quartz sont toujours aplaties dans S₂, schistosité métamorphique, et étirées parallèlement à la linéation métamorphique L₂. À leurs extrémités, elles sont souvent effilochées et se prolongent dans les niveaux quartzeux du schiste. La dif-

(1) Certains auteurs évoquent cependant la possibilité pour un fluide d'entrer dans une roche à T > Troche (PURDY et STALDER, 1973, qui expliquent ainsi des mesures d'âge "anormales").

férence entre le quartz mobilisé et le quartz recristallisé en même temps que la trame phylliteuse de la roche s'estompe alors ; le quartz remobilisé ne se reconnaît là plus qu'en lame-mince, à sa texture particulière : texture "en croissance exagérée" (très gros cristaux de forme complexe, imbriqués les uns dans les autres, à nombreuses figures de déformation telles que des extinctions onduleuses ou des bandes de pliage), qui s'oppose à la texture "à porphyroclastes résiduels", ou "en mosaïque aplatie" de l'encaissant (cf. Troisième Partie).

À l'extrémité des lentilles, les phyllites prolongent la schistosité métamorphique, tandis qu'ailleurs, elles sont repoussées à sa bordure ; un petit liséré (en général moins d'un mm d'épaisseur) chloriteux ou micacé souligne alors le contact entre le quartz et l'encaissant (liséré analogue au mélanosome des migmatites).

Les lentilles de quartz dans S₂ montrent les mêmes figures de déformation D₂ que leur encaissant :

- meneaux de clivage (cleavage - mullions),
- rouleaux (rods), soulignant les microplis de la roche,
- cannelage et débit en tuyau, marquant l'étirement selon L₂,
- boudinage.

Elles sont aussi reprises dans la déformation tardive : les loupes sont cassées ou crénelées par la schistosité de pli-fracture 3, là où elle existe ; leur surface montre localement des stries qui traduisent leur reprise dans un glissement "froid", nettement différent de l'étirement "chaud" souligné par les marqueurs précédents.

Ces lentilles pegmatitiques dans S₂ sont donc nettement liées à la déformation et au métamorphisme 2 (formation synchrone à légèrement tardive par rapport aux événements tectono-métamorphiques 2).

Dans certaines loupes (en particulier dans la région de la Mandra Danda, dans le massif du Ganesh Himal) on peut observer deux générations de quartz : la zone périphérique de ces loupes est faite de quartz limpide associé à du disthène, tandis que le cœur est fait de quartz seul, très laiteux (quartz de seconde génération).

Il existe aussi çà et là du quartz associé à des objets tectoniques plus tardifs que la schistosité 2 :

- quartz dans le flanc des amandes que dessinent les fractures de Riedel de type R1, et lié à leur ouverture,
- quartz dans les fentes d'extension qui tronçonnent les meneaux (fentes perpendiculaires à la direction d'étirement).

Dans le premier cas, il s'agit de quartz associé à la phase D3, dans le second cas de quartz fini-D2.

Le quartz a donc recristallisé à plusieurs périodes, et plusieurs générations différentes de fluide ont pu se succéder dans les loupes, au moins en certains points.

C. LES FLUIDES DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL :
COMPOSITION DES FLUIDES

Dans l'idée d'un inventaire systématique des fluides dans la zone du M.C.T., environ 170 échantillons de quartz ont été récoltés, surtout dans les Formations du Moyen Pays Népalais, que j'ai le plus parcourues (140 éch.), et en beaucoup moindre quantité dans les formations de la Dalle du Tibet (25 éch.) ou de la base des Séries Sédimentaires Tibétaines (5 éch.). Sauf quelques-uns, ils proviennent tous des loupes de quartz d'exsudation ou des pegmatites syn- à tardi- S₂.

1. DETERMINATION A LA PLATINE A ECRASEMENT

La présence de CO₂ dans la phase fluide a été recherchée dans tous les échantillons, parfois sur le terrain déjà, par écrasement dans de la glycérine anhydre.

On constate ainsi la présence très générale de CO₂, qui existe dans presque tous les échantillons.

Seuls les échantillons récoltés au Sud de la faille de l'Andhi Kholā (au Sud de Pokhra), dans la couverture Sud du Moyen Pays, et quelques échantillons isolés, récoltés plus au Nord dans les Formations du Moyen Pays ou dans la Dalle du Tibet ne montrent qu'un dégagement de CO₂ nul ou très faible (dégagement gazeux s'arrêtant dès le début de l'écrasement ; il s'agit donc plutôt dans ce cas d'air adsorbé dans les craquelures de l'échantillon, et non de CO₂ contenu dans les inclusions).

Dans le cas des échantillons à CO₂, l'abondance du dégagement a été estimée grossièrement à l'aide de chartes visuelles : dégagement faible, moyen, fort, très fort ; mais la comparaison de ces estimations et des observations plus précises faites sur lame mince polie (§ suivant) a montré dans quelques cas une distorsion nette entre la teneur

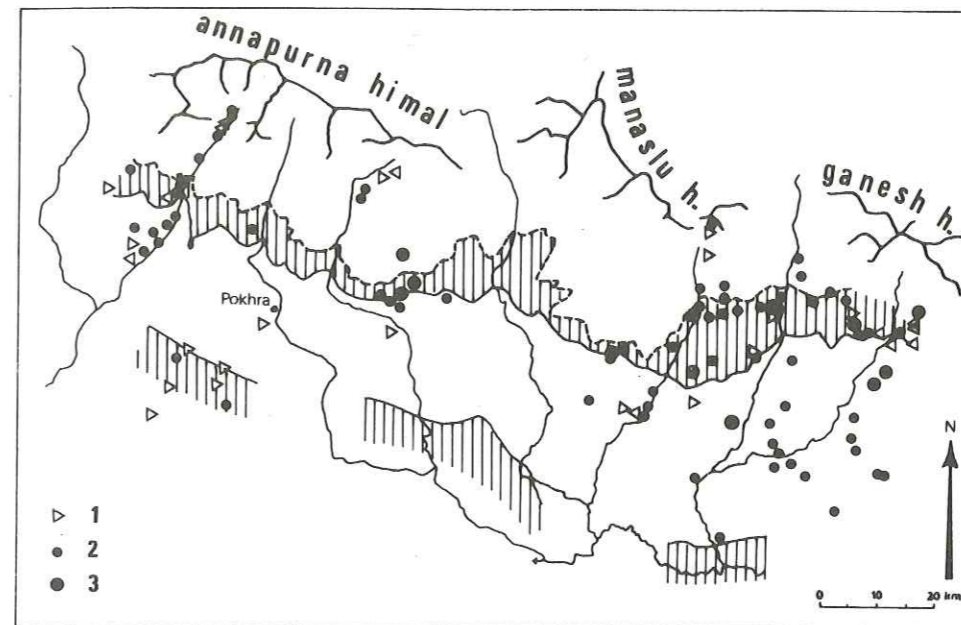


Figure 64. Mise en évidence du CO₂ à la platine à écrasement. (1), (2), (3) : dégagement nul ou très faible, moyen, abondant (certains points n'ont pas été reportés). Hâchuré : Formation Supérieure du Moyen Pays (comprenant quelques niveaux carbonatés).

2. ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

Parmi la centaine de lames épaisses polies effectuées (1) pour l'étude des inclusions fluides en microthermométrie (mesure des températures de changement de phase dans les inclusions), un assez grand nombre se sont révélées inexploitables :

C'est le cas pour quelques quartz récoltés dans la Dalle du Tibet, très limpides, qui avaient de très grosses inclusions fluides (jusqu'à 250 microns), mais trop rares pour donner une information statistiquement significative.

C'est surtout le cas de la plupart des échantillons de quartz laiteux -il forme souvent la plus grosse partie des loupes de quartz d'exsudation-, où les inclusions fluides sont en général très abondantes, mais souvent trop petites ou abîmées : I.F. éclatées, ou recoupées par des microfissures qui opacifient la section tout en enlevant toute signification aux mesures de température d'homogénéisation (homogénéisation qui n'est d'ailleurs en général plus possible car l'inclusion décrépite très vite complètement) ; cette altéra-

(1) Outre des lames minces de mes propres échantillons, j'ai disposé d'une dizaine de lames minces taillées au C.R.P.G. de NANCY sur des échantillons récoltés en 1973 par P. LE FORT en Modi Kholā (échantillons numérotés B suivi d'un chiffre).

ainsi estimée et la teneur réelle ; ceci n'est à vrai dire pas très surprenant, puisqu'on estime la quantité de CO₂, et non le rapport CO₂/H₂O. Le test à la platine à écrasement doit donc être considéré ici avant tout comme un test qualitatif. (CO₂ ou absence de CO₂).

tion de la limpidité des cristaux serait donc en partie liée à la déformation tardive "froide" D₃-D₄, où, à échelle du cristal, le quartz est déformé de manière rupturale plutôt que plastique, sans recristallisation concomitante.

Par ailleurs, j'ai aussi renoncé à l'étude de quelques sections exploitables faute de temps : les manipulations de microthermométrie sont assez longues si l'on veut que les mesures soient précises, l'étude détaillée d'une section pouvant nécessiter une dizaine d'heures d'observation.

Aussi les données suivantes portent sur l'étude, complète ou partielle, d'une quarantaine d'échantillons, couvrant principalement deux zones :

- la coupe de la Modi Khola ;
- la région Darondi-Khola - Burhi Gandaki.

Ils sont localisés sur la carte géologique schématique ci-dessous (Fig. 65).

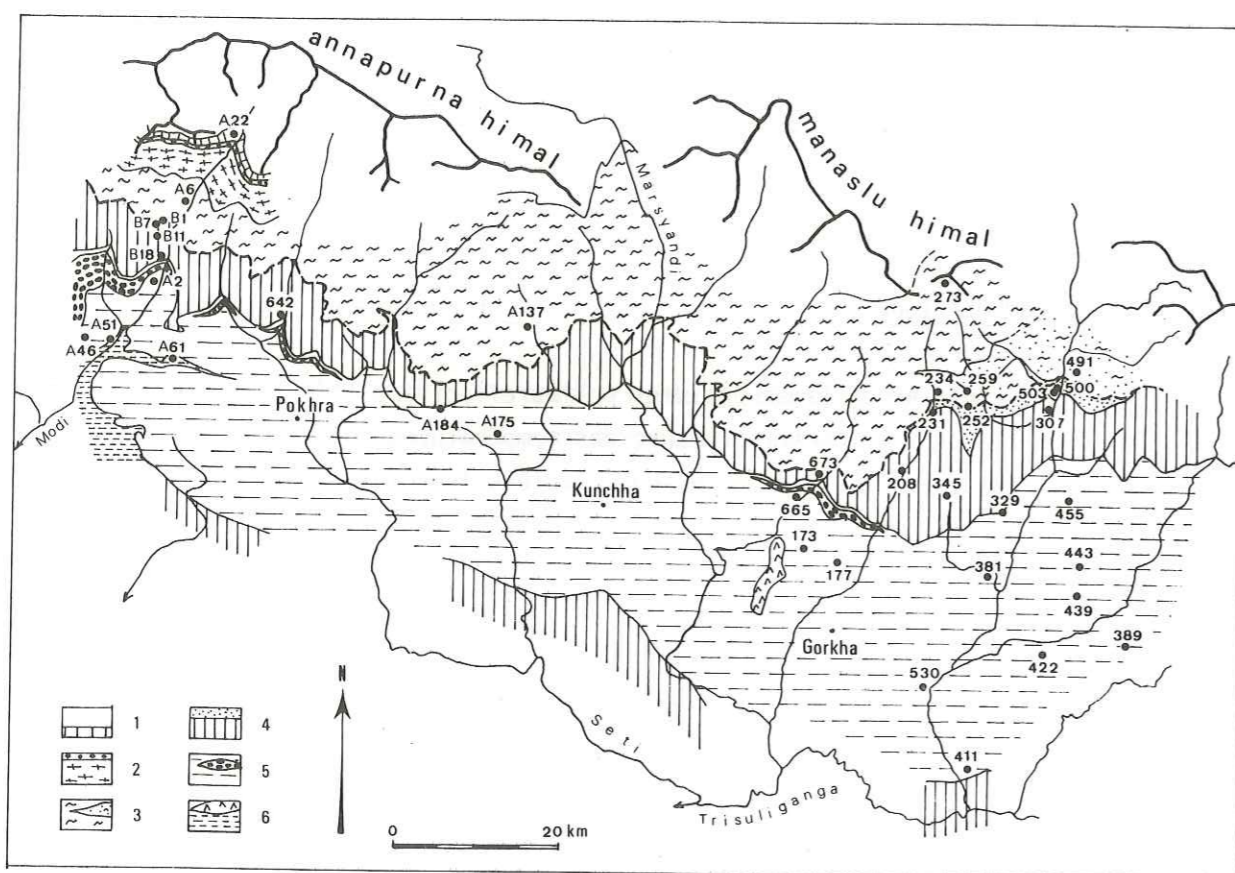


Figure 65. Localisation des échantillons analysés par microthermométrie.
 1) Sédimentaire Tibétain et calcaires de Larjung ; 2) Dalle du Tibet, Formations III et II ; 3) Dalle du Tibet, Formation I (dans la région Est, gneiss en plaquettes et quartzites) ; 4) quartzites sommitaux et Formation Supérieure du Moyen Pays ; 5) gneiss ocellés d'Ulleri et Formation Inférieure du Moyen Pays ; 6) schiste basaux et gneiss ocellés amphiboliques d'Ampipal.

2.1. Résultats analytiques

Les principaux résultats de l'analyse microthermométrie de ces échantillons sont résumés dans le tableau des pages 182 à 186 ; les abréviations utilisées sont les suivantes :

- T_fCO₂ : température de fusion du CO₂.
- T_fHyd : température de dissociation de l'hydrate CO₂, 5^{3/4}H₂O.
- T₃₋₂ : température d'homogénéisation du CO₂, en phase liquide (disparition de la bulle de gaz) ou vapeur (disparition de la frange de CO₂ liquide).
- T_fH₂O : température de fusion de la glace.
- T_h : température d'homogénéisation totale des phases fluides, en phase vapeur ou liquide.
- T_fs : température de fusion de la phase solide.
- dCO₂ : densité du CO₂, déduite de T₃₋₂, à partir des abaques de KENNEDY (1954).
- dH₂O : densité de H₂O, déduite de T_h, en utilisant les données de KENNEDY (1950) et BURNHAM, HOLLOWAY et DAVIS (1970) pour H₂O pur, et les corrections de pression de KLEVTSOV et LEMLEIN (1959) pour H₂O + NaCl.
- % NaCl : teneur en sel, exprimée en équivalent NaCl (gr/l), déduite de T_fH₂O (données de International Critical Table, in ROEDDER, 1962) ou de T_fs (données de KEEVIL, 1942).
- %_vCO₂ : % volume de CO₂ dans les inclusions à CO₂ + H₂O, mesuré à T₃₋₂.
 La mesure des volumes respectifs des phases s'apprécie à l'aide de chartes visuelles (par exemple, charte de ROEDDER, 1967, où l'inclusion est schématisée par un disque ou une sphère) ; cette estimation est souvent difficile et peut être source d'erreurs. Pour essayer de les diminuer, j'ai utilisé ici une charte (cf. annexe) où sont calculés différents remplissages pour deux formes d'inclusion très souvent rencontrées dans les échantillons du Népal (cristaux négatifs, aussi épais que larges, choisis dans l'échantillon 443). L'erreur absolue sur la mesure des volumes reste cependant de l'ordre de 10 % pour les valeurs moyennes.
- %_mCO₂ : % molaire de CO₂, déduit de %_vCO₂, en tenant compte de la quantité de CO₂ dissoute dans l'eau : environ 2 % m (5 % p) à température ordinaire, pour une pression égale ou supérieure à la pression de vapeur saturante à 20°C (WIEBBE et GADDY, 194).

* indique un résultat peu sûr (voir Remarque 2, p. 187).

n° éch.	encaissant, position lithostrati.	tf CO ₂	tf Hydr.	t ₃₋₂	d CO ₂	% Vol. % moles CO ₂	tf H ₂ O tf sél	% éq. NaCl	th	densité t décrép.	Remarques
411	grès de K, sommet (flanc S anticlinal M.P.)						- 5 - 2.5	8 4] 219 _L	0.85	Petites, cx négatifs
530	gréso. sch. Kunchha			+27.0 _L	0.70	40%v, 20% _m	- 11*	15	308.5* en gal, td ≈ 300°	0.75	Cx négatifs
422	gréso. sch. Kunchha		+8	+30 _v	0.35	35%v, 9.3% _m	- 6.5	9	276 _L	0.79	Cx nég. irréguliers
389	schistes de K. ds plan 65/120 (S ₃)			+31 _{cr}	0.45	40%v, 13.1 _m					Cx nég. irrégul., svt parallèles entre eux
439	grès des M.P. Inf.		+7	+30.9 _L	0.55	50%v, 20% _m	- 5*	8	(24.5 _L)-300 _L	0.765	Cx négatifs
381	grès des M.P. Inf.		≈+6	+23.3 _L	0.74	35%v, 16% _m	0*	0	276 _L		Cx nég. irréguliers
443	gréso-sch. à Grt M.P. Inf.		+9.4	+28.2 _L	0.68	70%v, 42% _m	- 4.5	7	296 _v . cr. en gal, vers 270°		cf. Fig. 69, p. 192
455	grès M.P. Inf.			+28 _L	0.69	85%v, 63% _m	- 4.4	7	340-365 _v	0.85	I.F. à H ₂ O (irréguliers) et I.F. à CO ₂ (cx nég.) mélangées
329	sch. feldspathiques, M.P. Sup.			+31.1 _L	0.52	60%v, 26.3 _m	- 2.8	5			Cx nég. à très irréguliers. Rares I.F. aqueuses.
307	Dolomie du M.P. Sup. (60% Dol, 30% Q, 10% Phlog) zone à Ky-Sta	-56.7		+26.0 _L	0.71	95-100% _v					1) Gros cx nég. dispersés 2) Petite I.F. = fantôme accroissement 3) Lattes L à 2 cf. p. 198

n° éch.	encaissant, position lithostrati.	tf CO ₂	tf Hydr.	t ₃₋₂	d CO ₂	% Vol. % moles CO ₂	tf H ₂ O tf sél	% éq. NaCl	th	densité t décrép.	Remarques
503	Sch. à Grt et F ^{ath} ds qzites sommet M.P. A côté amphibolites	-57.6	≈+6	+25.7 _L	0.71	70%v, 42% _m	≈- 4 - 6.5	6.5 9	284-310 _v 248 _L	en gal ≈ 260 0.83 td vers 250	1) Cx nég. J.F. à 3φ 2) Cx nég. J.F. aqueuses cf. Fig. 74, p. 197
491	Schiste qzeux, F.I.D.T.			+24.2 _L	0.72	80%v, 56% _m					
173	Sch. à Grt, M.P. Inf.	-57.4	≈+8	+30.5 _L	0.60	30%v, 11.7 _m	≈- 6*	9	276 _L	0.785	Cx nég. dispersés
177	"Banc" de Q laiteux ds sch. de Kunchha										
345	Sch. à Bio-Grt-Sta, M.P. Sup.	-57.9		+28 _L	0.69	85%v, 63% _m	- 4*	6.5	≈280 _v ou L	0.82	Cx nég. parallèles, dispersés + I.F. secondaires (cf. Fig. 66) Cx nég. dispersés
208	Qds joint de tension à étirement, ds Sch. à calc (peu), Q, Bio, Chl	-56.6		+25 _L +31 _L	0.70 0.50	95 à 100% _v , 95% _m					1) Cx nég. dispersés 2) I.F. Cunéiformes (tardives?) Cx nég. dispersés
231	Qzites sommet M.P. Sup.			+21.7	0.76	90%v, 75% _m					
234	Sch. base F.I.D.T.			+17.2	0.79	70%v, 45% _m					Cx nég. dispersés
252	Q+F, ds qzites en plaquettes, FI, DT			+16.9 +13.8	0.80 0.81	75%v, 51.3% _m 50%v, 26.7% _m cf. Fig. 71					Cx nég. ds fantôme acc. ou dispersés
259	Sch. qzeux, FI, DT	-58	+6.1	+24.5	0.72	70%v, 43% _m	-10.2* ≈	14	≈340 _v ≈268 _L	0.81	1) Cx nég. à CO ₂ 2) I.F. sans CO ₂ , autre partie de la lame

n° éch.	encaissant, position lithostrati.	tf	tf Hydi.	t ₃₋₂	d CO ₂	% Vol. % moles	tf H ₂ O tf sel	% éq. NaCl	th	densité t décrép.	Remarques
273	Peg. à Mus, Q, F, Tourm. (D.T., sommel, à Sil)						tfs ≈ 265*	35	228 à 354 _L		≈ cx.nég., à cubes de sel.
500 Burhi Gandaki	Quartzites sommi- taux M.P. Sup., 800 m sous le M.C.T.						- 12.5	16.5	220 à 260, max: 237 _L		1) Petites inclusions, périphérie des cris- taux (zone de crois- sance exagérée). 2) Grosses inclusions, plaquée sur muscovi- te ds les anciens joints de grain.
							- 12	16.5	250 à 370		

TABLEAU : Etude microthermométrique des inclusions fluides des loupes d'exsudation
syn-métamorphiques.

Principaux résultats analytiques (températures corrigées).

Remarques

1) Conditions opératoires pour les mesures de température

Pour que la mesure de température du changement de phase observé soit précise et reproductible, il faut qu'il y ait à tout moment équilibre thermique entre la surplatine du microscope et la section ; ceci nécessite des variations de température suffisamment lentes.

Toutes les mesures, sauf T_fCO₂, ont été faites avec une variation de température de moins de 1 à 2°/mn à partir d'environ 10° en dessous de la température de changement de phase. Pour les mesures de cryométrie, la vitesse de réchauffage de la platine est difficile à régler car l'air comprimé, qui sert de fluide calorporteur pour les basses températures, se liquéfie partiellement dans l'azote liquide si son débit est trop faible ; aussi ai-je adopté des conditions "standard", réfrigération et chauffage arrêtés. La vitesse de remontée en température de la platine, pour une température ambiante d'environ 20°C, est alors d'environ 5°/mn entre -50° et -60° (T_fCO₂), et de moins de 2°/mn dès la température de -10°C.

2) Représentativité des résultats

- Les valeurs données ci-dessus correspondent au(x) mode(s) de l'histogramme des n mesures du même phénomène mesurées sur n inclusions différentes (n = 15 à 120) ; la plupart de ces histogrammes sont présentés figures 67, 71, 72, 77 et 79.

Le nombre de mesures est souvent moins élevé, soit que toutes les inclusions aient un comportement identique (cas de T_fCO₂, par exemple, où l'on voit souvent très nettement tous les dégels se produire dans une fourchette de température très étroite), ce qui rend inutile la multiplication de mesures longues, soit qu'il n'ait pas été possible de faire plus de mesures (par exemple, inclusions décrépitant avant homogénéisation). Les valeurs données dans ce dernier cas, statistiquement peu sûres, sont indiquées par un astérisque.

- Les échantillons étudiés ne montrant pas d'hétérogénéités à l'examen macroscopique, toutes les mesures ont en général été effectuées sur une seule lame épaisse polie par échantillon (c'est-à-dire sur un ou plusieurs fragments de quelques mm de côté et de 200 à 300 microns d'épaisseur).

En effet, dans les quelques cas où j'ai étudié plusieurs sections venant de parties différentes d'une même loupe, les différences d'une section à l'autre n'excédaient pas les différences observées entre deux cristaux voisins d'une même section.

Aussi, bien que les mesures n'aient porté en chaque point que sur quelques mm³

de roches, elles semblent représentatives de l'échantillon, et les différences notées d'un point d'échantillonnage à l'autre sont sans doute significatives, et indépendantes du choix aléatoire de la section dans la loupe (ce qui est confirmé a posteriori par la régularité de certaines évolutions à échelle régionale).

2.2 Analyse des résultats

Les échantillons étudiés peuvent se classer en plusieurs groupes selon les types d'inclusions fluides rencontrées :

- Inclusions aqueuses, sans CO₂ condensé.

- Inclusions contenant suffisamment de CO₂ pour qu'on puisse observer au microscope, au moins dans certaines inclusions, du CO₂ condensé :

- a) Inclusions à fluide homogène,
- b) Inclusions à fluide hétérogène.

- Échantillons sans I.F. à CO₂ condensé

Échantillons : A61, A46, B18, 173, 177 et 411.

Dans ces six échantillons, les seuls où il n'a pas été observé, même à basse température, de CO₂ condensé, le quartz est en assez gros cristaux, engrenés les uns dans les autres, souvent partiellement laiteux.

Les inclusions sont abondantes, distribuées de manière homogène dans toute la masse de chaque cristal, ou regroupées dans des bandes parallèles entre elles, séparées les unes des autres par des bandes pauvres en inclusions ("fantômes d'accroissement", souvent parallèles à la direction N_g' du quartz).

On peut habituellement les regrouper en deux types morphologiques : les plus abondantes sont des inclusions de petite taille (en général moins de 20μ), de forme simple (ovoïde, ou triangulaires à angles arrondis) souvent proche des formes cristallines du quartz (cristaux négatifs) ; les autres sont des inclusions souvent grosses (30 à 60 μ), de formes beaucoup plus irrégulières, lobées.

Ces deux types d'inclusions sont étroitement mêlées les unes aux autres, et ne semblent pas dissociées chronologiquement.

Dans les échantillons A61 et 177 existent aussi des inclusions en forme de lattes irrégulières (taille : jusqu'à 120μ), soit éparpillées dans toute la section mais pa-

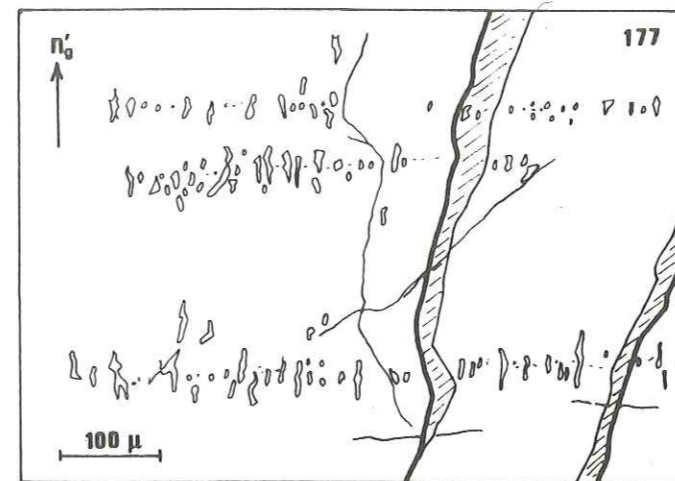


Figure 66. Échantillon 74-177. Rangées d'inclusions fluides traversant les joints de grain (Inclusions orientées parallèlement à la trace de N_g = N'_g).

rallèles entre elles (A61), soit regroupées en lignes (allongement des lattes très oblique sur la direction de la ligne) qui peuvent traverser des limites cristallines (177) (Fig. 66). Ces inclusions ne sont pas des inclusions primaires (puisque leurs alignements traversent les limites cristallines), et ne semblent pas non plus localisées sur une fracture secondaire, dont aucune trace n'est visible. Elles pourraient jalonner des zones de microcisaillement apparues dans le

quartz à la fin du processus de déformation - recristallisation.

Le fluide contenu dans ces diverses inclusions est une saumure, dont la température de dégel (-3.5 à -6.5°C, soit 6 à 9 % éq.NaCl) est homogène à l'intérieur d'un même échantillon (exemple : histogramme des T_fH₂O de l'échantillon A46, figure 67), et identique pour les différents types d'inclusion. Seul l'échantillon 411 s'écarte un peu de cette règle : dans cet échantillon, deux sections différentes ont montré des températures moyennes de dégel différentes (-5 et -2.5°C, soit 8 et 4 % éq.NaCl), mais homogènes à l'intérieur de chacune des sections.

L'homogénéisation de la phase fluide se fait toujours en phase liquide, dans une plage de température de 30 à 40° pour une même section. Les histogrammes correspondant à Th (Fig. 67) sont unimodaux (A61, B18), ou bimodaux avec un faible maximum secondaire environ 20° plus haut que le maximum principal (A46, 177, 411).

Dans ce dernier cas, il n'y a pas de corrélation nette entre les différents maximums et les différents types morphologiques d'inclusion définis plus haut (cf. histogrammes des échantillons A46 et 461, où ont été séparées les mesures correspondant à ces différentes familles).

Pour l'échantillon A46, le maximum 2 correspond aux mesures faites sur un des cristaux de l'agrégat, cristal qu'aucun autre caractère particulier ne différencie des cristaux avoisinants d'où proviennent les autres mesures (influence possible de l'orientation initiale du cristal vis à vis des contraintes dans la déformation-recristallisation de l'agrégat ?).

Pour l'échantillon 411, le maximum 2 correspond aux mesures faites sur le cristal dont les inclusions avaient le plus forte teneur en sel.

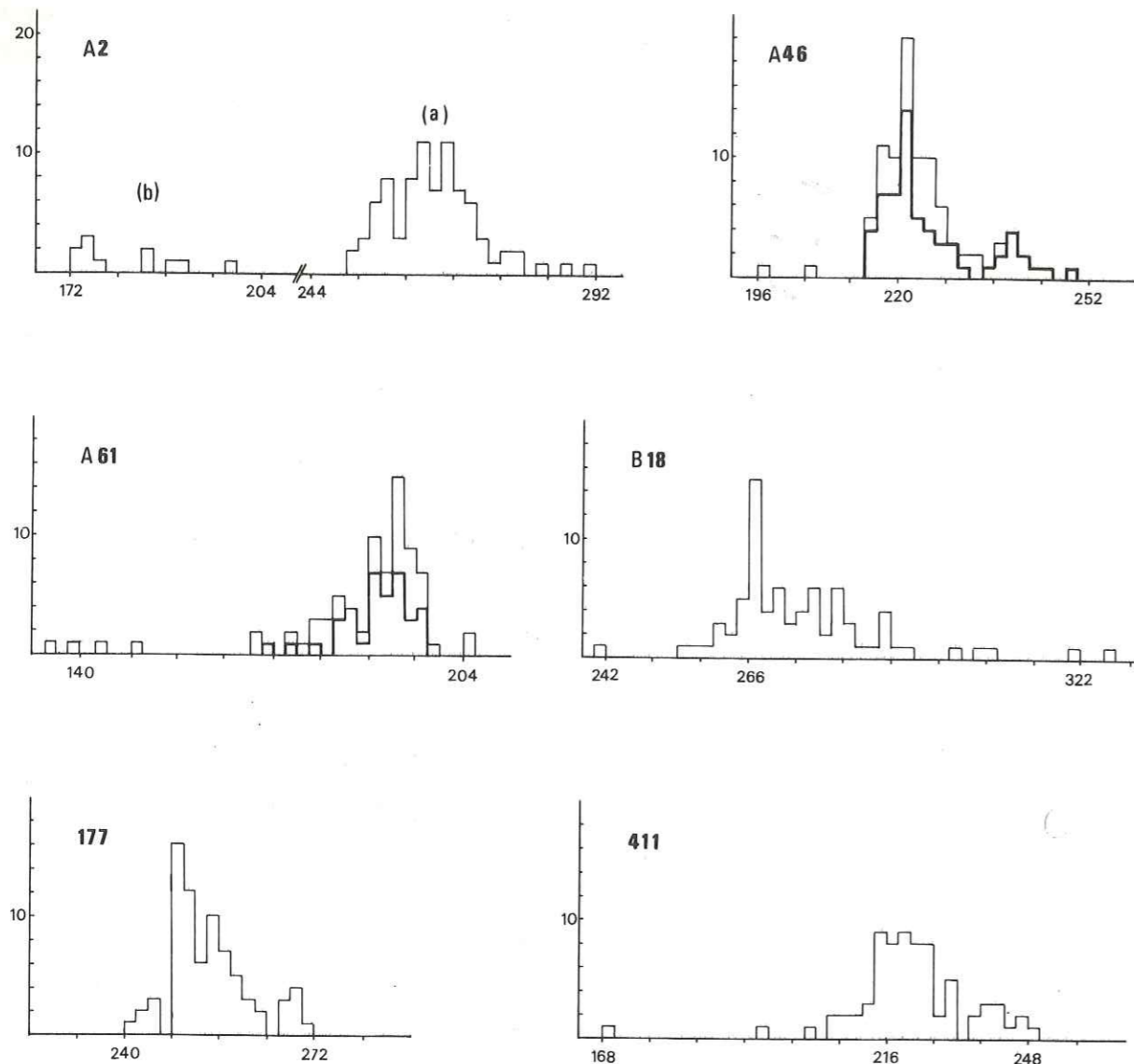


Figure 67. Inclusions, histogrammes des températures d'homogénéisation de H₂O, classes de 2°. Ech. A₂ : 93 mes., (a = I.F. "cunéiformes" ; b = I.F. en cristaux négatifs); éch. A46 : 94 mes (trait gras : petites inclusions en cristaux négatifs) ; éch. A61 : 81 mes. (trait gras : petites inclusions ovoïdes ; reste : inclusions "en lattes") ; B18 : 77 mes. ; 74-177 : 74 mes. ; 74-411 : 68 mes.

Il semble possible d'expliquer dans une certaine mesure la dispersion des températures par des modifications tardives des parois des inclusions ; la figure 68 montre trois exemples de telles modifications, ici des phénomènes d'étranglement : Par dissolution et recristallisation du quartz en-dessous de la température de rétro-ébullition (c'est-à-dire dans des conditions telles que le fluide contenait en même temps des phases vapeurs et liquide), l'inclusion a été séparée en plusieurs cavités où ont pu être isolées

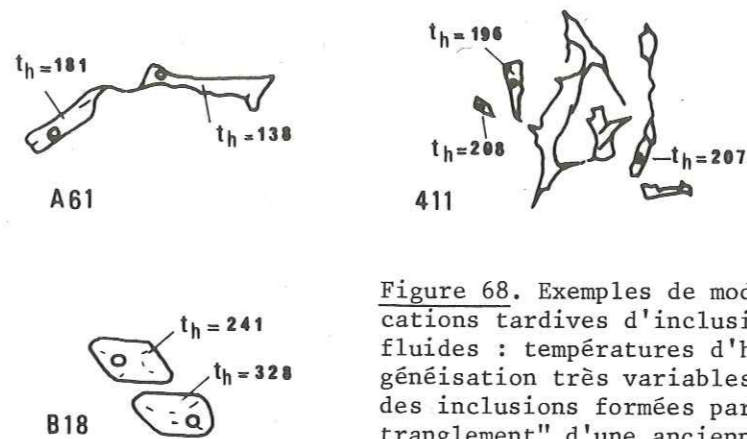


Figure 68. Exemples de modifications tardives d'inclusions fluides : températures d'homogénéisation très variables dans des inclusions formées par "étranglement" d'une ancienne inclusion de plus grande taille.

des proportions différentes de vapeur et de liquide ; Les densités sont alors variables et les températures d'homogénéisation différent aussi.

Dans les deux premiers exemples, les cicatrices de l'étranglement -ou leur amorce- sont encore bien visibles, et le phénomène est facilement reconnaissable.

Le troisième exemple est moins net : il s'agit de deux inclusions côté à côté, en forme de cristaux négatifs, montrant une très forte différence de température d'homogénéisation (température respectivement la plus haute et la plus basse trouvée dans tout l'échantillon !) ; une telle différence ne peut s'expliquer que si la phase fluide était à l'ébullition lors de son piégeage -ce qui est démenti par les autres mesures- ou par un phénomène d'étranglement dont la cicatrice a été complètement oblitérée.

Cet exemple souligne la possibilité de modifications de formes des inclusions après piégeage du fluide, en dehors de toute déformation externe du cristal. Ceci doit se faire par un mécanisme de dissolution-recristallisation des parois qui tend à rapprocher la forme complexe de l'inclusion de la forme simple en cristal négatif, plus stable énergétiquement.

- Echantillons à CO₂ condensé visible dans les inclusions

Dans la plupart des échantillons, on observe des inclusions fluides ou le CO₂ est suffisamment abondant pour former une phase condensée indépendante de la phase aqueuse.

Selon les échantillons, le fluide présent est plus ou moins homogène : certains des échantillons ne montrent que des inclusions à CO₂, alors que dans d'autres coexistent des inclusions à CO₂ et des inclusions aqueuses ; dans le cas des inclusions à CO₂, sa densité et le rapport VCO₂/VH₂O peuvent être à peu près constants, ou varier fortement.

On distinguera donc des échantillons dont les inclusions ont un remplissage homogène et des échantillons où le remplissage est hétérogène.

- Inclusions à remplissage homogène

Ech. A2, A137, A175, 173, 231, 234, 259, 329, 345, 381, 389, 422, 439, 443, 530.

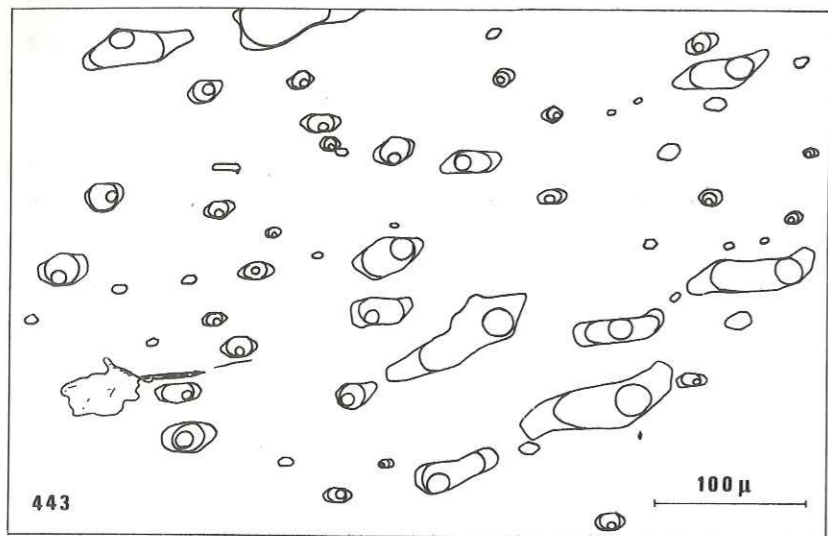


Figure 69. Inclusions en forme de cristaux négatifs. Ech. 74.443, à $t = 20^\circ\text{C}$; dans chaque inclusion, on voit une bulle de gaz $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (au centre), du CO_2 liquide, et de l'eau (dessin d'après microphotographie).

Les températures de fusion du CO_2 (-56.7 à -58°C) et de dissociation de l'hydrate ($+6$ à $+9^\circ\text{C}$) indiquent la présence de CO_2 presque pur.

Comme dans toutes les inclusions riches en CO_2 , la salinité de la phase aqueuse est le plus souvent difficile à mesurer, les cristaux de clathrate gênant l'observation de la fin de la fusion de la glace; en outre, la salinité de la phase aqueuse déduite de $t_{\text{fH}_2\text{O}}$ est légèrement erronée, la formation des cristaux de clathrate augmentant artificiellement sa teneur en sel (en utilisant une partie de l'eau).

L'homogénéisation du CO_2 (T_{3-2}) se fait soit en phase vapeur (éch. A175)⁽¹⁾, soit par disparition brutale du ménisque interface liquide-gaz (homogénéisation "critique", éch. 389), soit, en général, en phase liquide; pour un échantillon donné, elle peut se faire dans une plage remarquablement serrée de température (parfois moins de 1°) pour l'ensemble des inclusions, quelle que soit leur position dans chaque cristal de la section ou quel que soit le cristal considéré (cf. allure des histogrammes, figure 70); selon l'échantillon, sa température varie de 14°C à 31°C (température d'autant plus basse, c'est-à-

(1) Pour cet échantillon, le léger étalement de l'histogramme provient surtout d'erreurs d'observation, car il est difficile d'apprécier le moment exact de disparition de la frange liquide.

Dans ces échantillons, les inclusions ont toujours des formes simples, en général en cristaux négatifs orientés parallèlement entre eux; elles sont dispersées de façon apparemment aléatoire dans tout le volume de chaque cristal (Fig. 69), ou dessinent des plans parallèles aux directions cristallographiques principales du quartz hôte (fantômes d'accroissement, en général parallèles à N'_g).

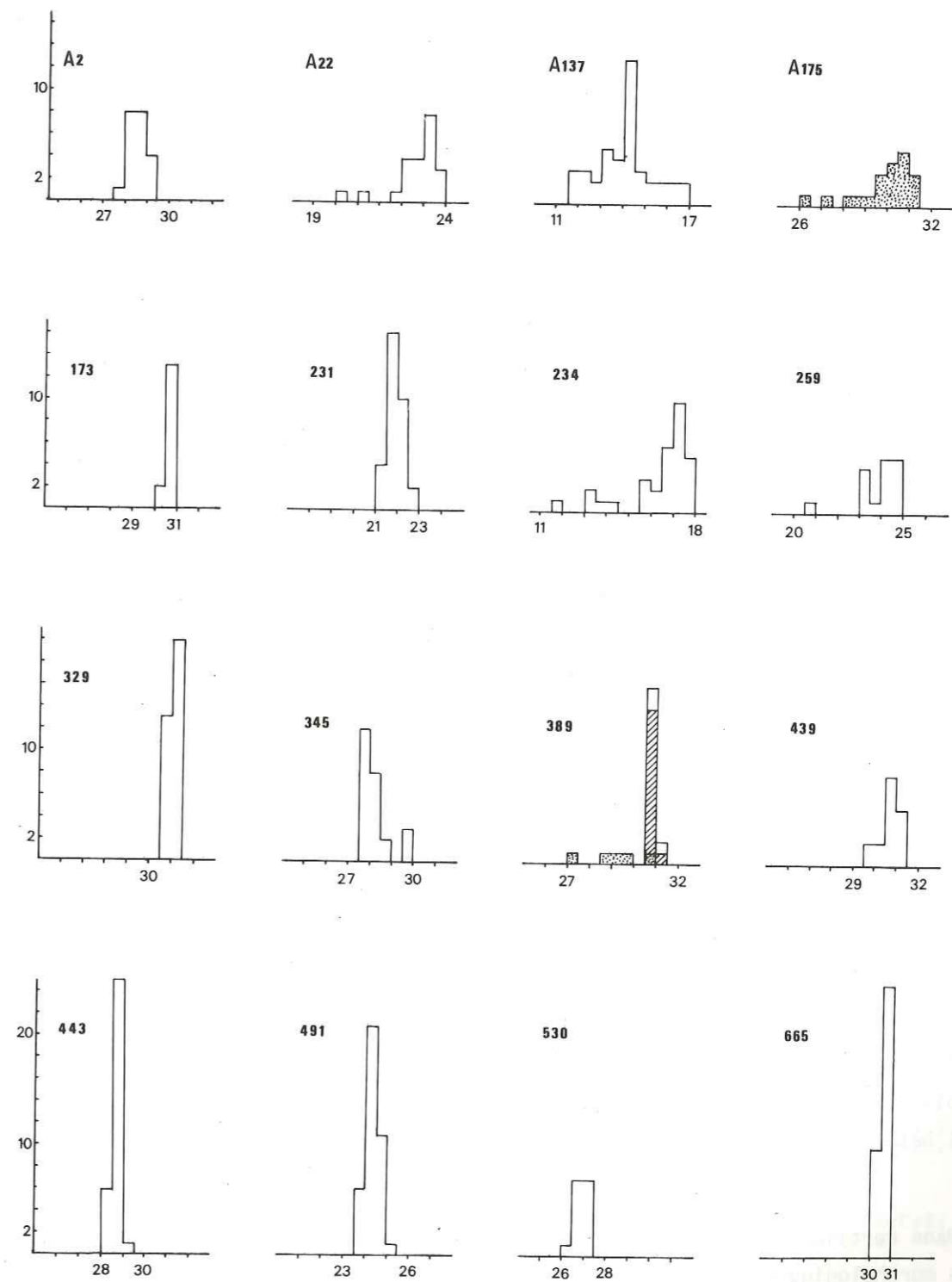


Figure 70. Inclusions à fluide homogène : températures d'homogénéisation du CO_2 . t_{3-2} liquide, critiques (hâchuré) ou vapeur (pointillé); classes de 0.5° . Ech. A2 : 22 mes. A22 : 25 mes. A137 : 41 mes. A175 : 20 mes. 74-173 : 15 mes. 231 : 32 mes. 234 : 31 mes. 259 : 17 mes. 329 : 33 mes. 345 : 25 mes. 389 : 22 mes. 439 : 17 mes. 443 : 32 mes. 491 : 39 mes. 530 : 15 mes. 75-665 : 35 mes.

dire densité d'autant plus élevée, que l'on est plus près du M.C.T.).

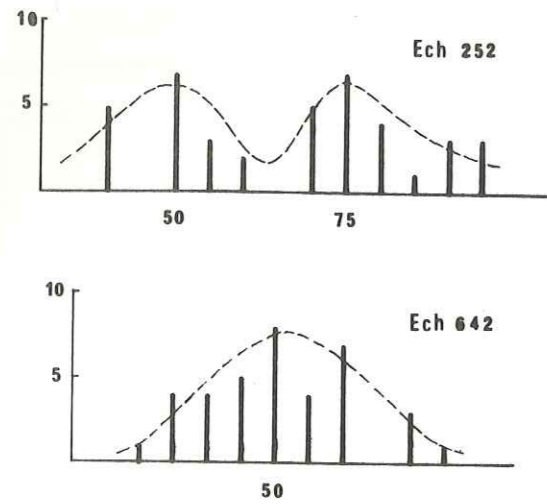


Figure 71. Hétérogénéité du rapport V_{CO_2}/V_{total} dans une même famille d'inclusions, à l'intérieur d'un même cristal.

dans le cas de l'échantillon 642, l'étalement de l'histogramme reflète soit l'imprécision de la mesure, soit le piègeage d'un mélange imparfait de CO_2 et d' H_2O , aux proportions ponctuelles différent de manière aléatoire de la proportion moyenne, donnée par la position du maximum de l'histogramme).

- Inclusions à fluides hétérogènes

Ech. A2, A6, A22, A184, B1, B7, B11, 208, 252, 307, 329, 455, 491, 503, 642, 665.

Dans ces échantillons, l'hétérogénéité du fluide peut se traduire de plusieurs manières :

- Présence côte à côte d'inclusions manifestement différentes : forte variation de la quantité de CO_2 , ou présence d'inclusions acqueuses à côté des inclusions à CO_2 ;

- Variabilité des mesures (T_{3-2} en particulier) se traduisant par des histogrammes plurimodaux (l'hétérogénéité pouvant alors n'apparaître qu'à la construction de l'histogramme).

Dans certains cas, il est possible de corréliser les variations du fluide avec les différences morphologiques ou de situation des inclusions : il peut s'agir alors de plusieurs générations de fluides, ou d'une évolution du fluide dans le temps ; mais on observe souvent aussi un mélange d'inclusions géométriquement équivalente, mais à remplissages différents, ce qui traduit plutôt une hétérogénéité du fluide initial au moment de son piègeage.

Bien que l'estimation du volume de CO_2 /volume total soit assez imprécise, les valeurs différentes notées d'une inclusion à l'autre à l'intérieur d'un même cristal ne reflètent sans doute pas toujours uniquement cette imprécision de la mesure, mais aussi, dans certains cas, des variations réelles de ce rapport (Fig. 71).

Or, le gisement de ces inclusions et l'uniformité de leurs T_{3-2} montrent qu'elles sont certainement primaires et congénères. Cette disparité des rapports V_{H_2O}/V_{CO_2} traduit donc déjà une certaine inhomogénéité du fluide au moment du piègeage (elle est assez nette dans le cas de l'échantillon 252 - Fig. 71, histogramme bimodal-;

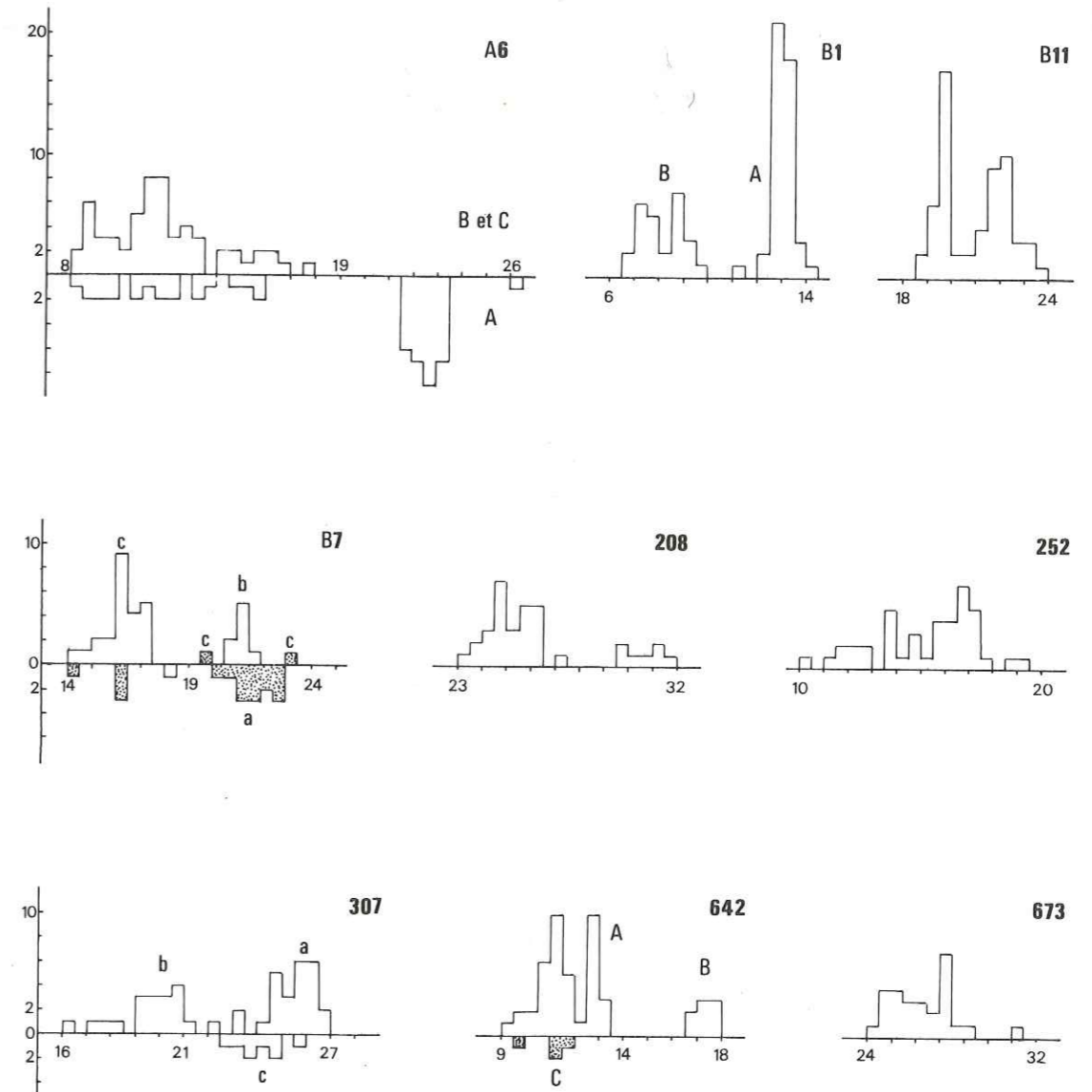


Figure 72. Echantillons à fluides hétérogènes : histogramme des températures d'homogénéisation du CO_2 (classes de 0.5° : homogénéisation en phase liquide -en blanc- ou en phase vapeur -en pointillés- ; A, B, C, a, b, c : voir texte). Ech. A6 : 111 mesures ; B1 : 72 mes. ; B11 : 60 mes. ; B7 : 53 mes. ; 208 : 46 mes. ; 252 : 42 mes. ; 307 : 50 mes. ; 642 : 53 mes. ; 673 : 27 mesures.

On trouvera ci-après une description rapide des principaux cas observés dans la zone de Chevauchement Central :

- Similitude de morphologie et de position des inclusions à remplissages différents
Ech. A6, 252, B1, 491.

L'aspect et la répartition des inclusions dans ces échantillons sont tout à fait

identiques à ceux des inclusions décrites plus haut : inclusions aux formes proches de cristaux négatifs, dispersées dans tout le cristal, ou regroupées en bandes parallèles.

Ech. A6 : Les mesures correspondent à des inclusions réparties dans trois cristaux différents, A, B, et C ; T_{3-2} varie de 8 à 16°C, sauf dans le cristal A, où plusieurs inclusions, qu'aucun autre caractère ne distingue, s'homogénéisent vers 22°C (pic à 22°C de l'histogramme, Fig. 72).

Ech. 252 : Toutes les mesures ont été faites dans un seul cristal. Les volumes de CO_2 dans l'inclusion et leurs températures d'homogénéisation varient ensemble : aux maximums à 50 % et 75 % de l'histogramme des mesures de volume (Fig. 71) correspondent respectivement les maximums à 14° et 17°C de l'histogramme des T_{3-2} (Fig. 72) (ce qui atténue un peu la différence entre les teneurs en CO_2 d'une famille à l'autre).

Ech. B1 : Les deux pics de l'histogramme des T_{3-2} (Fig. 72) correspondent à des températures mesurées dans deux cristaux voisins, A et B, d'aspects identiques. Dans le cristal B, on observe en outre parmi les inclusions à eau et CO_2 , quelques inclusions à eau saturée en sel (petits cubes de sel dans l'inclusion) et CO_2 peu abondant : la bulle est petite, et l'homogénéisation se fait en phase vapeur vers 29°C (mesures non reportées sur l'histogramme à cause de leur imprécision).

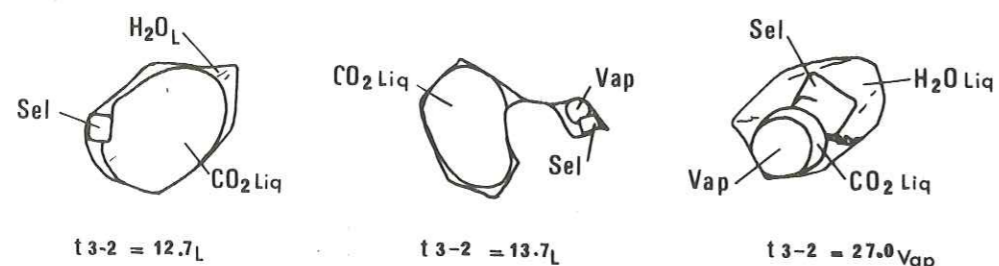
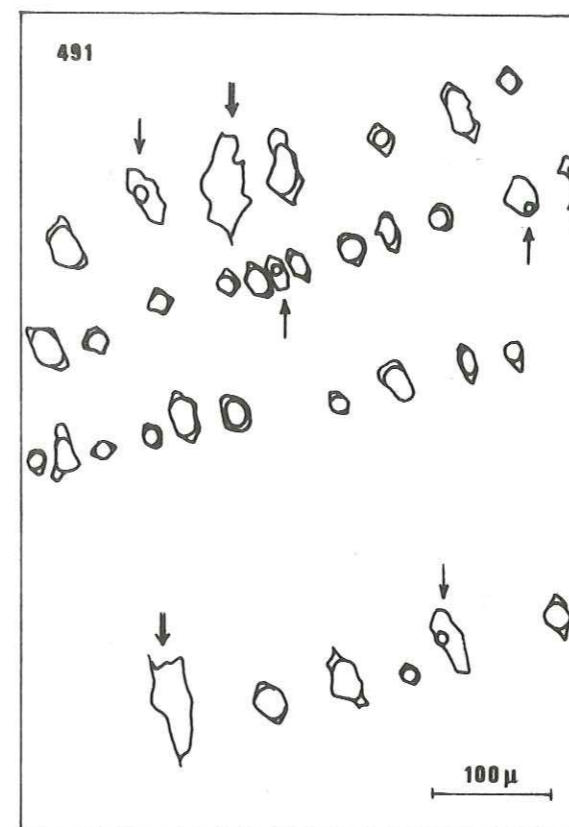


Figure 73. Echantillon B₁, inclusions à H₂O, CO₂ et sel. (3 inclusions dans le même cristal ; taille de chaque inclusion : env. 20μ ; aspect à 20°C).

Quelques inclusions (Fig. 73) ont des caractères intermédiaires entre ceux des inclusions ci-dessus, surtout aqueuses (env. 4,5 % m), et ceux des premières inclusions, très riches en CO_2 (90 à 100 % m) ; elles montrent qu'on a sans doute affaire au piègeage d'un mélange immiscible (saumure et CO_2 , lui-même hétérogène), et non à des générations de fluides différents.

Ech. 491 et 208 : Dans ces échantillons, au milieu d'inclusions riches en CO_2 , homogènes (éch. 491) ou non (éch. 208), on observe quelques inclusions uniquement aqueuses, aux formes en cristaux négatifs identiques aux formes des inclusions à CO_2 (si ce n'est des limites un peu moins franches) ; elles sont disposées de la même manière, dans



des fantômes d'accroissement (éch. 491, Fig. 74), ou réparties de manière homogène dans tout le cristal (éch. 208).

Figure 74. Echantillon 74.491, inclusions aqueuses (flèche simple) et inclusions à CO_2 dans des fantômes d'accroissement (aspect à 25°C ; flèche double : inclusion à CO_2 décrépitée).

- Position analogue mais morphologie différente des inclusions contenant les différents fluides (Ech. A2, 208, 307, 329, 455, 495, 665, 503).

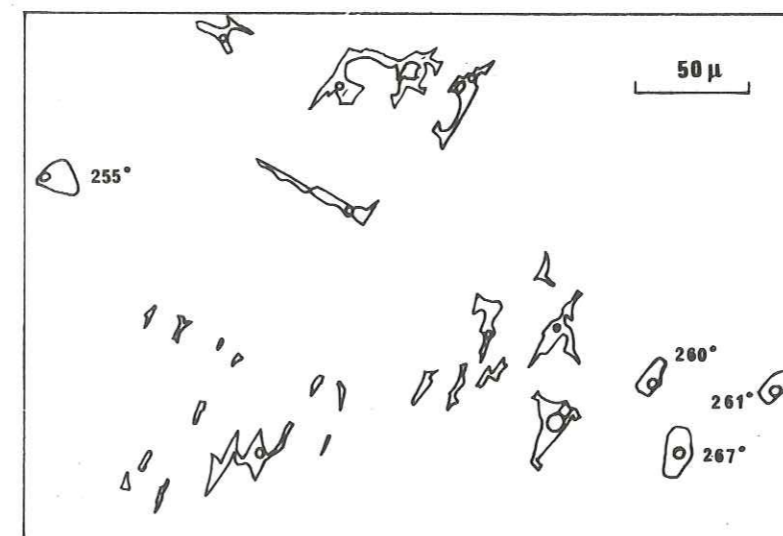


Figure 75. Echantillon A2. Inclusions fluides secondaires "cunéiformes" (th = 172° à 200°C, notées (b) Fig. 67, p. 190), et quelques inclusions primaires (th = 255°-267°C, notées (a) Fig. 67, p. 190).

Dans ces échantillons, à côté d'inclusions analogues aux précédentes (inclusions en forme de cristaux négatifs, souvent riches en CO_2 , toujours assez sombres au microscope), on trouve des inclusions très limpides, aux formes complexes et anguleuses, mimant des lettres cunéiformes (Fig. 75).

Ces inclusions, sans doute secondaires, ont déjà été notées dans certains

échantillons sans CO₂ (éch. A61 et 177, p. 188) ; elles sont uniquement aqueuses, sauf dans l'échantillon 307 (inclusions c, Fig. 72, p. 195).

- Différents fluides correspondant à des inclusions regroupées en familles géométriquement distinctes (Ech. A22, B7, 307, 642)

Ech. B7 : Dans cet échantillon, on observe :

- des inclusions (a), réparties dans tout le cristal, pauvres en CO₂, qui s'homogénéisent à 21°C en phase vapeur (XCO₂ = 6 % m),
- une famille de petites inclusions (b) globulaires, peu nombreuses, riches en CO₂ (35 % m), s'homogénéisant à même température, mais en phase liquide, réparties dans un plan (fantôme d'accroissement),
- des inclusions (c), plus grosses, abondantes, aussi en forme de cristaux négatifs, à teneur en CO₂ intermédiaire (23 % m), mais à densité plus forte (T₃₋₂ = 16°C, en phase liquide), réparties dans des plans discontinus, parallèles entre eux mais perpendiculaires au plan précédent.

Ech. 307 : Les différents pics de l'histogramme des T₃₋₂ correspondent aussi à des familles d'inclusions différentes, mais toutes très riches en CO₂ (95 à 100 % m) :

- inclusions (a) réparties dans tout le cristal (T₃₋₂ = 26°C), analogues au premier type de l'échantillon B7 ;
- inclusions (b) regroupées dans des plans parallèles (T₃₋₂ = 20°C), analogues au troisième type de B7 ;
- grosses inclusions (c) dispersées (20 à 100 microns, T₃₋₂ = 20.5°C), en lattes allongées perpendiculairement aux plans précédents.

Ech. 642 : Dans la section étudiée, le quartz montre une zone fracturée d'environ 1 mm d'épaisseur, qui semble être la trace de la reprise de la loupe dont provient l'échantillon par la schistosité S3, observée sur le terrain.

Les homogénéisations à 12.5°C et 17.5°C en phase liquide ont été mesurées sur deux petits cristaux limpides de la zone fracturée (A et B), par ailleurs assez laiteuse. Les homogénéisations à 12.5°C en phase vapeur correspondent à des inclusions pauvres en CO₂ (4 % m), dans un fantôme d'accroissement d'un gros cristal limpide (c), en dehors de la zone fracturée ; elles caractériseraient donc le fluide le plus ancien, ou le moins modifié ultérieurement.

Ech. A22 : Dans cet échantillon (du quartz interboudin dans une pegmatite quartzo-feldspathique, dans les calcaires de Larjung), on observe (Fig. 76 et 77) :

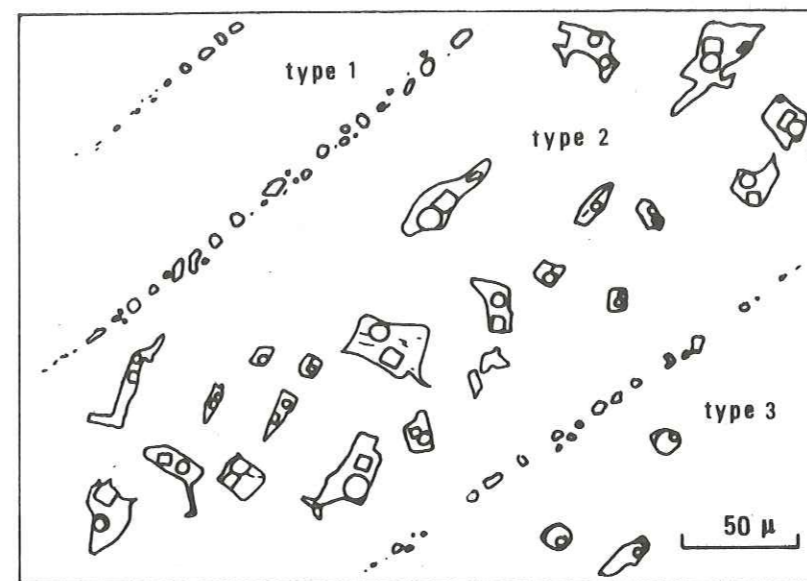


Figure 76. Echantillon A22. Différents types d'inclusions (à CO₂ ou aqueuses et à cubes de CaCl₂/- cf. texte).

- des inclusions petites; globulaires, regroupées dans des fantômes d'accroissement ; ce sont des inclusions de composition très variable : assez riches à très riches en CO₂ (homogénéisation en général en phase liquide, 25 % à 100 % mole de CO₂) (type 1), ou très pauvre en CO₂, voire uniquement aqueuses, et s'homogénéisant alors à très haute température (th = 350°

à plus de 550°, en phase liquide) (type 3),

- de nombreuses inclusions de forme moins régulière, de plus grande taille, disséminées dans tout le cristal ; elles montrent toutes un petit cube de sel (sans doute du CaCl₂, comme l'indiquerait la température de fusion très basse de la saumure, entre -40° et -50°C, cf. Fig. 77), qui fond entre 240° et 280°, à une température très voisine (supérieure ou inférieure) de celle de l'homogénéisation des phases fluides.

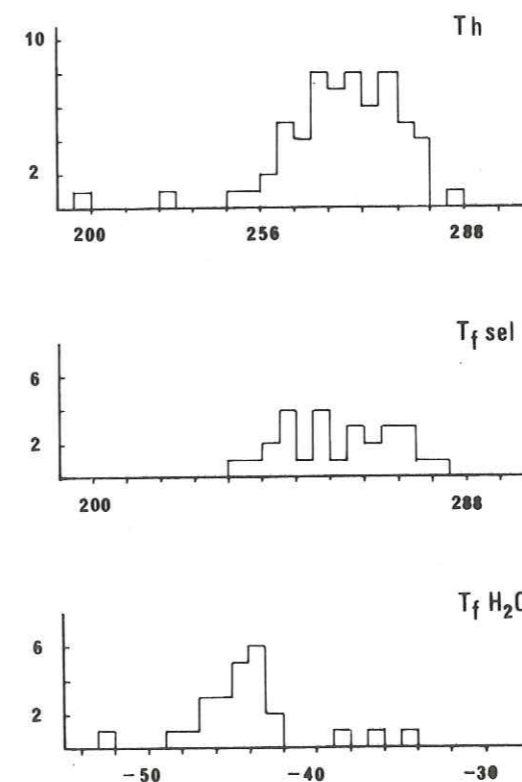


Figure 77. Echantillon A22. Inclusions à cube de sel. Histogrammes des TfH₂O (30 mesures), des Tfsel (28 mes.), des Th (62 mes.) (classes de 4°).

2.3. En résumé : la nature des fluides dans les loupes d'exsudation quartzieuses ou pegmatitiques

La phase fluide fossilisée dans ces loupes ⁽¹⁾ se caractérise donc par la présence généralisée de CO₂, en quantité variable (CO₂ parfois trop peu abondant pour donner une phase condensée visible au microscope, mais souvent alors encore décelé à la platine à écrasement), et par une salinité souvent élevée de la partie aqueuse.

Normalement, le fluide à l'intérieur d'un échantillon donné est très homogène ; quand ce n'est pas le cas, on peut distinguer deux types d'hétérogénéités, qui n'ont sans doute pas la même signification géologique :

1) Il existe des hétérogénéités dans le remplissage d'inclusions que rien ne différencie par ailleurs :

- proportions CO₂/H₂O différentes, ou même coexistence de quelques inclusions uniquement aqueuses au milieu d'inclusions pour la plupart riches en CO₂,
- différentes de salinités de la phase aqueuse ;
- différences de densité du CO₂.

De telles variations, dans des inclusions apparemment congénères et non modifiées ultérieurement, ont déjà été notées par plusieurs auteurs (par exemple YPMA, 1963) ; la manière la plus simple de les expliquer est d'admettre une hétérogénéité du fluide au moment de son piégeage (présence simultanée de plusieurs fluides non miscibles).

2) Dans quelques échantillons, les variations observées coïncident avec le regroupement des inclusions en familles géométriquement, et parfois chronologiquement, différentes :

a) Fantômes d'accroissement : le remplissage des inclusions qui marquent ces plans ne se différencie normalement pas du remplissage des autres inclusions primaires disséminées dans tout le cristal. Font cependant exception les échantillons 307, A22 et B7 : dans les deux premiers, les inclusions des fantômes d'accroissement ont un remplissage différent de celui des autres inclusions (dans le premier, densité plus basse du CO₂ ; dans le second, remplissage à CO₂, tandis que le remplissage des inclusions disséminées est de l'eau saturée en sel -cf. Fig. 76). Ces variations montrent qu'il existe peut-être une corrélation génétique entre les arrêts-reprises de la croissance des cristaux et la présence momentanée d'un fluide différent.

(1) Rappelons qu'il s'agit de loupes syn- à tardi-métamorphiques, en équilibre avec les paragenèses du métamorphisme prograde (les phénomènes rétro-morphiques étant toujours très localisés et peu importants).

b) Certaines inclusions, dont la répartition est indépendante des limites entre cristaux, sont sans doute secondaires ; ce sont les inclusions "en lattes", ou "cunéiformes". Elles mettent en évidence le changement de composition des fluides tardifs, aqueux et non plus riches en CO₂.

c) Dans un seul échantillon, on peut reconnaître en lame-mince la trace d'une tectonisation tardive, sans doute S3 ; les inclusions de la zone broyée sont plus riches en CO₂ que les inclusions hors de cette zone, ce qui est contraire aux observations précédentes ; on peut sans doute envisager que dans ce cas il s'agit de fluides liés à un phénomène de rétro-morphose (fluide relativement enrichi en CO₂ par appauvrissement en H₂O, qui sert à former les minéraux hydroxylés).

d) Un seul échantillon (389) ne provient pas d'une loupe dans S2, mais de quartz dans une position structurale différente ; il s'agit du remplissage du flanc Sud cassé d'un petit pli en chevron B3 (quartz dans la schistosité de pli fracture 3, orientée ici 120 S 65°) ; ses inclusions fluides (à faible teneur en CO₂) ne le distinguent pas des échantillons de quartz 2 provenant de la même zone (quartz 2 repris dans 3, plutôt que vrai quartz 3 ?).

3. LES FLUIDES DANS L'ENCAISSANT

Les quelques sections taillées dans des échantillons de l'encaissant des loupes ne sont que difficilement exploitables : inclusions assez rares, souvent très petites, et, semble-t-il, assez souvent "vides", c'est-à-dire sans phase condensée (cas en particulier des inclusions dans les quelques grenats où ont été réalisées des lames épaisses). On trouvera ci-dessous des observations concernant l'échantillon 500, le seul dont l'étude ait pu être suffisamment complète.

Cet échantillon provient des épais niveaux quartzitiques qui terminent les Formations du Moyen Pays népalais en Burhi Gandaki ; il a été récolté dans leur partie médiane, un peu au-dessus de l'échantillon 503 (loupe d'exsudation riche en CO₂), environ 800 m sous la base de la Dalle du Tibet.

C'est un quartzite presque pur, dont la microstructure et la fabrique ont été étudiées en détail par ailleurs (Troisième Partie). Sa texture est intermédiaire entre la texture "en croissance exagérée" et la texture "en mosaïque" : elle dérive, par exagération de la taille des grains (migration ou disparition de certains joints de grains) d'une texture en mosaïque typique, encore bien reconnaissable, fortement orientée et acquise par déformation plastique et recristallisation du sédiment initial lors du métamorphisme principal 2. Lors de l'exagération de la taille des grains, de petites muscovites ont été en-

globées à l'intérieur des nouvelles limites cristallines ; elles devaient être situées auparavant aux limites des grains de la mosaïque.

Les inclusions fluides sont de deux types et assez inégalement réparties (Fig. 78) :

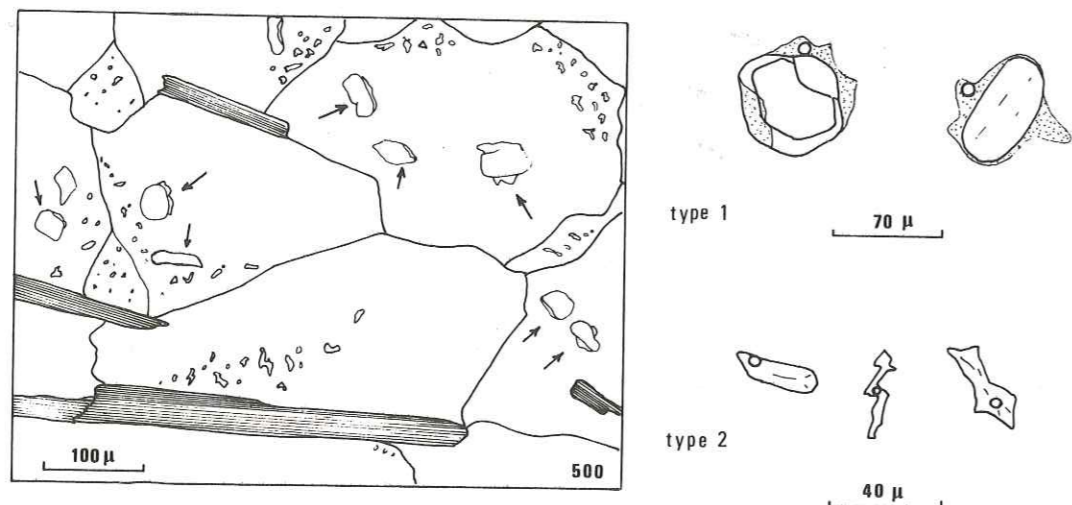


Figure 78. Echantillon 74-500. A gauche, texture générale de la lame : On remarque, à l'intérieur des grains, quelques grosses inclusions fluides (marquées d'une flèche) plaquées sur des petites paillettes de muscovite incluse (jalonnant les joints de grain initiaux) ; à droite, morphologie des deux types d'inclusions (inclusion de type 1 : en pointillé, phase liquide, à t = 20°C).

1) La plupart des cristaux sont très limpides et dépourvus d'inclusions fluides, sauf à leur bordure, où ils sont plus laiteux et riches en petites inclusions (5 à 30 microns) aux formes irrégulières. Le coeur limpide correspond aux grains non modifiés de la mosaïque, et la partie riche en inclusions au quartz remobilisé dans la croissance exagérée.

2) Certaines des petites paillettes de muscovite incluses dans ces cristaux (taille : 50 à 200 microns) sont frangées d'une inclusions fluide. Il s'agit alors du piégeage du fluide des intergrains de la mosaïque, lors du début du déplacement des joints de grains ; ces inclusions se sont donc formées un peu plus tôt que les précédentes.

Les inclusions de l'un ou l'autre type sont uniquement aqueuses, ce qui les différencie nettement des inclusions des loupes d'exsudation avoisinantes, riches en CO₂. La salinité de la solution est irrégulière, mais il n'y a pas de différences significatives des températures de dégel de la glace selon le type d'inclusion (Fig. 79) : Tf = 0°C à -18°C, maximum : -12.5°, soit 16.5 % éq.NaCl).

Les homogénéisations se font en phase liquide à des températures variables (Fig. 79) :

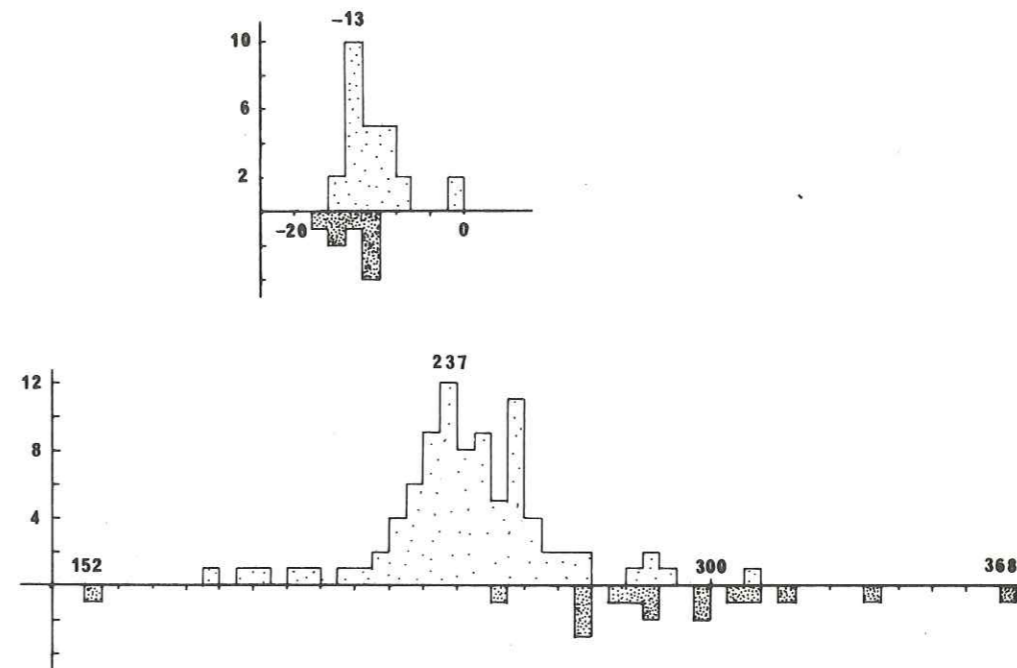


Figure 79. Echantillon 74.500. Histogrammes des Tf H₂O (34 mes., classes de 1°) et des Th (102 mes., classes de 4°) ; pointillé lâche : I.F. de type 1 ; pointillé serré : I.F. de type 2, plaquées sur les muscovites.

- Les mesures faites sur les grosses inclusions, plaquées sur les muscovites, sont très étalées (250 à 370°, une mesure à 153°),

- Les températures mesurées sur les petites inclusions sont un peu plus homogènes et plus basses (pour la plupart, 220 à 260°C, maximum à 237°C).

4. REPARTITION ZONEOGRAPHIQUE DES FLUIDES DES LOUPES PEGMATITIQUES - LEUR ORIGINE

- Teneur en CO₂

Sur la carte de la page 204 (Fig. 80) ont été reportées les teneurs en CO₂ (% molaires) des inclusions primaires des différents échantillons étudiés en microthermométrie.

Ces valeurs ne sont bien sûr qu'assez approximatives : nous avons souligné déjà l'imprécision de la mesure du rapport volumétrique CO₂/H₂O, et l'hétérogénéité possible du fluide piégé ; en cas d'existence d'inclusions aqueuses et d'inclusions riches en CO₂, il n'a été tenu compte ici que de ces dernières (ce qui est normalement justifié par leur abondance relative beaucoup plus grande ; le chiffre donné ici doit être cependant sensiblement trop fort pour l'échantillon 455, assez riche en I.F. aqueuses) ; en outre, près de la température critique, une faible erreur sur la mesure de T₃₋₂ correspond à une forte erreur sur la densité du CO₂.

Cette carte montre néanmoins nettement que :

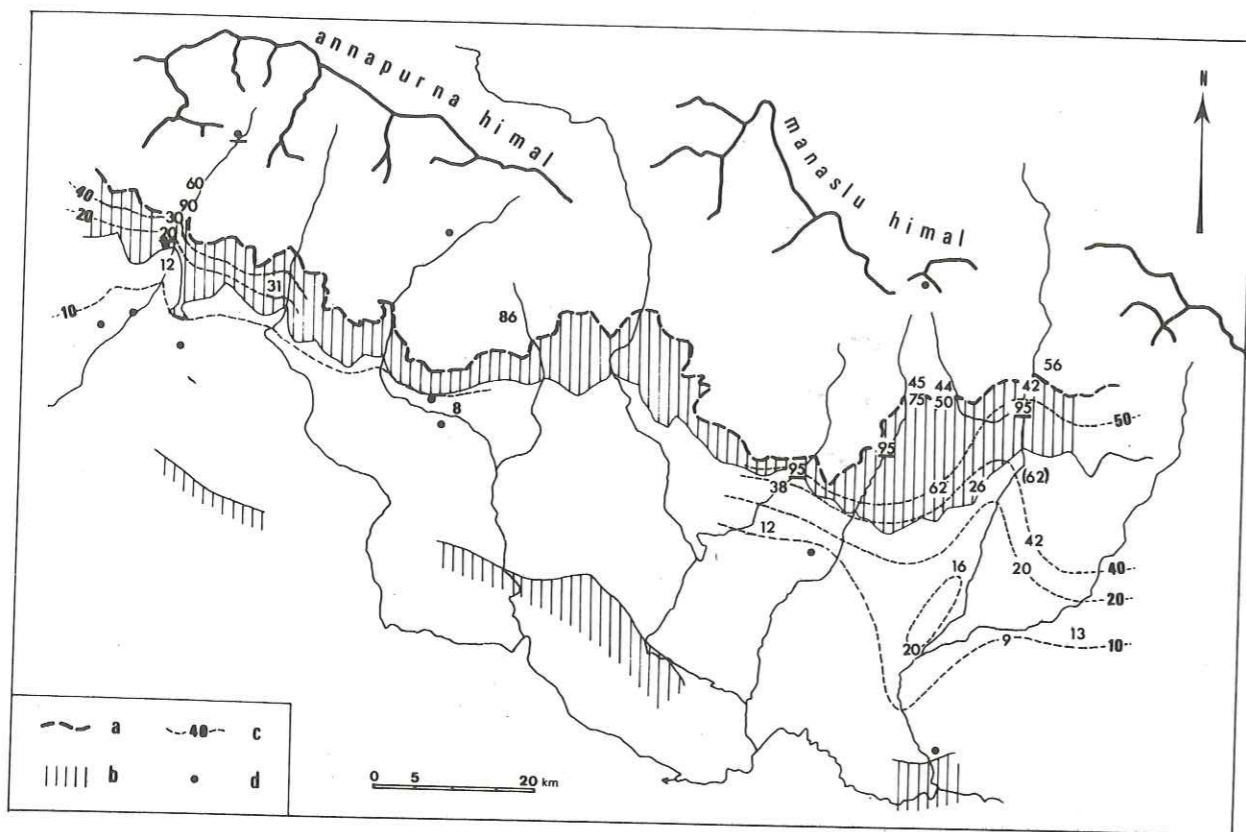


Figure 80. Distribution des teneurs en CO_2 au Népal. a-a = M.C.T. ; b = Formation Supérieure du Moyen Pays (comprenant quelques niveaux dolomitiques et des schistes graphiteux) ; c = ligne d'isoteneur en CO_2 (moles %) ; d = teneurs faibles (<5 %) ou nulle en CO_2 . Entre parenthèses : valeur (trop forte) de l'éch. 455 ; chiffres soulignés : valeurs correspondant à des échantillons dont l'encaissant est carbonaté ou graphiteux.

1) Dans quelques échantillons, la teneur en CO_2 de la phase fluide est très élevée par rapport aux teneurs moyennes mesurées dans les échantillons avoisinants. Il s'agit alors d'échantillons pour lesquels l'encaissant est riche en carbone (673, dans des calcschistes graphiteux) ou en carbonates (éch. 208 et 307, encaissant calcaréo-dolomitique) ; la phase fluide de la loupe doit avoir dans ce cas une origine locale (CO_2 libéré dans les réactions de dévaporisation de l'encaissant)⁽¹⁾.

Mais dans le cas de la plupart des loupes, l'encaissant proche ne suffit pas pour expliquer l'abondance du CO_2 (carbonates ou carbone rares ou même absents ; pas d'intrusions proches de roches magmatiques) : c'est le cas des autres échantillons de la Formation Supérieure du Moyen Pays (en particulier échantillons 231 et 503 récoltés dans les

(1) On remarque cependant que l'échantillon B11, récolté en Modi Khola dans la zone des schistes graphiteux de Kyumnu (zone métamorphique III, à Bio - Grt) ne montre pas une teneur particulièrement forte en CO_2 .

épais quartzites sommitaux de la région Darondi Khola - Burhi Gandaki), des échantillons de la Formation I de la Dalle du Tibet, et des échantillons récoltés dans les grésos-schistes de Kunchha⁽¹⁾.

2) Il y a une augmentation progressive de la teneur en CO_2 lorsqu'on se rapproche de M.C.T.

Si l'on fait abstraction des échantillons signalés plus haut, dont l'encaissant proche peut expliquer la forte teneur en CO_2 , et de l'échantillon 455 (cf. début du §), on voit que les teneurs en CO_2 sont les plus fortes (plus de 50 % m) à proximité immédiate de la base de la Dalle du Tibet, puis décroissent de part et d'autre dans le Moyen Pays ou dans la Dalle du Tibet.

3) Il existe un parallélisme grossier dans le Moyen Pays entre la teneur en CO_2 et l'intensité du métamorphisme, les lignes d'égale teneur en CO_2 calquant plus ou moins les isogrades métamorphiques (cf. Fig. 41, p. 124).

On retrouve là l'antagonisme qui semble être la règle générale dans les ensembles métamorphiques entre l'eau, fluide des zones peu métamorphiques, et le CO_2 , fluide des zones très métamorphiques. Mais alors qu'en général ceci se traduit par une brusque augmentation de la teneur en CO_2 au niveau des migmatites (TOURET, 1976), ici la zone la plus migmatitique, le sommet de la Formation I de la Dalle du Tibet, a des loupes pegmatitiques moins riches en CO_2 , semble-t-il, que les zones non migmatitiques situées en dessous. La distribution du CO_2 ne correspond donc pas à l'évolution habituelle (?) de la composition de la phase fluide dans un ensemble diversement métamorphique.

- Salinité de la phase aqueuse

La salinité de la phase aqueuse est assez irrégulière. On constate cependant une augmentation de la salinité dans la partie supérieure des Formations du Moyen Pays, et surtout dans la partie supérieure de la Dalle du Tibet (par exemple, éch. A22, dans les calcaires de Larjung).

La teneur en sel de la solution est alors suffisamment forte pour qu'on observe à température ordinaire des petits cubes de sel dans les inclusions (cf. Fig. 73 et 76). L'absence de ces cubes en inclusions solides dans le reste du cristal montre qu'il s'agit d'un minéral secondaire (ce qui permet d'utiliser sa température de fusion pour déterminer la salinité du fluide piégé) ; il a précipité dans l'inclusion lors de son refroidissement, la solubilité de NaCl dans H_2O étant fonction de la température.

(1) Rappelons que la Formation Inférieure du Moyen Pays est particulièrement pauvre en CaO, dont la teneur dans la roche totale n'excède pas 0.5 à 1 % poids; en outre, tout ce CaO est stocké dans les plagioclases détritiques, qui ici n'ont presque pas été déstabilisés lors du métamorphisme.

L'origine de ces saumures est probablement locale : en effet, dans la Formation Supérieure du Moyen Pays, et surtout dans les niveaux carbonatés de la Dalle du Tibet (Formation II) ou de la base du Sédimentaire Tibétain (calcaires de Larjung), l'abondance des minéraux tels que les scapolites indique que le métamorphisme de ces horizons a dû se dérouler en présence d'une phase fluide particulièrement salée (riche en chlorures ...), reflet du milieu (lagunaire ?) de sédimentation de ces roches.

- Origine de la phase fluide - sa représentativité dans les processus pétrogénétiques de la zone du M.C.T.

- Le parallélisme de l'augmentation de la teneur en CO₂ et de l'intensité du métamorphisme (cf. Fig. 41 et 80, p. 124 et p. 204) plaide pour une origine locale du CO₂ : appauvrissement croissant en H₂O, ou enrichissement en CO₂ dans les réactions de formation du plagioclase à partir des carbonates ; mais ce processus est peut-être resté assez limité, les teneurs en CaO des formations du Moyen Pays étant toujours très faibles (en général, moins de 0,5 à 1 %, en dehors des quelques niveaux carbonatés), et le plagioclase néoformé étant rare (tout du moins dans le Moyen Pays, où les teneurs en CO₂ sont les plus fortes).

- Compte tenu du parallélisme conjoint de l'augmentation de l'intensité de la déformation, et de l'indépendance apparente, pour de nombreux échantillons, des compositions de la phase fluide et de l'encaissant, on peut aussi envisager une origine plus lointaine du CO₂, par drainage le long des plans de cisaillement (plans S₂, cf. Troisième Partie).

Dans cette hypothèse, son origine serait en partie infracrustale : on sait en effet que le CO₂ est le fluide normal imprégnant le manteau ou la partie basse de la croûte (faciès granulite) (ROEDDER, 1965, ; DEICHA et TOURAY, 1968 ; TOURET, 1976) ; et certains auteurs, se basant sur l'alignement des sources minérales carbo-gazeuses sur de grands linéaments tectoniques, ont souligné la possibilité de drainage de CO₂ endogène vers la surface à la faveur de tels accidents crustaux (MAISONNEUVE et RISLER, 1978, à paraître).

On peut donc envisager que la composition de la phase fluide résulte de la contamination du fluide ante-métamorphisme 2, sans doute aqueux sauf exceptions locales, par du CO₂ d'origine profonde, drainé dans la zone du M.C.T. lors du métamorphisme prograde 2 ; l'apport de CO₂ aurait été d'autant plus abondant -et la contamination d'autant plus forte- que la zone était plus déformée, l'apport maximum se faisant le long du plan de chevauchement principal, à la base de la Dalle du Tibet.

Quelle que soit l'origine de l'enrichissement en CO₂ (apport extérieur ou évaporation locale), on peut se demander si la phase fluide reconnue dans les loupes pegmatitiques est représentative de la phase fluide qui a contrôlé les processus pétrogénétiques.

Selon la chronologie relative des réactions métamorphiques et de l'enrichissement

de la phase fluide en CO₂, on peut distinguer très schématiquement deux cas :

- Si celui-ci anticipe la fin des équilibres réactionnels, le CO₂ peut jouer alors un rôle pétrogénétique important. On peut en effet admettre que si en un point donné la pression des fluides ne peut dépasser une certaine valeur limite (fonction de la perméabilité du matériau et de sa résistance à la rupture), elle est toujours proche de cette valeur limite (car $\Delta V_{\text{fluide}} \gg 0$ dans les réactions métamorphiques), et donc à peu près constante ; l'apport de CO₂ va donc se traduire non par une augmentation de Pf, mais par une variation de $f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{CO}_2}$ (ou de $a_{\text{H}_2\text{O}}/a_{\text{CO}_2}$), ce qui va modifier les équilibres de dévaporation : déplacement vers les basses températures des équilibres qui libèrent H₂O, et vers les hautes températures des équilibres qui libèrent CO₂.

- Si l'enrichissement en CO₂ se produit plus tardivement, après la fin des équilibres réactionnels progrades, le rôle du CO₂, alors beaucoup plus limité, sera surtout d'empêcher ou de freiner d'éventuels processus rétro-morphiques, par "assèchement" de la roche (remplacement de H₂O résiduel par un fluide inerte vis à vis de la plupart des réactions de rétro-morphose).

Dans l'hypothèse d'une origine infracrustale du CO₂, le second cas (dans lequel la percolation du CO₂ apparaît comme un phénomène rapide, postérieur aux transformations tectono-métamorphiques majeures) ne s'applique sans doute pas ici : en effet, dans la zone du M.C.T., le métamorphisme est une conséquence du cisaillement crustal (au moins dans les Formations du Moyen Pays), et l'apport de CO₂ infracrustal a pu débuter antérieurement ; mais sa concentration dans la phase fluide n'a dû devenir importante qu'assez tardivement, après l'arrêt du flux aqueux important accompagnant la deshydratation syn-métamorphique (CO₂ apparaissant comme une "restite", relativement moins mobile que H₂O).

L'évolution de la composition de la phase fluide est reflétée par l'opposition qui existe entre la composition du fluide des loupes pegmatitiques et la composition du fluide de l'échantillon de quartzite 500 :

- Dans les loupes, formées assez tardivement, après le culmen de l'étape tectono-métamorphique principale, la concentration en CO₂ est élevée.

- Dans le quartzite, on peut retrouver le fluide qui existait au moment de la déformation la plus intense (fluide des grosses inclusions plaquées sur les muscovites, aux anciens joints de grain de la texture en mosaïque) : il s'agit alors d'une saumure aqueuse.

Cependant, dans cet échantillon, lors de la recristallisation tardive (exagération de la taille des grains, qui postdate la déformation maximum), la composition de la phase fluide n'a pas varié. Ici, il n'y a pas eu d'apport de CO₂ pendant toute la cristallogénèse, même terminale.

La percolation du CO₂ (locale ou lointaine) a donc dû être très inégalement pénétrative, abondante surtout le long de couloirs plus déformés ou à lithologie particulièrement favorable ; c'est peut-être le cas des niveaux schisteux, où les loupes de quartz sont beaucoup plus abondantes, bien que leur chimisme global soit au contraire relativement pauvre en SiO₂ (zones de drainage préférentiel des fluides).

5. COMPARAISON AVEC LES DONNEES ANTERIEURES

On peut rapprocher les résultats ci-dessus des données antérieures de LEROY, LE FORT et POTY (1975) sur les inclusions fluides de sept autres échantillons de quartz du Népal.

Trois d'entre eux, récoltés dans la partie supérieure de la Dalle du Tibet (T201, dans la Formation III) et dans les Séries Sédimentaires Tibétaines (T58, dans le Dévonien, et T215, dans le Trias) proviennent du versant Nord des Annapurnas et prolongent directement l'échantillonnage étudié ici ; quatre autres (N1-4) ont été récoltés plus à l'Est, dans la région de l'Arun, dans l'équivalent latéral du sommet des Formations du Moyen Pays supérieur.

Il s'agit de quartz automorphes, cristallisés à l'intérieur de fentes ouvertes dans des pegmatites ; ils sont donc vraisemblablement plus tardifs que les quartz des loupes d'exsudation étudiés ici. On retrouve cependant des caractères assez similaires à ceux décrits plus haut :

- Pour les échantillons N1-4 provenant du voisinage du M.C.T. : inclusions secondaires aqueuses, mais inclusions primaires à forte teneur en CO₂ (30 à 60 % m) ; densité et température d'homogénéisation totale plus faibles que pour les quartz étudiés ici provenant du même niveau, et température de décrépitation plus élevée : cela marque une formation à plus basse température et à plus basse pression, qui n'est pas surprenante compte tenu de l'âge plus tardif de ces quartz. Ces auteurs ne pensent pas que le CO₂ puisse avoir une origine profonde, mais envisagent plutôt des réactions de décarbonation de l'encaissant.

- Pour les autres échantillons, situés loin au-dessus du M.C.T. : phase fluide uniquement aqueuse, sauf pour T58 qui est riche en CO₂ ; il s'agirait ici de CO₂ lié à la mise en place du leucogranite intrusif du Manaslu.

D. LA DETERMINATION DES CONDITIONS Pf-T DANS LA ZONE DU M.C.T. :

APPORTS DE LA MICROTHERMOMETRIE

1. INFLUENCE DE LA PRESENCE DE CO₂ SUR LES CONDITIONS D'EQUILIBRES DETERMINEES PRECEDEMMENT

L'équilibrage des réactions métamorphiques s'est donc fait pour l'essentiel en présence d'une phase fluide dont la teneur en CO₂ devait être nettement moins forte que la teneur mesurée dans les loupes pegmatitiques ; mais, comme l'enrichissement en CO₂ a pu débuter très tôt, cette teneur n'était sans doute pas nulle, au moins dans la zone la plus déformée (voisinage de la base de la Dalle du Tibet).

Les conditions P-T ont été déterminées au chapitre précédent à l'aide des courbes d'équilibres de réactions qui mettent en jeu pour la plupart une phase H₂O ; j'avais admis alors l'égalité Pf = P_{H₂O}. Mais si la phase fluide contient du CO₂, les positions de ces équilibres dans le plan Pf-T sont modifiées, les mêmes paragenèses minérales traduisent alors des conditions différentes (augmentation du domaine de stabilité des paragenèses les moins hydratées).

Comme on ne connaît pas la composition réelle de la phase fluide, qui a d'ailleurs pu varier pendant la durée d'une même réaction, on ne peut déterminer ces nouvelles conditions ; mais on connaît le sens de la correction à apporter.

On trouvera ci-dessous quelques données concernant les équilibres des réactions limites des zones métamorphiques IV à VI, les seules où le CO₂ a pu jouer un rôle important (dans les autres zones, la teneur en CO₂ de la phase fluide peut être négligée : même dans les loupes d'exsudation, le CO₂ n'apparaît en quantité assez importante qu'à partir de la zone III, à Bio, Chl, Grt ; cf. Fig. 41 et 80, p. 124 et p. 204).

- Zone IV et limite IV-V

La zone IV est limitée vers les basses températures par l'apparition de la staurotide et du disthène (aux dépens surtout de la chlorite), et vers les hautes températures par la disparition de la staurotide et de la chlorite (aux dépens de la biotite et du disthène) ; dans la zone limite IV-V, la pression est limitée par la courbe de destabilisation de l'association Zo-Ky-Q (± Grt).

La figure 81 montre le sens dans lequel vont se déplacer ces équilibres si

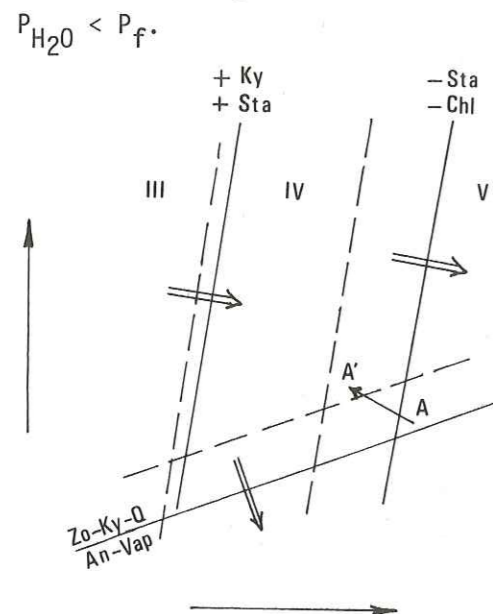


Figure 81. Réduction du domaine de stabilité des paragenèses de la Zone IV (phase fluide à CO_2). Double flèche : sens de déplacement des réactions de dévaporisation. $A \rightarrow A'$: variation des conditions P-T déterminées au niveau du M.C.T.

La limite III-IV (isograde + Sta, Ky) ne doit pas être sensiblement modifiée (CO_2 encore peu abondant à ce niveau). Mais les estimations précédentes des conditions à la base de la Dalle du Tibet (limite IV-V) sont sans doute trop élevées en ce qui concerne la température ($570^\circ < t < 635^\circ C$), bien que peu modifiées pour la pression (effet contraire du déplacement des 2 limites -Sta et -Ep).

Le déplacement plus important de la limite -(Sta,Chl) que de la limite +(Sta, Ky) tend à réduire l'importance de la zone IV, et ce d'autant plus que la différence de teneur en CO_2 entre la base et le sommet de la zone est plus importante.

Ce phénomène est peut-être partiellement à l'origine des variations latérales d'épaisseur de la zone métamorphique IV (cf. Fig. 42, p. 126) ; on remarque en particulier que c'est en Modi Khola, où le gradient de composition CO_2/H_2O par rapport à la distance au M.C.T. semble particulièrement fort, que cette zone est la plus réduite.

- Limites des zones V et VI, le début de la migmatisation

La diminution de X_{H_2O} (fraction molaire H_2O/CO_2 dans la phase fluide) n'influe pas sur l'équilibre Ky-Sill, l'un des équilibres importants de cette zone ; mais les courbes d'équilibre des réactions de fusion (migmatisation) vont se déplacer vers les hautes températures (contrairement à ce qui se passe dans les réactions habituelles de dévaporisation, le côté + Vap est le côté B.T. dans ces réactions).

Seules les courbes (Vap) : Musc + Alb + Q = FK + Als + Liq, et Ms + Ab + Q = Or + Als + Liq, ne seront pas modifiées. Les points invariants I_3 et I_1 vont donc glisser sur ces courbes vers le domaine H.P. et H.T.

La position des points I_1^I, I_1^{II}, \dots correspondant à différentes compositions de la phase fluide a été déduite approximativement des données expérimentales de KERRICK

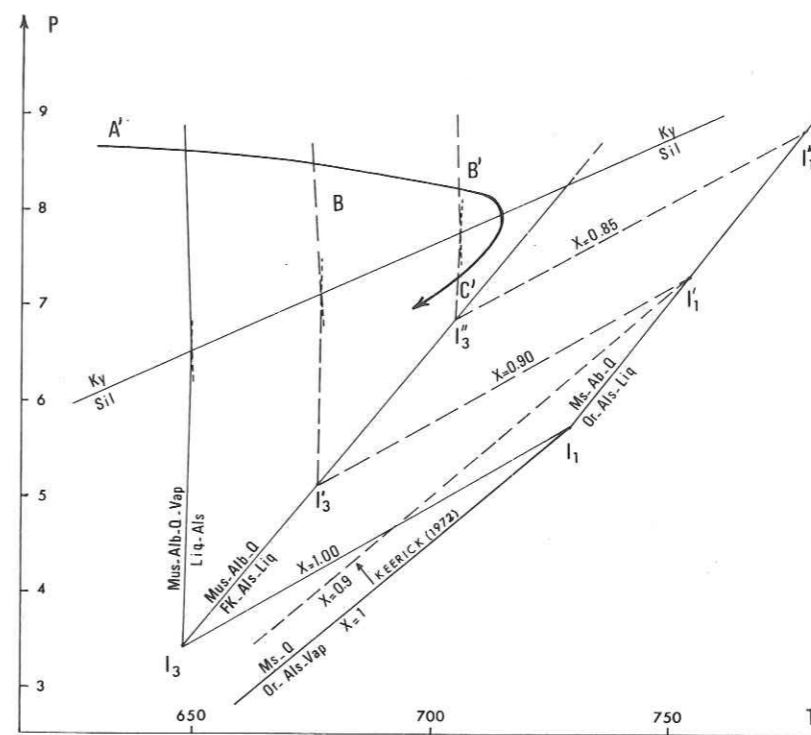


Figure 82. Influence du CO_2 sur la position des équilibres de fusion (abréviations : cf. p. 162) (d'après KERRICK, 1972, et THOMPSON et ALGOR, 1977).

(1972) sur la réaction $Musc + Q = Als + Or + H_2O$ à différentes valeurs du rapport H_2O/CO_2 ; en effet, l'intersection des courbes expérimentales déterminées par cet auteur et de la courbe (Na_2O, Vap) (THOMPSON et ALGOR, 1977) définit le point I_1 . De sa position, on peut ensuite déduire l'allure schématique du diagramme complet (Fig. 82, où les points A', B' et C' correspondent aux points A, B et C de la Fig. 59, p. 164).

Cette figure montre :

- que la migmatisation se fait à température d'autant plus haute que la teneur en CO_2 est plus élevée,
- que les gneiss à Mus-Alb (ou Pl)-Q de la Dalle du Tibet n'ont pu être migmatisés dans le domaine de stabilité de la sillimanite que si la teneur en CO_2 restait assez faible (moins de 20 % moles),
- que dans la Dalle du Tibet, le maximum thermique peut se situer un peu plus bas que l'apparition de la sillimanite, et correspondre à une pression un peu plus élevée que celle déterminée précédemment.

En définitive, si l'on tient compte de la diminution probable de la quantité de CO_2 dans la phase fluide de part et d'autre de la limite Formations du Moyen Pays - Dalle du Tibet, l'allure du trajet P-T qui définit l'évolution des conditions thermodynamiques dans la zone du Chevauchement Central sera modifié comme indiqué figure 83.

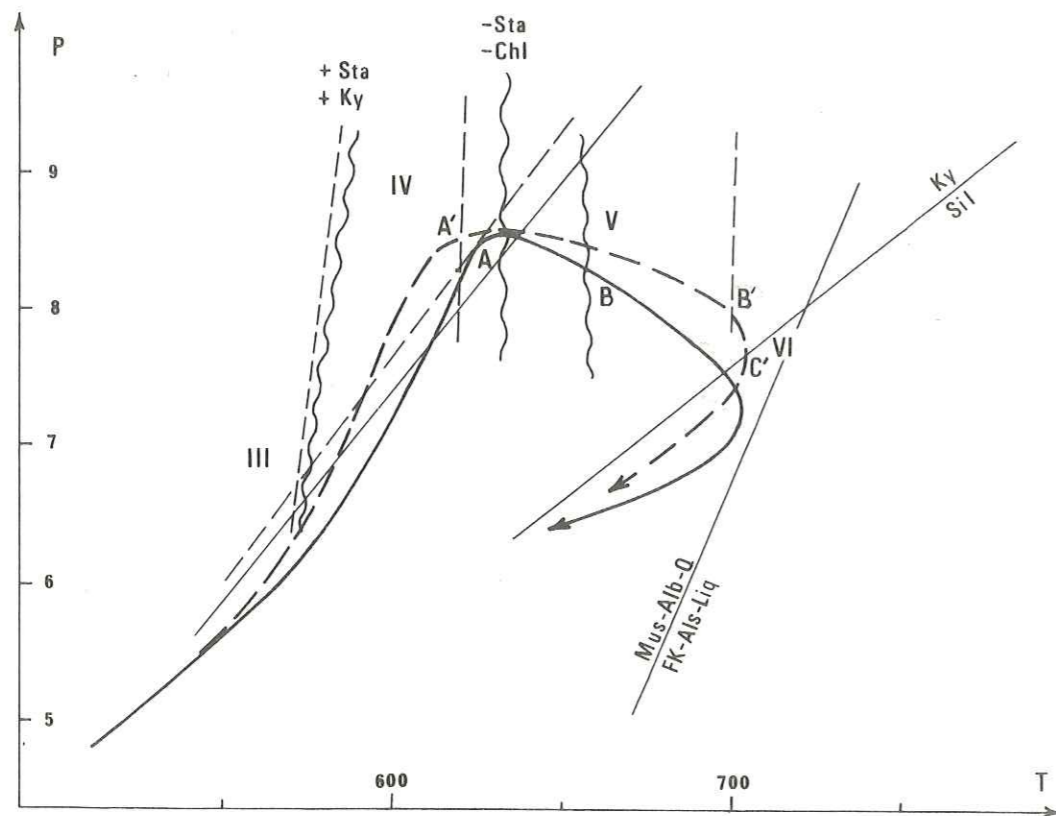


Figure 83. Diagramme semi-schématique de l'évolution P-T dans la zone du Chevauchement Central. En trait plein : trajet P-T pour $X_{H_2O} = 1$; en trait discontinu : allure du trajet P-T pour $X_{H_2O} < 1$ (de l'ordre de 0.8) à proximité du M.C.T.

2. CONDITIONS P-T LORS DE LA FORMATION DES LOUPES

Dans la mesure où les loupes d'exsudations se sont formées semble-t-il à une température proche de celle de leur encaissant au moment du maximum thermique, on peut envisager d'utiliser la densité de leurs fluides comme relation $P = f(T)$ lors du métamorphisme.

En pratique, la connaissance d'une telle relations sera surtout utile comme géobaromètre : en effet, les équilibres minéralogiques de l'encaissant, qui dépendent plus de la température que de la pression, permettent une bien meilleure estimation des températures que des pressions.

Cependant, la transposition des résultats acquis sur les loupes pegmatitiques à l'encaissant ne peut se faire que si les deux hypothèses discutées ci-dessous sont vérifiées :

- Synchronisme de la loupe et de l'encaissant : les loupes sont tardives dans l'histoire

tectonométamorphique ; elles sont contemporaines de la fin des recristallisations progressives, mais postérieures à l'épisode de déformation la plus intense, et ne se sont donc sans doute pas formées lorsque P avait sa valeur maximale.

- Au moment de la formation de la loupe : $P_f \text{ encaissant} = P_f \text{ loupe}$.
Il s'agit ici d'une restriction importante : en effet, la loupe, par sa présence même, traduit une anomalie à cet endroit dans la répartition des pressions fluides. Le décollement de plans de schistosité est un phénomène de rupture (ouverture d'une discontinuité de la roche) : immédiatement avant cette rupture, P_f a pu atteindre ou dépasser σ_1 dans la roche ; mais dès la rupture, il y a eu dans la fente ainsi ouverte une pression beaucoup plus faible, au plus égale à σ_3 . C'est cette pression qu'enregistre le quartz des loupes.

Ainsi les paragenèses de l'encaissant peuvent indiquer la température réelle à laquelle se sont formées les loupes pegmatitiques ; mais la combinaison de cette température avec la densité du fluide dans ces loupes ne donnera au mieux qu'une valeur minimum, inférieure à P_s , de la pression réelle des fluides lors des réactions métamorphiques dans l'encaissant.

On trouvera ci-dessous quelques valeurs des pressions déduites de la densité de la phase fluide dans les inclusions primaires et d'estimations raisonnables de la température réelle. Ces valeurs n'ont été calculées que pour les familles d'inclusions très pauvres en CO_2 , les seules dont on puisse construire les isochores.

Les températures ont été extrapolées à partir des températures moyennes suivantes :

- apparition de la biotite (limite des zones I et II) : env. 450°C
- apparition du grenat (limite des zones II et III) : env. 500°C
- apparitions de la staurotite ou du disthène (limite des zones III-IV ou III-V) : 580°C
- température à la base de la Dalle du Tibet :
 - environ 600°C en Modi Khola
 - environ 630°C en Burhi Gandaki
- température au sommet de la Formation I : env. 700°C.

- Dans les quartzites (éch. 500)

Rappelons que dans cet échantillon, il y a deux familles d'inclusions. Les unes (inclusions 2, $T_h = \text{env. } 235\text{-}240^\circ\text{C}$), dans la partie des cristaux "remobilisée" dans la croissance exagérée, correspondent à la persistance du phénomène thermique après l'étape de déformation maximale. Les autres (inclusions 1, $T_h = 250 \text{ à } 370^\circ\text{C}$), situées contre les

muscovites qui marquent les anciens joints de grain de la mosaïque, se sont peut-être formées plus tôt, et à pression égale ou supérieure.

La température réelle peut être estimée à 620°C (d'après la paragenèse des schistes pélitiques avoisinants).

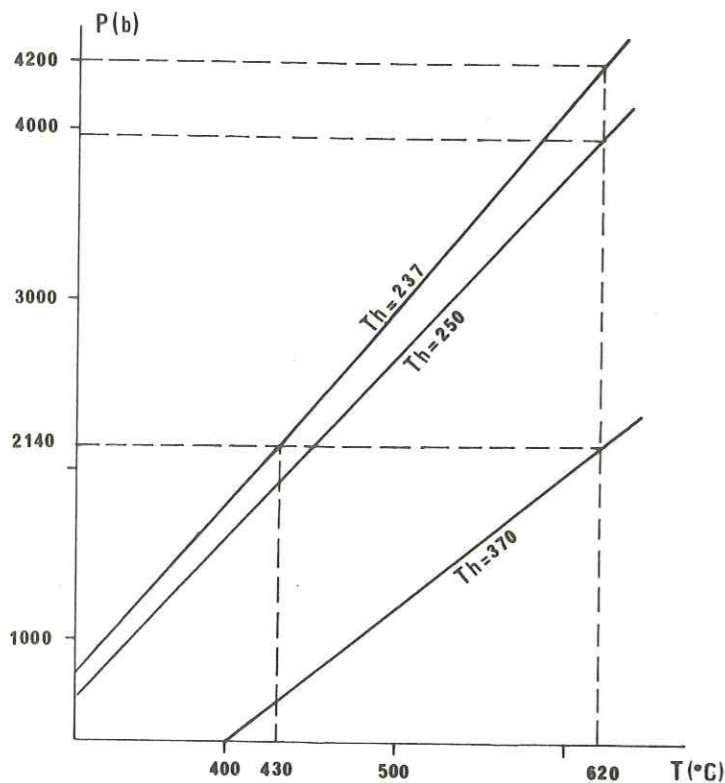


Figure 84. Isochores correspondant aux températures d'homogénéisation mesurées dans l'échantillon de quartzite 500 (position des isochores pour une saumure à 10 % NaCl).

On peut donc retenir pour cet épisode tardi-déformation la valeur : P voisin de 4.2 kb.

Les valeurs relativement élevées et très étalées des th dans les inclusions de type 1 seraient liées à leur position particulière : leur volume a pu augmenter assez facilement et irrégulièrement (ouverture du joint quartz-muscovite) quand le rapport $P_{interne} / P_{externe}$ s'est élevé, lors du refroidissement du système.

- Pression dans les loupes, au moment de leur formation

Ces pressions, déduites des densités dans les inclusions primaires essentiellement aqueuses, sont indiquées dans le tableau ci-après :

La figure 84 montre que si $T_1 = T_2 = 620^\circ\text{C}$, on doit avoir : $P_1 = 2.1$ à 4 kb, et $P_2 = 4.2$ kb.

$P_2 > P_1$ est une hypothèse improbable ; on peut alors envisager que $P_2 \leq P_1 = 2.1$ kb (valeur de la pression correspondant aux températures d'homogénéisation les plus élevées mesurées dans les inclusions 1) ; la température T_2 , déduite de Th_2 , devrait être alors inférieure ou égale à 440°C .

En réalité, la valeur de la pression P_1 ainsi estimée est très inférieure à la valeur minimale de la pression dans cette zone, déduite des équilibres minéraux (7 à 9 kb) ; les inclusions 1, comme les inclusions 2, ne reflètent donc pas la pression au moment de la déformation la plus intense, mais la pression au moment de l'exagération de la taille des grains.

E c h .		Zone métam.	% éq. NaCl	Th	T.réelle	P (kb)
Kholā	A61	I/II	8	194	450	3.05
	A46	II	9	221	470	2.85
	A2	II/III	14	264	500	2.50
Modi	B18	III	8	267	520	2.65
	B11	sommet III	**	265*	570	3.20
	B1	M.C.T.	40	340-430	600	
	A22	plus haut que VI	**	260	650	4.50
Darondj Kholā Burhi Gandaki	A184	II/III	(6)	293*	500	2.20
	411	I	5	219	400	2.18
	455	III	7	224	520	3.50
	503	IV	6	248	620	4.30
	177	base III	6	249	510	3.00
	273	VI	35	228-354	710	

* Résultat peu sûr : nombre de mesures de Th peu élevé ;

** - Idem - : inclusions à saumure saturée en CaCl_2 (on a supposé que la correction de salinité était la même que pour 20 % NaCl).

TABLEAU : Pf dans les loupes d'exsudation pegmatitiques (déduites de la température réelle estimée et de la position des isochores correspondant aux Th mesurées).

Si l'on considère les relations entre la pression en un point et la position de ce point : niveau dans la série et éloignement du M.C.T., on constate une double évolution, surtout nette en Modi Kholā, où les données sont échelonnées le long d'une même coupe (Fig. 85) :

- Dans la partie Sud de la coupe (éch. A61, A46, A2), la pression décroît "normalement" quand on monte dans la série.

- Plus au Nord, plus haut dans la série, mais aussi plus près de la base de la Dalle du Tibet (éch. B18, B11), la pression semble au contraire croître ; dans la Dalle du Tibet, les seules données de l'échantillon A22 (assez imprécises de plus) ne permettent pas de se faire une idée de l'évolution de la pression ; la valeur élevée trouvée (4.5 kb) est cependant compatible avec la grande épaisseur des Séries Sédimentaires Tibétaines susjacentes.

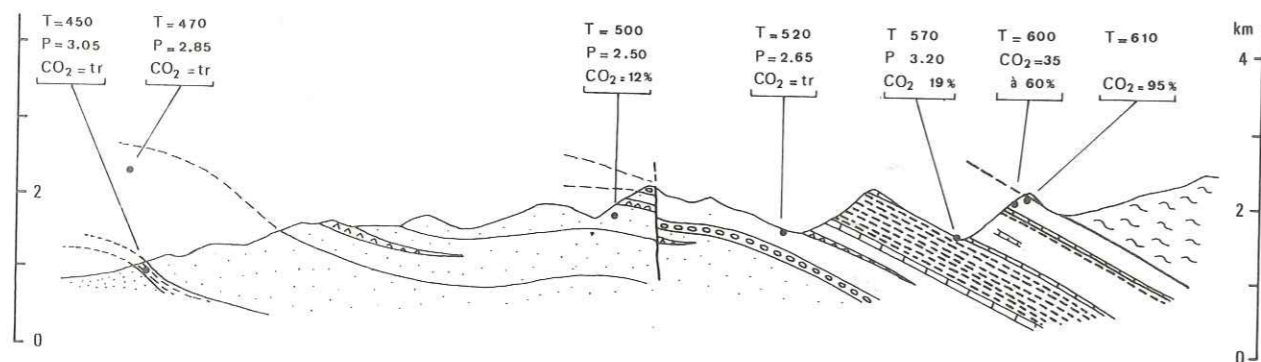


Figure 85. Coupe de la Modi Khola : évolution des teneurs en CO₂ et des pressions fluides dans les loupes d'exsudations syn- à tardi-métamorphiques (pressions déduites des températures réelles et des températures d'homogénéisation mesurées sur les inclusions aqueuses primaires).
Moyen Pays Inférieur : quartzites de Birethanti (pointillé serré), schistes basaux -volcanites basiques-, grésos-schistes de Kunchha (pointillé lâche), amphibolites et gneiss ocellés d'Ulleri. Moyen Pays Supérieur : ont été individualisés les schistes graphiteux (tireté épais) et les niveaux dolomitiques.

Un certain nombre de réserves ont été faites plus haut sur la signification des pressions fluides dans les loupes comme marqueurs de la pression solide dans l'encaissant (P_f loupe sans doute inférieur ou égal à σ_3 encaissant). Cependant, on peut admettre à titre d'hypothèse que, en première approximation, $P_f = \sigma_3 = \sigma_m$ (la seconde partie de cette égalité se justifie dans une certaine mesure par la position tardi-déformation des loupes : on peut penser qu'au moment où elles se sont formées, le déviateur de l'état de contrainte était assez faible).

Si l'on assimile alors les pressions trouvées plus haut à la surcharge lithostatique $P_s = \sigma_m$, la double évolution notée plus haut se traduit ainsi :

- Dans la première partie de la coupe, la diminution de pression refléterait la diminution de l'épaisseur de couverture normale au-dessus du point considéré, les échantillons étant situés de plus en plus haut stratigraphiquement dans les Formations du Moyen Pays Népalais.

- Dans la seconde partie de la coupe, l'augmentation de la pression serait due à la surcharge créée par le chevauchement de la Dalle du Tibet (la zone où l'évolution s'inverse marquant alors la limite Sud de l'avancée de la Dalle du Tibet sur le Moyen Pays au moment de la formation des loupes pegmatitiques).

Cependant, un tel modèle, sans doute beaucoup trop simpliste, n'est pas applicable directement, comme le montrent par exemple les points ci-dessus :

Entre les échantillons A46 et A2, la variation d'épaisseur de recouvrement jusqu'au sommet des Formations du Moyen Pays (en tenant compte des variations latérales d'épaisseur) est d'environ 3 000 m. Pour une densité moyenne $d = 2.7$, la différence de pression $\Delta P = d\Delta h$ devrait être de 800 bars, alors qu'elle n'est que de 350 bars.

La pression donnée par l'échantillon B1, proche de la base de la Dalle du Tibet, devrait être supérieure ou au moins du même ordre de grandeur que celle donnée par l'échantillon A22 (4.5 kb), beaucoup plus haut dans la Dalle du Tibet.

Ces anomalies semblent difficile à expliquer sans tenir compte du phénomène d'érosion, un facteur géodynamique sans doute déjà important au moment du fonctionnement du M.C.T. : la tranche érodée étant d'autant moins forte qu'on considère un point plus en arrière (c'est-à-dire au Nord) dans la chaîne (érosion régressive du versant Sud), la diminution de charge lithostatique par érosion doit être plus faible pour les points situés au Nord de la coupe que pour les points situés au Sud.

Par exemple, la différence de pression de 350 bars notée entre les points A46 et A2 (au lieu des 800 bars prévus) signifierait que, au moment de la formation des loupes, l'érosion avait dégagé 1 600 m de couverture de plus au niveau de A46 qu'au niveau de A2, situé près de 10 km plus au Nord (en admettant que les loupes soient parfaitement synchrones).

TROISIEME PARTIE

LA DEFORMATION DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL

LA DEFORMATION DANS LA ZONE DU CHEVAUCHEMENT CENTRAL

Après la collision, probablement à la limite Eocène - Oligocène (il y a environ 40 m.a.) des continents Indiens et Eurasiatiques, le mouvement relatif des deux plaques, très rapide jusque là (jusqu'à 18 cm/an), s'est ralenti, mais ne s'est pas arrêté (vitesse moyenne pendant cette dernière période : environ 4.5 cm/an, d'après LE PICHON, 1968). On peut estimer à environ 1 500 km le raccourcissement qui a ainsi dû être absorbé par déformation de lithosphère continentale entre l'Oligocène et aujourd'hui.

Cette déformation s'est faite de manière dissymétrique de part et d'autre de la zone de collision, marquée aujourd'hui par la suture Indus-Tsangpo (GANSSEY, 1964, 1977).

- Une grande partie de la convergence (plus de 1 000 km ?) a été absorbée de manière assez diffuse dans la plaque Eurasiatique, par son épaissement et par le jeu de grands décrochements verticaux, qui se suivent jusque dans le Tien-Shan et dans l'Altai, 1 500 km au Nord de la suture (MOLNAR et TAPPONNIER, 1975, TAPPONNIER, 1978),

- Le reste du raccourcissement (300 à 500 km ?) a été absorbé à la marge Nord du continent indien, avec formation de la chaîne himalayenne proprement dite. La déformation se traduit alors par des plis de superstructure qui accompagnent de grands cisaillements intracrustaux faiblement pentés Nord, se déplaçant dans le temps du Nord vers le Sud (MATTAUER, 1974, LE FORT, 1975), sans doute en réponse aux modifications concomitantes des propriétés de la croûte.

Dans les chapitres qui suivent, on essayera de caractériser les modalités de cette déformation en Himalaya du Népal au niveau du Chevauchement Central, telles qu'on peut les étudier sur le terrain (de l'échelle des grandes structures, visibles dans le paysage, à l'échelle des petites structures, reconnues à l'affleurement), ou en laboratoire (échelle des microstructures).

Remarque : Texture, structure;

Pour éviter l'ambiguïté qui résulte des sens opposés donnés aux termes "texture" et "structure" d'une langue à l'autre, ou même d'un auteur à l'autre, j'ai préféré utiliser ici l'expression de "petite structure" pour la disposition tectonique étudiée à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon (la schistosité, par exemple), en réservant le terme "microstructure" aux structures visibles uniquement à l'échelle de la lame-mince :

Le mot microstructure a alors un sens voisin de celui donné en général en français à "texture", mais plus large, puisqu'il recouvre, outre les relations de forme entre les minéraux, les relations entre orientations de réseaux de ces minéraux (la "fabrique" de la roche).

Il n'y a d'ailleurs guère de raison de réserver, comme cela est souvent sous-entendu, l'expression "analyse structurale" à la seule étude des petites structures, une telle analyse des structures pouvant bien sûr se faire à toutes les échelles, de celle du continent à celle de la dislocation dans le réseau du minéral.

CHAPITRE I

DES GRANDES STRUCTURES AUX PETITES STRUCTURES

/ A. GEOMETRIE ACTUELLE /

Les coupes de la figure 86 montrent la structure actuelle de l'Himalaya, telle qu'on peut l'observer sur une transversale au Népal Central :

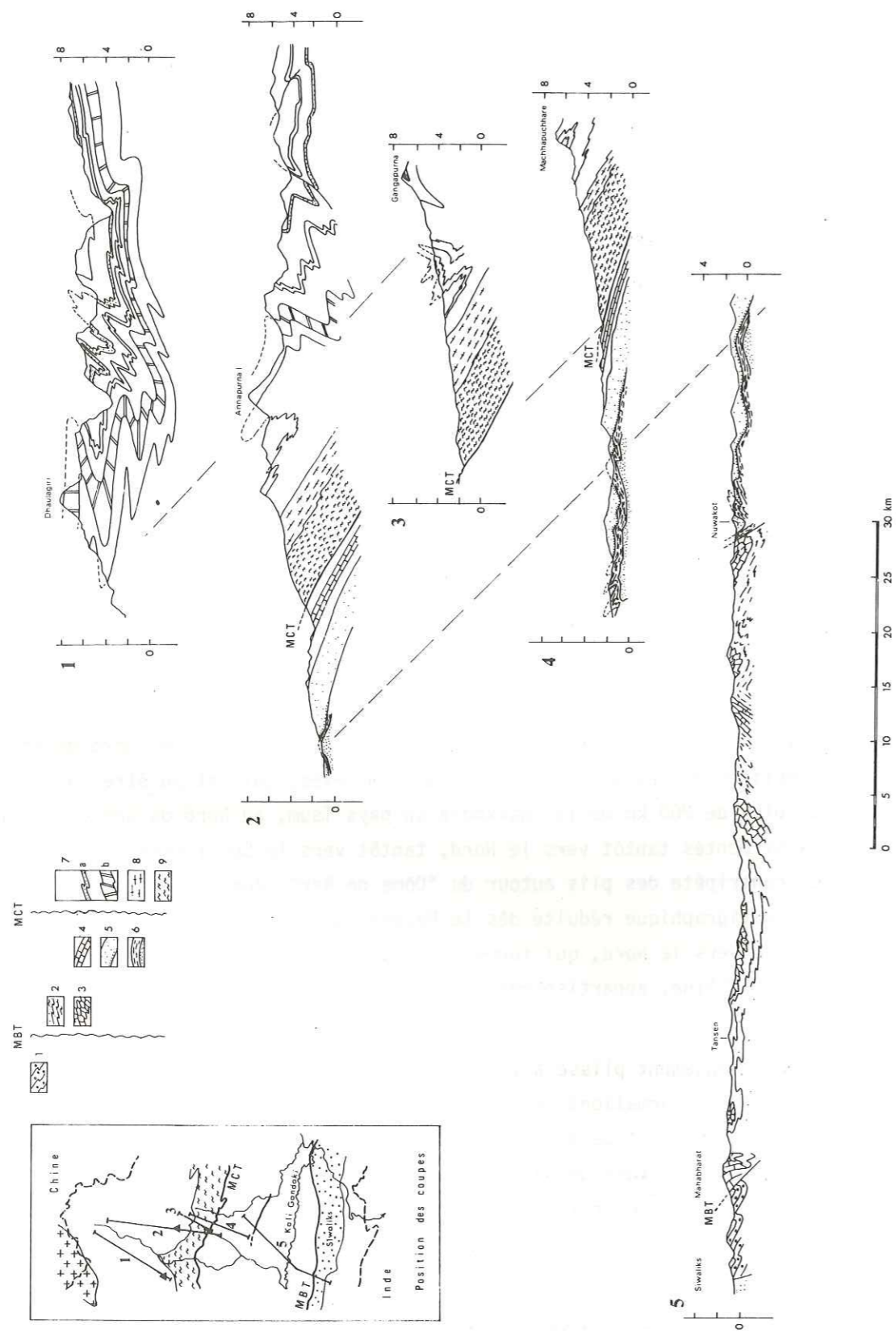
coupe 1 par COLCHEN - LE FORT, in LE FORT, 1975,
coupe 2 par COLCHEN - LE FORT - PECHER, in LE FORT, 1975,
coupe 4 , PECHER, 1977,
coupe 5, MASCLE, inédit.

Sur ces coupes, on voit se dessiner, du Nord vers le Sud, plusieurs domaines tectoniques :

(1) Les Formations Sédimentaires Tibétaines, qui affleurent surtout au Nord de la Haute Chaîne, sont repliées en grands plis isoclinaux complexes, qui ont pu être suivis longitudinalement sur plus de 200 km de la Thakkhola au pays Tsum, au Nord du Ganesh Himal ; leurs plans axiaux sont pentés tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud (coupe 1 et 2) : on note la disposition centripète des plis autour du "Dôme de Nar", zone paléogéographique particulière à série stratigraphique réduite dès le Paléozoïque (COLCHEN, 1975) ; les plis des Nilgiris, déversés vers le Nord, qui forment dans les Dhaulagiris et les Annapurnas l'ossature de la Haute Chaîne, appartiennent à ce dispositif.

(2) A ce domaine intensément plissé à toutes échelles succède dans la Dalle du Tibet et dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays Népalais un dispositif monoclinale très simple, assez irrégulièrement penté vers le Nord (de 0 à 60°, cf. coupes A à E, p.247). On peut désigner cette zone située de part et d'autre de la limite Dalle du Tibet - Moyen Pays Népalais (le Chevauchement Central, ou M.C.T.) : "zone du Chevauchement Central".

(3) Les Formations du Moyen Pays dessinent ensuite un vaste anticlinorium, simple (cf. coupes p.247) ou formé d'une succession de plis dissymétriques à flancs courts tournés vers le Sud (coupe E): déjà reconnu par BORDET, 1961, c'est l'anticlinal du Moyen Pays (anticli-



norium Kunchha - Gurkha de OHTA et Al., in HASHIMOTO et Al., 1973), qui se termine presque toujours au Sud par une flexure accusée. Au niveau des Annapurnas, celle-ci est reprise dans un système important de failles E subverticales parallèles à sa direction (faille de Nuwakot - Bulii, OHTA et Al., 1973), et compliquée localement de plis déversés vers le Nord, par exemple dans la région de Nuwakot (coupe 5) ; plus à l'Ouest, entre l'Andhi Kholā et la Modi Kholā, cette flexure évolue en un système de plis couchés vers le Sud, d'abord peu importants, puis hectométriques (cf. Fig. p. , et coupe 4).

(4) Entre la flexure et le Grand Chevauchement Bordier (Main Boundary Thrust, ou M.B.T.), la couverture Sud du Moyen Pays montre de nouveau une géométrie plissée complexe : il s'agit de grands plis couchés, écaillés et plusieurs fois replissés, se terminant par une synforme dans la chaîne du Mahabharat (MASCLE, 1976).

(5) La bordure Sud du Mahabharat est tronçonnée par le M.B.T., qui à l'affleurement est une zone de faille inverse fortement pentée Nord plutôt qu'un vrai chevauchement (on parle d'ailleurs souvent de la "Main Boundary Fault") ; lui succèdent vers le Sud les plis simples qui affectent les sédiments Mio-Pliocènes de la chaîne des Siwaliks, dernier relief vers le Sud avant la plaine alluviale du Ganges.

Ces différentes structures mégascopiques résultent de plusieurs étapes tectoniques, toute d'âge Tertiaire, dont les effets majeurs se relaient dans le temps du Nord vers le Sud :

- Dans les Séries Sédimentaires Tibétaines, on voit surtout les effets de la déformation la plus ancienne, D1, et de la seconde déformation, D2, moins importante sauf au Sud de ce domaine, au niveau de la Haute Chaîne.
- Dans la zone du Chevauchement Central, la structure monoclinale est essentiellement due à la déformation 2.
- Plus au Sud dans les Formations du Moyen Pays, la déformation 2 est toujours importante, mais l'architecture générale actuelle est guidée surtout par des déformations plus récentes, D3 et D4 (MASCLE, 1976).
- Enfin, la déformation dans les Siwaliks semble monophasée et très tardive (D5 ?).

Dans les pages qui suivent, il sera donc surtout question de la déformation D2, déformation majeure dans la zone du M.C.T.

Figure 86. Géométrie actuelle de l'Himalaya au niveau des Annapurnas (coupes 1 et 2 : LE FORT, 1975, coupe 5 : G. MASCLE, inédit). A - Molasse tertiaire des Siwaliks. B - Formations du Moyen Pays : 2) et 3) = couverture Sud, partie supérieure (dont le tertiaire de Tansen) et calcaires ou dolomies de la partie inférieure ; 4) = couverture Nord du Moyen Pays ; 5) = Formation Inférieure ; 6) = Schistes et quartzites basaux. C - Domaine Tibétain : 7) = Séries Sédimentaires (a : Permien, b : calcaires des Nilgiris, Ordovicien) ; 8) = Dalle du Tibet, Formations II et III ; 9) = Formation I.

1. LA TRANSITION D1 - D2 DANS LES SERIES SEDIMENTAIRES TIBETAINES

Dans les Sériés Sédimentaires Tibétaines, on note la succession de quatre phases tectoniques (COLCHEN, 1975) : D1 et D2, post-Eocène moyen et ante-Miocène supérieur ; D3, ante-Mio-Pliocène (les formations du fossé de la Thakkhola, d'âge Mio-Pliocène, ne sont pas affectées par cette phase - COLCHEN, 1975 -) et D4, Mio-Pliocène à Plio-Pléistocène.

Les plis de grande amplitude, qui guident l'architecture du paysage, sont des plis P1. Ils sont accompagnés d'une schistosité de flux S1.

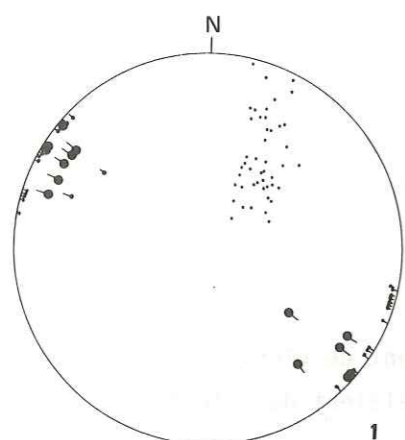


Figure 87. Surfaces de stratification S₀, plis P1 et lignes S₁, S₂ dans l'unité des Annapurnas. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur (d'après COLCHEN, 1975, p. 108).

La déformation 3 se manifeste épisodiquement par des plis en chevrons et une schistosité de fracture, reprenant S1 et S2. Les plis P1, P2 et P3 sont à peu près homoaxiaux, leurs axes dessinant un éventail serré ESE-WNW à ENE-WSW. Les structures de phase 4 ont par contre une orientation très différente entre N20 et N25°, et correspondent le plus souvent à des failles verticales, telles que celles qui limitent à l'Ouest le graben de la Thakkhola (données extraites de COLCHEN, 1975).

Vers le Sud du Domaine Tibétain, au niveau de la Haute Chaîne, les plis P1 sont progressivement remplacés comme éléments majeurs de l'architecture du paysage par les structures D2 : plis 2, de toutes tailles (mm-hm), déversés vers le Sud, et schistosité 2, de plus en plus pénétrative quand on s'approche de la Dalle du Tibet.

J'ai pu observer de manière particulièrement nette les modalités de ce passage en rive droite de la vallée du Gangapurna, en haute Modi Khola :

Ces plis P1 sont parfois déformés par des plis en chevrons P2, associés à une schistosité de crénulation S2 ; ils sont irrégulièrement présents, abondants surtout dans les déformations paléozoïques de la base de l'édifice structural.

La déformation 3 se manifeste épisodiquement par des plis en chevrons et une schistosité de fracture, reprenant S1 et S2. Les plis P1, P2 et P3 sont à peu près homoaxiaux, leurs axes dessinant un éventail serré ESE-WNW à ENE-WSW. Les structures de phase 4 ont par contre une orientation très différente entre N20 et N25°, et correspondent le plus souvent à des failles verticales, telles que celles qui limitent à l'Ouest le graben de la Thakkhola (données extraites de COLCHEN, 1975).

Les Sériés Sédimentaires Tibétaines appartiennent ici à l'unité structurale des Annapurnas, définie par COLCHEN (1975) au flanc Sud du Dôme de Nar ; elle est caractérisée par des plis 1 déversés vers le Nord, d'axes N100 à N140°, associés à une schistosité de flux fortement pentée vers le Sud, déterminant une linéation d'intersection S1-S₀ aussi N100° à N140° (stéréogramme 1, Fig. 87, d'après COLCHEN, 1975).

Au fond du glacier du Gangapurna, les calcaires jaunes des formations supérieures de P1 et les calcaires bicolores des Nilgiris (Cambro-Ordovicien) affleurent en gigantesques dalles monolithiques, fortement pentées Sud, qui forment le versant Sud des sommets du Gangapurna et de l'Annapurna III. La stratification, N125°, S80° à N110°, S55° (série renversée) est recoupée par la schistosité 1, souvent peu visible, orientée N100°, S30° : il s'agit du flanc Sud, inverse, d'un synclinal serré, déversé vers le Nord qui prolonge au Sud le grand pli anticlinal des Nilgiris (coupes 2 et 3, Fig 86).

Vers l'aval (vers le Sud), le synclinal précédent est suivi, dans les grès gris de P1, de plusieurs plis serrés de phase 1, à plans axiaux fortement pentés Sud à subverticaux : il s'agit de la zone "verticalisée", qui coupe tout le haut cirque de la Modi Khola, du Fang à la crête Annapurna III - Machhapuchhare, puis se poursuit dans les grands piliers de la face Ouest de l'Annapurna IV, en rive gauche de la haute Seti Khola.

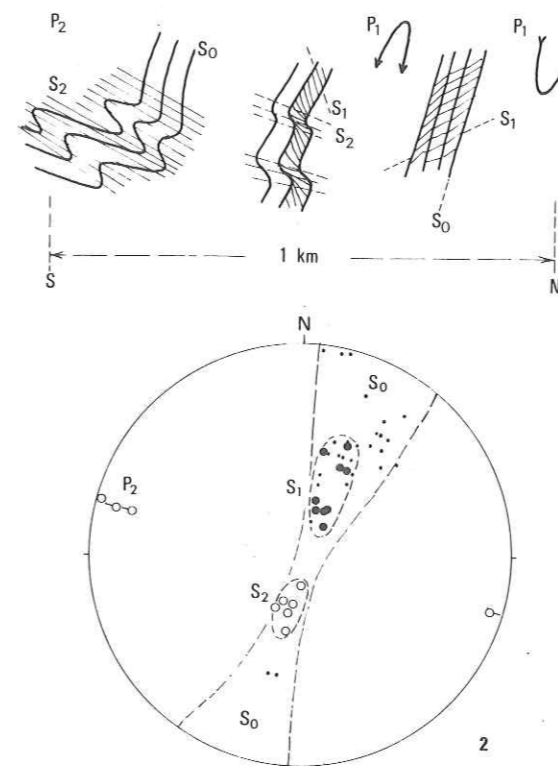


Figure 88. Rive droite de la vallée du Gangapurna, reprise de D₁ et D₂. Stéréogramme 2 : plans S₀, S₁ et S₂, et axes des plis P₂. (Canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

Ces plis (S₀ et S₁) sont repris par des petits plis en genou P2, d'axes N105°, associés à une schistosité de plan axial S2 très faiblement pentée Nord (N90°, N15°), très frustrée mais recoupant nettement S1, qui tourne en même temps que S₀ dans les plis en genou (Fig. 88).

En continuant vers le Sud, la taille de ces plis 2 augmente ; elle est déjà hectométrique environ 1.5 km au Sud du début de la coupe, au niveau de la

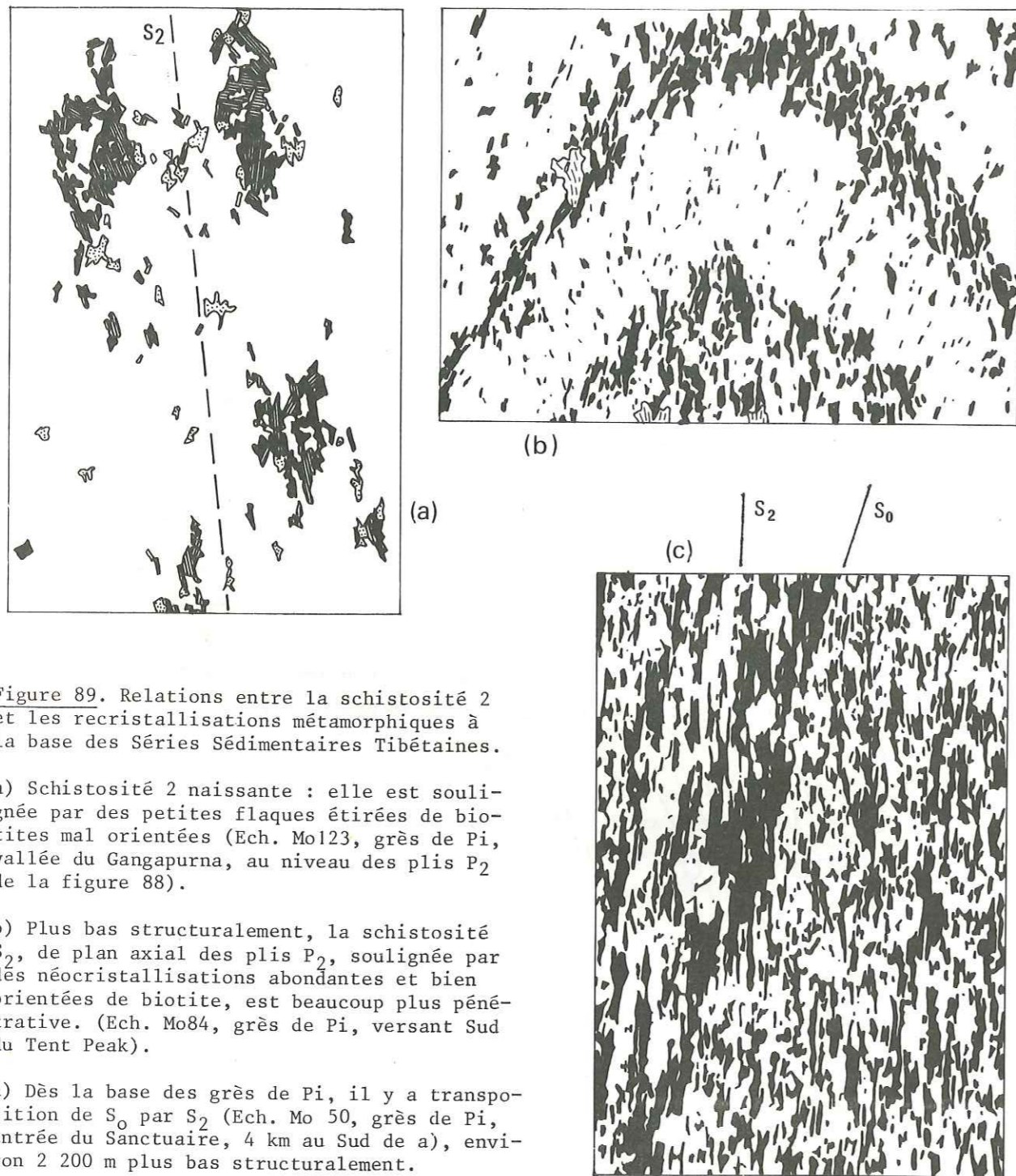


Figure 89. Relations entre la schistosité 2 et les recristallisations métamorphiques à la base des Séries Sédimentaires Tibétaines.

a) Schistosité 2 naissante : elle est soulignée par des petites flaques étirées de biotites mal orientées (Ech. Mo123, grès de Pi, vallée du Gangapurna, au niveau des plis P₂ de la figure 88).

b) Plus bas structuralement, la schistosité S₂, de plan axial des plis P₂, soulignée par des néocrystallisations abondantes et bien orientées de biotite, est beaucoup plus pénétrative. (Ech. Mo84, grès de Pi, versant Sud du Tent Peak).

c) Dès la base des grès de Pi, il y a transposition de S₀ par S₂ (Ech. Mo 50, grès de Pi, entrée du Sanctuaire, 4 km au Sud de a), environ 2 200 m plus bas structuralement.

structure synclinale de phase 2 qui passe au Sud du Fang, au Tent Peak et au Gabel Horn. En même temps la schistosité 2 est devenue plus pénétrative et plus raide (environ N45°) ; elle est en outre maintenant soulignée par des recristallisations métamorphiques, ici des petites flaques polycristallines de biotite (Fig. 89).

Enfin, au niveau du confluent des vallées du Gangapurna et du glacier de l'Annapurna I (sortie du "Sanctuaire"), encore environ 1.5 km plus au Sud, la schistosité S₂ est devenue le repère tectono-métamorphique principal, et masque dorénavant le plus souvent les structures de phase 1. Elle accompagne ici des plis P₂ hectométriques, déversés vers le Sud, bien visibles dans le paysage : ce sont les grands synclinaux, au coeur souligné par les calcaires clairs de Pi supérieur, de l'Annapurna Sud ou de la face Ouest du Machhapuchhare (coupes 2 et 4, p.224).

2. LES MARQUEURS DE LA DEFORMATION 2

a. La schistosité S₂

- Des Séries Sédimentaires Tibétaines à la Dalle du Tibet

La base du Domaine Sédimentaire Tibétain est donc marquée par de grands plis isoclinaux déversés vers le Sud ; plus bas, en même temps que croît le métamorphisme, ces structures disparaissent, rapidement mais progressivement, par :

- aplatissement de plus en plus fort des plis, dont on ne reconnaît bientôt plus que çà et là quelques charnières isolées de petite taille ;

- transposition de S₀ par la schistosité S₂, maintenant une schistosité métamorphique, qui se substitue à la stratification comme élément majeur de l'architecture du paysage.

C'est donc la schistosité S₂, régulièrement pentée Nord, qui donne aux termes métamorphiques inférieurs leur allure en dalle, la Dalle du Tibet.

On note ainsi, à la base des Séries Sédimentaires Tibétaines (ici au niveau des grès de Pi) une évolution structurale rapide, qui fait passer en 2 ou 3 km des plis de la superstructure sédimentaire à la foliation monoclinale de l'infrastructure métamorphique. Mais, ainsi que l'ont déjà souligné BORDET et Al. (1975), il s'agit d'une évolution continue, tant du point de vue structural que métamorphique, qui ne permet pas d'envisager, comme l'ont fait FUCHS (1967) ou HASHIMOTO et Al. (1973), la présence d'un ensemble allochtone sur un substratum métamorphique indépendant (absence de la dichotomie classique socle-couverture).

- De la Dalle du Tibet aux Formations du Moyen Pays

Ainsi que je l'ai déjà souligné, il n'est pas possible, même lorsqu'on dispose de coupes continues, de fixer de manière précise la limite inférieure de la Dalle du Tibet ; il y a en effet passage tout à fait progressif des gneiss et micaschistes à disthène de la

Formation I aux micaschistes et quartzites sommitaux des Formations du Moyen Pays.

Cette continuité lithologique apparente est surtout due à la persistance de la schistosité principale de la Dalle du Tibet dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays : de même qu'il n'existe aucun hiatus dans la distribution des zones métamorphiques à la limite Dalle du Tibet - Moyen Pays, on ne peut mettre en évidence non plus aucune discontinuité tectonique. La schistosité principale des Formations du Moyen Pays, parallèle à la schistosité cristallophyllienne de la Dalle du Tibet, soulignée par des recristallisations du même métamorphisme, est encore la schistosité 2 ; les Formations du Moyen Pays ont donc acquis leur architecture structurale majeure au cours de la déformation 2, syn-métamorphique.

La schistosité 2 est particulièrement bien exprimée sur le flanc Nord de l'anticlinal de Kunchha - Gorkha, dans les Formations Supérieures du Moyen Pays (schistosité métamorphique) ; elle est ici à peu près parallèle aux limites lithologiques telles qu'on peut les déterminer cartographiquement. Très régulièrement pentée Nord (stéréogrammes 7 à 11, Fig. 94), c'est elle qui, ici comme dans la Dalle du Tibet, est en grande partie à l'origine du relief en grandes dalles monoclinales.

Plus bas dans la série, dans les grès et schistes de Kunchha peu métamorphiques, où toutes les figures sédimentaires encore reconnaissables (stratifications entre-croisées, classements granulométriques dans les ripple-marks) montrent que la série est en position normale, S2 est souvent légèrement plus pentée vers le Nord que la stratification So : les relations S2-So sont analogues à celles qui se verraient sur le flanc normal d'un énorme anticlinal couché vers le Sud.

Au Sud du Moyen Pays, dans les séries de couverture du flanc Sud de l'anticlinal de Pokhra - Gurkha, S2 existe toujours (schistosité régionale, de flux, MASCLE, 1976) ; mais très proche de la stratification So, et reprise par la déformation 3, ici bien marquée (cf. § C, p.246), elle est souvent difficile à reconnaître.

La schistosité S2 apparaît donc comme l'élément structural prépondérant dans la Dalle du Tibet et dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays, c'est-à-dire dans les terrains métamorphiques situés de part et d'autre du Chevauchement Central. Dans la Dalle du Tibet, on retrouve souvent des traces de la déformation D1 plus ancienne, surtout dans sa partie supérieure la moins laminée (charnières de plis P1 en nodules dans S2). Je n'ai par contre jamais observé de manière nette dans les Formations du Moyen Pays de figures tectoniques antérieures à S2 : la déformation 2 semble être la première déformation importante qui les ait affectés.

On ne peut cependant être absolument sûr que D2 ne masque pas ici aussi une déformation antérieure D1 ; aussi certains auteurs préfèrent-ils parler plutôt dans cette

zone de D1-2 (par exemple, BRUNEL, 1975, MASCLE et PECHER, 1977).⁽¹⁾

b. Les amandes et la schistosité S'2

Dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays et, dans une moindre mesure, dans la Dalle du Tibet, on observe très souvent un découpage de la roche en amandes fusiformes juxtaposées les unes aux autres, donnant à la roche - en particulier aux niveaux schisteux - un aspect cupuleux caractéristique.

La taille de ces amandes va du mm (amandes visibles en lame-mince, cf. Fig. p.) au mètre, chaque amande correspondant dans ce dernier cas au regroupement de plusieurs amandes d'ordre inférieur. Leur aplatissement est variable : peu important loin du M.C.T., il devient plus fort lorsqu'on s'en rapproche ; près du M.C.T., dans la partie sommitale des Formations Supérieures du Moyen Pays, les amandes disparaissent par parallélisation de leurs flancs.

En coupe parallèle à la direction structurale majeure Ouest-Est, ces amandes sont grossièrement symétriques, et ont schématiquement la forme d'un losange aplati. Par contre, en coupe perpendiculaire à la précédente (selon la linéation proche de Sud-Nord), elles sont nettement dissymétriques ; elles s'inscrivent alors à peu près dans un parallélogramme, dont les deux côtés principaux correspondent à la schistosité S2, tandis que les deux autres côtés définissent une nouvelle famille de plans, un peu moins pénétrative que la précédente : S', de même direction que S2, mais plus pentée vers le Nord.

En lame-mince (Fig.113, p.), on s'aperçoit que ces deux familles de plans guident les mêmes recristallisations métamorphiques, et doivent donc être pénécemporaines ; aussi, par analogie avec S2, peut-on parler de S'2 pour la seconde famille de plan qui délimite les amandes.

On voit aussi que S'2 ne recoupe pas S2 : S2, schistosité métamorphique, est définie par les alternances millimétriques des lits phylliteux et des lits plus quartzeux ; S'2 est la direction moyenne de petites discontinuités sigmoïdes élémentaires, également soulignées par des phyllites, qui découpent obliquement les interlits quartzeux, et sont tangents à leurs extrémités aux lits phylliteux S2, avec lesquels elles se confondent alors.

(1) On peut cependant remarquer que la série étant toujours, semble-t-il, en position normale (exception faite de la couverture Sud du Moyen Pays), s'il y a eu une déformation 1, elle ne s'est pas traduite comme dans le Sédimentaire Tibétain par de grands plis isoclinaux ; par ailleurs, on ne dispose d'aucun argument pour dire qu'une éventuelle déformation anté D2 dans le Moyen Pays est effectivement l'équivalent de la déformation D1 de la Haute Chaîne.

On retrouve donc à l'échelle de la foliation métamorphique une disposition analogue à celle décrite par RAMSAY et GRAHAM (1970), caractéristique d'un milieu déformé par cisaillement simple : dans ce cas, il naît une schistosité, d'abord fortement inclinée sur le plan de cisaillement, puis lui devenant progressivement parallèle quand le cisaillement augmente.

La présence de la schistosité oblique S'2 indiquerait donc que dans la déformation synmétamorphique D2, chaque niveau phylliteux a joué le rôle d'une microzone de cisaillement élémentaire, avec glissement sur les plans S2.

Les amandes S2 - S'2 sont les marqueurs d'une déformation où le cisaillement a dû être important (déformation rotationnelle), d'autant plus important que l'on se rapproche de la limite Dalle du Tibet - Formations du Moyen Pays (aplatissement des amandes près du M.C.T.) ; leur dissymétrie peut indiquer le sens du cisaillement : partout où on peut le voir, S'2 est plus pentée vers le Nord que S2, ce qui traduit un mouvement constant d'avancée vers le Sud du niveau supérieur par rapport au niveau inférieur.

c. Les plis P2

Nous avons vu que loin au-dessus du M.C.T., dans la base des Séries Sédimentaires Tibétaines et au sommet de la Dalle du Tibet, les plis 2 de toutes tailles étaient nombreux. Leur direction axiale est parallèle à la direction moyenne de la chaîne : le stéréogramme 3 (Fig. 90), qui regroupe les mesures faites en Haute Modi Khola, dans la

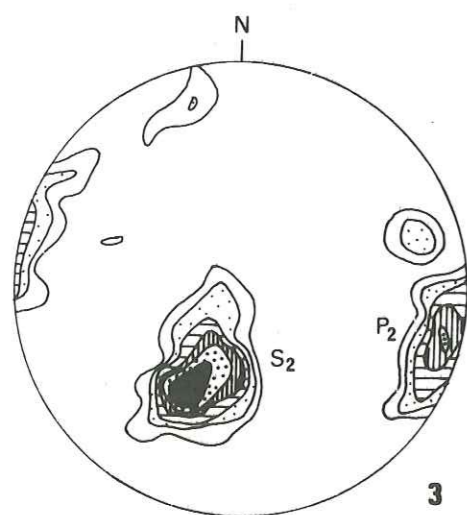


Figure 90. Haute Modi Khola, base des Séries Sédimentaires Tibétaines : 40 P₂ et 52 S₂. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur ; contours 2, 5, 10, 15, 20, 25 %.

base du Sédimentaire Tibétain (zone située 8 à 10 km au-dessus du M.C.T.) montre un maximum net à N100°, E10° ; plus à l'Est, dans la région du Taunja, on retrouve à même distance du M.C.T. des plis de mêmes directions axiales, mais dans les gneiss de la Dalle du Tibet, qui est ici plus épaisse.

Plus bas dans la Dalle du Tibet, près du M.C.T., les plis P2, qui admettent la foliation métamorphique comme schistosité de plan axial, sont de petite taille (au plus quelques mètres d'amplitude), et peu abondants.

En dessous du M.C.T., dans la partie nord des Formations du Moyen Pays, les plis 2 sont rares et toujours de petite taille (quelques cm) ;

seules les quartzites de la région Darondi Khola - Burhi Gandaki montrent des plis plus grands : plis couchés d'amplitude métrique, assymétriques à regard vers le Sud, avec un rapport longueur du flanc court/largeur du pli fort (supérieur à 20).

Dans cette zone proche du M.C.T., on peut distinguer schématiquement deux types de plis :

- Des plis typiquement synschisteux,
- Des plis d'allure plus tardive, repliant la schistosité métamorphique.

Ils sont fréquents dans les niveaux phylliteux, à l'intérieur des amandes ; quand on peut suivre l'axe du pli sur une certaine distance, on s'aperçoit qu'il est très souvent courbe, parfois en fer à cheval, avec la concavité de la courbe dessinée par l'axe tournée vers le Nord.

Dans ce second type de pli, apparemment post-schisteux, la lame-mince montre cependant toujours une continuité minéralogique nette entre le pli (minéraux dessinant sa charnière) et la schistosité métamorphique principale S2, qui contourne la tête du pli à la manière d'un objet anté-schisteux (cf. Fig. 116, p.) ; par ailleurs, la torsion de l'axe du pli ne traduit pas sa reprise dans une déformation postérieure, puisque seul son axe, et non S2, est tordu.

Il ne s'agit donc pas de plis liés à une déformation différente de D2, mais de plis d'entraînement relativement précoces et réorientés, qui soulignent la pérennité du cisaillement pendant tout le métamorphisme 2.

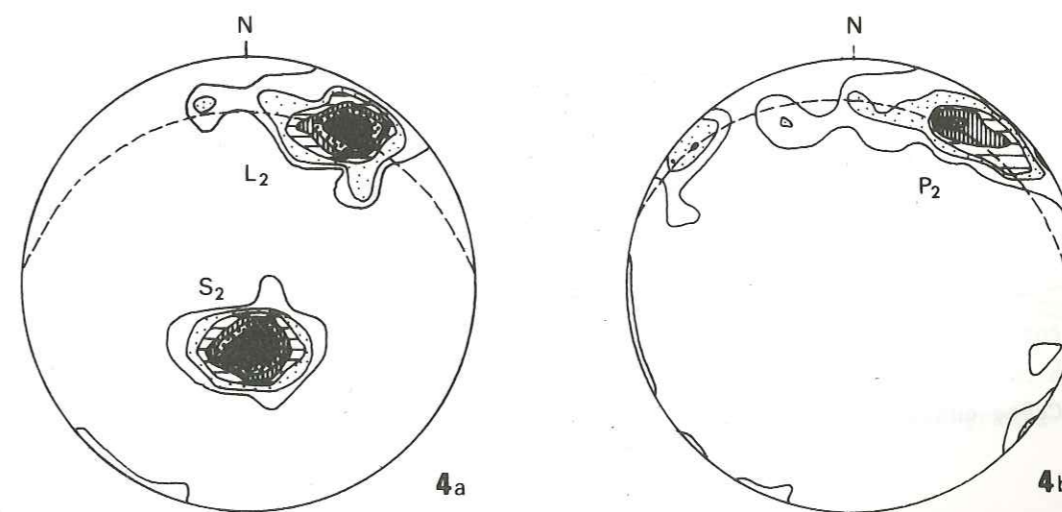


Figure 91. Relations S₂, L₂, P₂. Mesures faites sur un même affleurement, au-dessous de Barpak, en Darondi Khola. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, contours : 2, 5, 10, 15, 20 et 25 % ; L₂ : 33 mes., S₂ : 71 mes., P₂ : 41 mes.

Seuls quelques affleurements sont suffisamment riches en plis P2 pour permettre l'étude de leurs relations avec S2 et L2 ; on voit alors une dispersion des directions axiales dans le plan S2 (stéréogramme 4a et 4b, Fig. 91), due à la torsion des axes de chaque pli. Cette torsion, dans les cas limites atteint 180°, donnant des plis réorientés, dont les axes dessinent un "fer à cheval" plus ou moins complet ; dans leur partie rectiligne, la plus importante, leur direction axiale est parallèle à Lm (ce que traduit les positions identiques des maximums P2 et L2 des deux diagrammes), tandis que dans leur partie frontale, ces deux directions peuvent devenir orthogonales.

Dans la partie sud des Formations du Moyen Pays, loin de la trace cartographique du M.C.T., on retrouve de nouveau des plis P2 de grande amplitude (mesurée selon la trace du plan axial).

Les plus septentrionaux de ces plis sont bien visibles à l'Ouest-Sud-Ouest de Pokhra, dans la haute vallée de l'Andhi Kholā, près du village de Raniswanra : ici les grès-quartzites de la base de l'ensemble grés-pélitique dessinent plusieurs anticlinaux couchés, dans lesquels sont bourrés les schistes talqueux inférieurs (Fig. 92). Sur la crête entre Modhi Kholā et Andhi Kholā, à l'Ouest de Raniswanra, la direction axiale de ces plis est à peu près Est-Ouest ; un kilomètre plus au Nord-Est, elle est devenue méridienne, et la structure est accompagnée de petits plis isoclinaux d'axes N160° à N10°, à regard Est, à léger plongement Sud ou Nord. Cette variation dans la direction axiale des plis est en partie due à leur reprise dans une torsion de grande amplitude N140°, 40°NW ; elle ne suffit cependant pas à l'expliquer complètement : ces plis avaient déjà une forme en feston, rappelant à une autre échelle la forme des petits plis P2 de la zone du M.C.T.

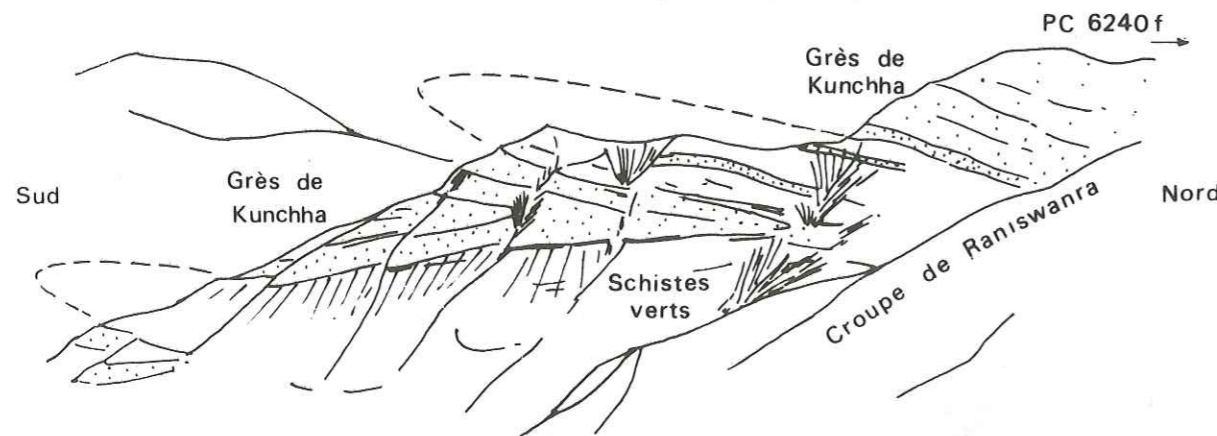


Figure 92. Crête entre la Modi Kholā et l'Andhi Kholā : plis de la région de Raniswanra.

Plus au Sud, ces plis couchés, reconnus par MASCLE (1976), prennent une grande importance ; ils admettent la schistosité régionale S1-2 comme schistosité de plan axial,

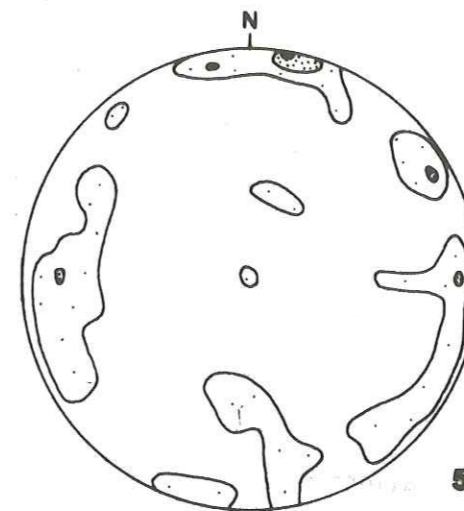


Figure 93. Plis P2 de la Couverture sud du Moyen Pays (d'après MASCLE et PECHER, 1977). Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur ; contours 1, 2.5 et 5 % ; 50 mesures.

et sont responsables du renversement des séries de la couverture Sud du Moyen Pays sur de grandes distances (plus de 10 km). Ils sont associés à des petits plis dont les directions axiales sont assez variables, comme le montre le diagramme 5 (Fig. 93, d'après MASCLE et PECHER, 1977).

On observe donc une symétrie grossière de la géométrie de la déformation de part et d'autre du chevauchement central : à la déformation en grands plis P2 déversés des Séries Sédimentaires Tibétaines, succèdent au Sud, dans la Dalle du Tibet et dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays, une déformation caracté-

risée par la rareté des plis, et l'abondance des structures de cisaillement en "amandes" ; mais encore plus au Sud, on retrouve un dispositif en grands plis couchés.

d. Les lignes L2

Outre les axes des plis, les lignes observées sont de trois types :

- lignes d'intersections $S_0 \wedge S_2$ ou $S_1 \wedge S_2$,
- linéations minéralogiques,
- lignes d'allongement ou d'étirement mécanique.

- Les lignes d'intersection S_0-S_2

Elles sont équivalentes aux axes des plis, et ne s'observent que dans le domaine où les plis P2 sont bien développés : Sédimentaire Tibétain et couverture Sud du Moyen Pays. Leurs directions sont analogues à celles des axes des plis (stéréogramme 1, Fig. 87).

- La linéation minéralogique Lm

Elle est définie à la surface des plans S2 par l'allongement individuel des minéraux tels que le disthène, la sillimanite, les amphiboles, la staurotide, le quartz, les

feldspaths, ou par leur regroupement en trainées très allongées (par exemple, chlorites très finement recristallisées dessinant à la surface des schistes du Moyen Pays inférieur de petites taches elliptiques très étirées), ou encore par l'allongement des ombres de pression devant (côté sud) et surtout derrière (côté nord) certains minéraux tels que le grenat ou le feldspath.

Mal exprimée loin au-dessus du Chevauchement Central, dans les plis P2 de la base du Sédimentaire Tibétain, elle devient un marqueur structural très remarquable dans la base de la Dalle du Tibet et dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays ; elle existe encore, beaucoup moins nette, dans les schistes peu métamorphiques de la couverture sud du Moyen Pays.

Sa direction est extrêmement constante, toujours proche de Nord-Sud ou Nord Est-Sud Ouest, c'est-à-dire à peu près perpendiculaire à l'allongement de la chaîne : cette linéation de direction transverse semble être l'un des traits structuraux les plus caractéristiques de toute la chaîne himalayenne, jalonnant partout la zone de contact entre Haut et Bas Himalaya. Elle a en particulier déjà été décrite -et diversément interprétée- au Cachemire (CALKINS et Al., 1969), en Himalaya du Punjab et du Kumaun (POWELL et CONAGHAN, 1973 ; GHOSE et Al., 1974 ; GAIROLA, 1975 ; THONI, 1977), au Népal (HASHIMOTO, 1973 ; BRUNEL, 1975 ; BRUNEL et ANDRIEUX, 1977), en Himalaya du Sikkim et du Bhutan (MUKHOPADHYAY et GANGOPADHYAY, 1971 ; RAY, 1971 ; LAHIRI et GANGOPADHYAY, 1974), en Himalaya Oriental (THAKUR et JAIN, 1975 ; ACHARYYA, 1976, 1977), cette liste n'étant pas exhaustive.

Les stéréogrammes 4a (p.233), 6 à 11 (Fig. 94) et 14 (p.241) montrent sa direction dans la partie du Népal Central que j'ai parcourue : les positions des maximums de chaque stéréogramme (qui correspondent à plusieurs groupes de mesures échelonnés sur 150km de la chaîne, cf. carte en annexe) restent comprises entre N15° et N30°, les légères variations pouvant être attribuées aux ondulations de grande amplitude ultérieures.

Outre ces faibles variations régionales de la position des maximums, on note pour chaque stéréogramme un étalement des mesures, qui tendent à se disperser dans le plan de schistosité (le long du grand cercle dont le pôle correspond au maximum des S2), dans un secteur dont l'ouverture peut atteindre plus de 90° (diagramme 14, p.241) ; cela reflète en partie la structure "en amandes" des surfaces S2-S'2 : la linéation minéralogique, nette surtout au dos des amandes, tend en effet à les contourner, les lignes dessinant des faisceaux alternativement convergents et divergents (disposition fluidale de la linéation, qui contournerait des objets durs représentés par les amandes ou les charnières des plis syn-S2).

Comme autre conséquence de cette disposition, il faut noter que deux zones différentes d'un même affleurement, ou même deux plans de schistosité superposés peuvent mon-

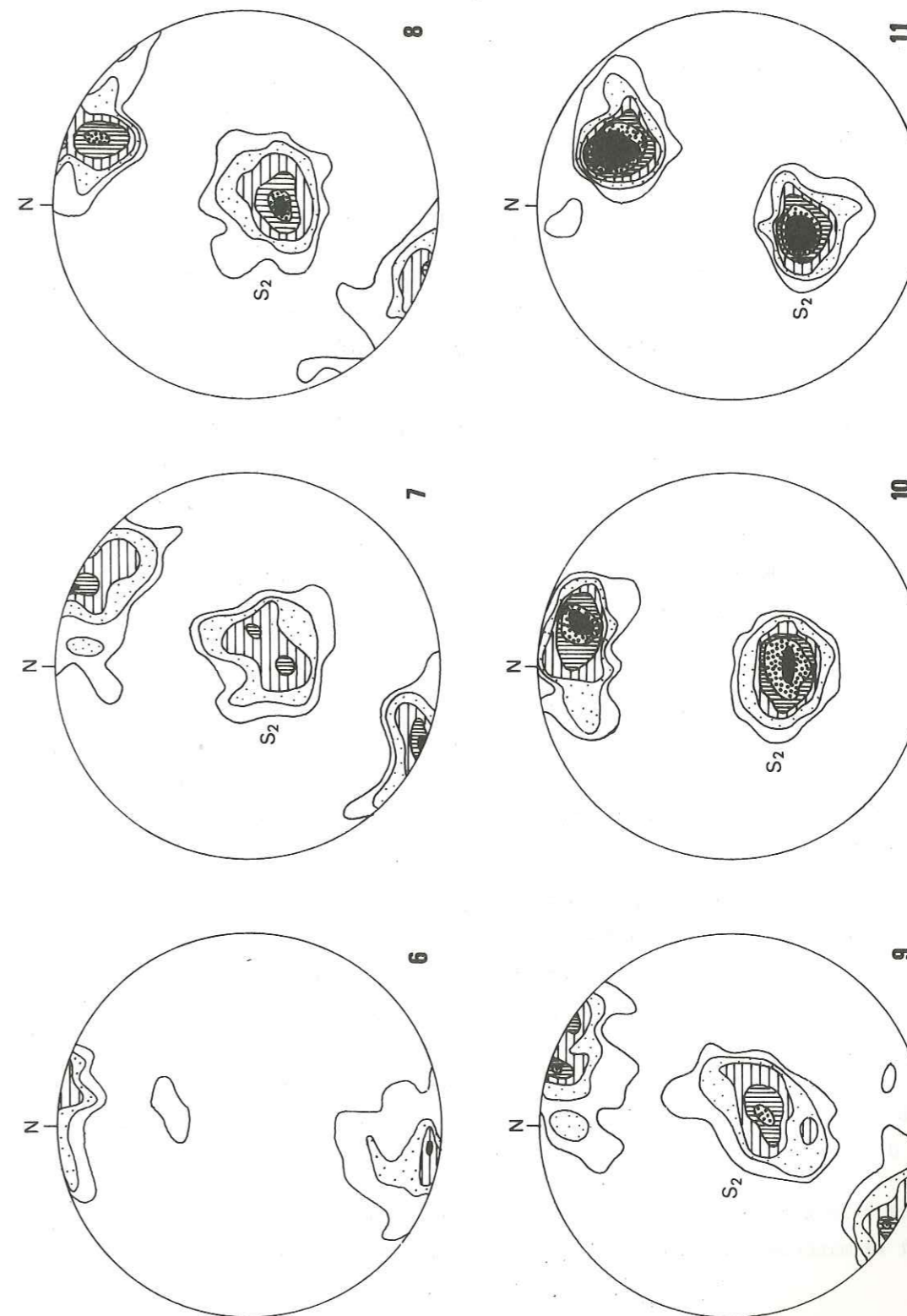


Figure 94. Formations du Moyen Pays, S₂ et L₂. Stéréogramme 6 (d'après MASCLÉ et PECHER, 1977) : couverture Sud du Moyen Pays (51 mes.) ; stéréogrammes 7 à 11 : zones du M.C.T. (7 = 100 S₂, 51 L₂ - 8 = 113 S₂, 46 L₂ - 9 = 67 S₂, 47 L₂ - 10 = 111 S₂, 32 L₂ - 11 = 100 S₂, 40 L₂ ; localisation des mesures : cf. annexes). Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, contours 2, 5, 10, 15, 20 et 25 %.

trer des linéations minéralogiques très discordantes (cas assez fréquent, par exemple, dans la Dalle du Tibet, où le disthène, souvent mal orienté, accuse cette dispersion) ; mais il ne s'agit pas pour autant d'indices de déformations superposées.

- La linéation d'étirement Le

A côté de la linéation minéralogique, il existe une linéation d'étirement mécanique, dont la direction est toujours voisine de la direction de Lm. Elle est marquée et définie comme "étirement" par les figures suivantes :

- Phénomènes de boudinage, surtout visibles dans les pegmatites et loupes d'exsudations tardives. Ils sont en particulier très beaux dans les pegmatites qui lardent les calcaires de Larjung, à la base du Sédimentaire Tibétain, en haute Modi Kholā. Mais dans ces gorges, la nature des affleurements ne permet pratiquement pas de mesurer la direction d'étirement ainsi marquée (parois lisses, polies par les glaciers) ; il semble qu'elle ne soit pas ici sub-méridienne ;

- Etirement des galets des conglomérats ou des grains de quartz et feldspath (plagioclases surtout) des grès. Il ne s'agit plus ici de l'alignement des minéraux syn-métamorphiques, mais de l'étirement de minéraux détritiques, jouant le rôle d'indicateurs de l'ellipsoïde de déformation ; cet étirement correspond à peu près à la direction de la grande diagonale des micro-amandes (direction "Z", cf. chapitre suivant), et de ce fait est oblique sur S2 : la ligne ainsi définie est donc en général différente de la ligne minéralogique, définie, elle, sur la surface S2 (Lm voisine de la projection de Le sur S2).

L'angle entre ces deux lignes tend vers 0° quand l'amande s'aplatit par augmentation du cisaillement ; en réalité, comme cela s'accompagne dans la zone du M.C.T. d'une augmentation parallèle de la température, le plus souvent le minéral détritique qui servait de marqueur perd son individualité par recristallisation totale avant qu'un tel parallélisme ne puisse s'observer.

- Structures en "tuyaux" (meneaux). Les roches homogènes et massives pauvres en phyllites (gneiss ocellés, grès, quartzites) ont souvent un délitage linéaire accusé en "tuyaux", ou en "crayons", tous parallèles entre eux ; entre ces tuyaux, souvent limités par des surfaces virtuelles non exprimées, peuvent s'individualiser de vrais joints discontinus : ce sont des surfaces cannelées ne se suivant en général que sur quelques mètres, dont les génératrices correspondent aux tuyaux. Leur aspect évoque tout à fait les meneaux de clivage (VIALON, 1976 ; = clivage mullions) ; mais contrairement à ces derniers, il ne s'agit pas de structures d'intersection ou de plis, mais uniquement de structures d'étirement.

Ces meneaux sont fréquents dans la partie nord du Moyen Pays, mais rares dans la Dalle du Tibet, où le matériel, très micacé, ne permet pas l'acquisition de telles structures.

3. L'EVOLUTION DE D2 DE PART ET D'AUTRE DU M.C.T. : UN PHENOMENE CONTINU

Les stéréogrammes de la figure 95 résument l'évolution de la déformation D2 des Séries Sédimentaires Tibétaines aux Formations de la couverture Sud du Moyen Pays, telle qu'on l'observe sur la transversale Annapurnas - Lumbini (83°50 de longitude Est) :

Stéréogramme 12 : A la partie inférieure des Séries Sédimentaires Tibétaines, les plis P2 sont nombreux, parallèles à la direction de la chaîne. L2, linéation d'intersection, est parallèle à P2 ; Lm est mal exprimée ;

Stéréogramme 13 : Plus bas dans la Dalle du Tibet, où les plis de grande taille (plurimétriques) sont rares, mais où subsistent de nombreux petits plis synschisteux, on note un début de dispersion des axes P2 dans le plan S2. La linéation principale est maintenant la linéation minéralogique ; qui tend à s'orienter selon une direction SSW-NNE ; ceci est très net près de la base de la Dalle, zone où apparaissent les amandes.

Stéréogramme 14 : Dans la partie Nord des Formations du Moyen Pays, contre le Chevauchement Central, les linéations (Lm et linéation d'étirement confondues) montrent une orientation préférentielle très nette et très constante, SSW-ENE ; les plis P2 sont rares, petits, à axes souvent curvilignes, mais orientés le plus souvent NNE, comme la linéation ;

Stéréogrammes 15 et 16 : Sur ces deux stéréogrammes (d'après MASCLE et PECHER, 1977) ont été reportées les linéations d'intersection So-S2, mesurées dans la couverture Sud du Moyen Pays, au Sud de la flexure faillée de l'Andhi Kholā ; dans cette zone, où S2 est sub-horizontale, cette ligne a la même signification que la direction axiale B2 des plis P2 :

Dans la partie Nord de cette zone, près de la flexure (stéréogramme 15), la linéation est très dispersée dans tout le plan de schistosité (linéation dessinant des festons), avec un maximum principal N110°, et un maximum secondaire N15°, presque confondu avec l'orientation préférentielle de Lm (cf. stéréogramme 6, p.237) ;

Plus au Sud, (stéréogramme 16), ce maximum disparaît, et les directions préférentielles des linéations d'intersection et des plis sont de nouveau, comme dans le Sédimentaire Tibétain, parallèles à la direction de la chaîne.

On peut donc individualiser de part et d'autre de la limite domaine tibétain - domaine népalais (- le M.C.T. -) une zone d'une dizaine de kilomètres d'épaisseur qui se différencie par ses caractères géométriques des zones situées plus au Nord (loin au-dessus du M.C.T.) ou plus au Sud (loin en-dessous, ou en avant, du M.C.T.). Elle se caractérise par :

- Une schistosité plate (S2), a peu près parallèle au plan de chevauchement, souvent associée à une schistosité S' contemporaine, plus raide ; dans ce cas, il y a individualisation d'amandes dissymétriques ;

- Des structures linéaires très pénétratives (linéation d'allongement et linéation minéralogique), d'orientation remarquablement constante, perpendiculaire à la direction générale de la chaîne ;

- Des plis synschisteux, rares et petits, de direction axiale normalement subparallèle à la linéation.

Cette zone s'oppose nettement aux domaines tectoniques situés de part et d'autre, caractérisés eux par l'abondance des plis "de superstructure", orientés parallèlement à la direction de la chaîne, et par l'absence des structures linéaires méridiennes et des marqueurs de cisaillement que sont les amandes.

Il est important d'insister sur le caractère continu de la déformation de part et d'autre du M.C.T. : le Chevauchement Central Himalayen, tel qu'on le voit au Népal central, n'est pas une limite tectonique brutale ; ce n'est qu'une limite cartographique particulière (la base de la Dalle du Tibet), dans une zone laminaire épaisse de plusieurs kilomètres - la Zone du Chevauchement Central - passant progressivement aux domaines plissés voisins, par l'intermédiaire de zones aux caractères géométriques intermédiaires (sommet de la Dalle du Tibet au Nord, retombée méridionale de l'anticlinal du Moyen Pays au Sud).

4. LE CHEVAUCHEMENT CENTRAL : UNE GRANDE ZONE DE CISAILLEMENT CRUSTAL

La zone du M.C.T. se définit donc par une déformation à la fois laminaire et rotationnelle : ces aspects sont caractéristiques d'une déformation globale selon un mécanisme de type cisaillement simple (simple shear).

Dans ce cisaillement, les lits phylliteux qui marquent la schistosité métamorphique S2 ont joué le rôle de discontinuités élémentaires du glissement, ainsi que l'attestent à l'échelle de la lame-mince (chapitre suivant) la persistance de S'2 et les rotations de minéraux dans leurs interlits.

Par ailleurs, l'orientation constante de la linéation L2, parallèle au chevauchement et perpendiculaire à sa direction cartographique, conduit nécessairement à l'interpréter comme la direction de transport tectonique (PECHER et BOUCHEZ, 1976 ; PECHER, 1977 ; BRUNEL et ANDRIEUX, 1977).

S2 et L2 définissent donc le repère cinématique de la translation par cisaille-

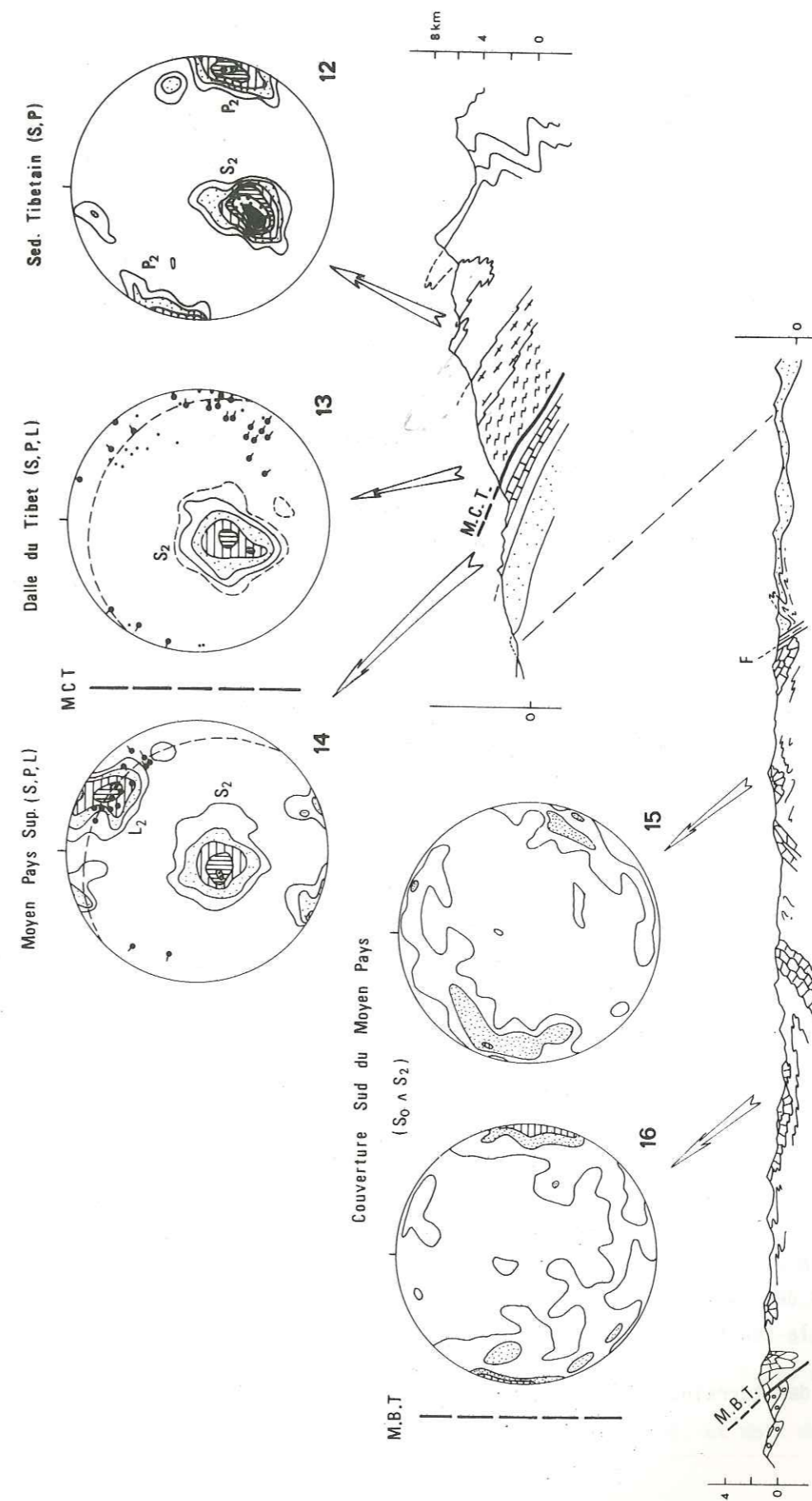


Figure 95. Passage des Séries Sédimentaires Tibétaines aux Formations du Moyen Pays : évolution de S2, L2, P2 de part et d'autre du M.C.T. (12 = 52 S2, 40 P2 - 13 = 133 S2 - 14 = 83 S2, 34 L2 - 15 = 144 L So ^ S2 - 16 = 82 L So ^ S2). Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. Stéréogramme 12 à 14 : contours = 2, 5, 10, 15 et 20 % ; stéréogramme 15 et 16 (MASCLE et PECHER, 1977) : contours = 1, 2.5 et 5 %.

ment a, b, et c (selon les conventions de RAMSAY, 1967) : a, direction d'écoulement, est parallèle à la linéation, et le plan a-b est confondu avec la schistosité S2, définie ici par le regroupement des phyllites en lits parallèles.

A la déformation par cisaillement simple s'ajoute (probablement) un certain taux de déformation par aplatissement (pure shear) ; faute de marqueurs anté-tectoniques appropriés, il est souvent difficile à mettre en évidence -et a fortiori à chiffrer- en dehors de certains niveaux privilégiés : par exemple, les grès du Moyen Pays Inférieur, assez loin de la zone déformée (cf. chapitre suivant), ou les gneiss ocellés d'Ulleri (cf. BRUNEL, 1977, planche VI, montrant l'ellipsoïde de déformation d'un échantillon de ces gneiss prélevé dans la région de l'Arun, à l'Est de Kathmandu).

Le contact entre les domaines tibétains et népalais se fait donc par l'intermédiaire d'une très importante zone de cisaillement plate (shear zone), de plusieurs kilomètres d'épaisseur ; mécaniquement proche d'un cisaillement simple, d'échelle crustale, elle oblitère le plan de rupture initial. Il semble donc préférable, plutôt que de parler du Chevauchement Central (du M.C.T.), de parler d'une zone de chevauchement (ou de cisaillement) centrale.

C'est dans ce contexte que se posent alors les questions de la localisation du M.C.T., et de la signification des plis d'axes parallèles à la direction de transport et des zones à déformation linéaire particulièrement intense.

- Localisation du M.C.T.

Ce sont les plans S2 qui jouent le rôle de plan de glissement dans le mécanisme global de cisaillement ; il faut donc admettre une déformation en deux temps, ou, compte tenu du continuum métamorphique (toute la déformation est imprimée dans les mêmes paragenèses métamorphiques), une déformation "en cascade" : d'abord formation de la discontinuité mécanique S2, fonctionnant ensuite en plan de glissement.

On peut relier, au moins à titre d'hypothèse, l'apparition de S2 à la déformation de deux blocs situés de part et d'autre d'un plan (ou d'une zone étroite) de rupture initiale, le M.C.T. (discontinuité de premier ordre). Cette rupture précoce a sans doute été guidée par une zone de faiblesse privilégiée, à la limite des domaines paléogéographiques népalais et tibétains, aux faciès très différents, ou à la limite sud du domaine cristallin épaissi lors de la déformation D1 ; elle doit être responsable de la superposition anormale des terrains des deux domaines, et correspond alors à la limite lithologique majeure que représente le contact basal de la Dalle du Tibet.

L'ensemble des terrains situés de part et d'autre de cette rupture initiale a vu

ses propriétés rhéologiques modifiées par l'apparition des discontinuités de 2^d ordre S2 (et sans doute aussi par élévation de température) ; il a alors continué à se déformer en zone de cisaillement ductile.

Il est aussi possible que la rupture initiale ne soit pas un simple chevauchement, mais plutôt une zone de cisaillement associée à de grands plis de socle, affectant toute la dalle du Tibet. Une telle structure a été mise en évidence beaucoup plus à l'Ouest en Himalaya du Garwhal (région de Kulu-Lahul), par FRANK et Al. (1973) : en rive droite de la vallée de Kulu, la "nappe cristalline" (c'est-à-dire la Dalle du Tibet) est entièrement déformée en un pli couché d'amplitude pluri-kilométrique (le macro-pli de Phojal-Kallath), contemporain du métamorphisme (déformant les isogrades, mais admettant en même temps la schistosité métamorphique comme schistosité de plan axial). Mais quelques kilomètres seulement plus à l'Est, en rive gauche de la Kulu, cette structure plissée laisse place à la structure monoclinale habituelle.

- Formation des plis P2 parallèles à la direction de transport

Rappelons que ces plis peuvent schématiquement se classer en deux types :

- Les uns (type 1) sont des plis typiquement synschisteux, souvent bien orientés parallèlement à la ligne NNE-SSW.
- Les autres (type 2) sont des plis d'entraînement assez précoces, semblant replisser une schistosité "ancienne" ; leurs axes sont le plus souvent courbes, et alors localement sécants sur la direction de transport.

Ce dernier cas est illustré par l'exemple évoqué plus haut des plis de Barpak, en Darondi Kholā (Fig. 91, p.) ; l'écart angulaire variable (0 à 90°) entre la direction de transport a (direction de la linéation) et la direction des axes tectoniques B (axes des plis) impliquerait alors une réorientation des plis précoces par glissement différentiel dans le plan S2, selon les modèles développés par RAMSAY (1967), HANSEN (1971), SANDERSON (1973). A l'appui de cette hypothèse, on peut noter que dans ce cas il ne s'agit pas de vrais plis synschisteux, mais de plis "d'entraînement", antérieurs à la fin du cisaillement ; ceci semble assez général lorsqu'on a affaire à des plis à axes courbes.

Ce mécanisme ne peut avoir lieu que s'il existe des hétérogénéités dans le matériau, le glissement ne pouvant être différentiel qu'à la faveur de points de blocage (GRATIER et Al., 1977 ; voir aussi QUINQUIS et COBBOLD, 1978). De telles hétérogénéités sont en réalité nombreuses, ainsi que l'attestent la fermeture latérale des amandes (section losangique en coupe b-c), qui ne devrait pas exister dans le cas contraire.

Dans ce modèle, l'étirement doit se faire selon B, et doit donc être localement

oblique sur la direction de transport a ; je n'ai jamais pu vérifier ce point faute de marqueurs convenables dans les zones schisteuses où s'observent ces plis à axes courbes.

Le mécanisme décrit plus haut permet d'expliquer assez bien l'origine des directions transverses des plis du second type, où l'on retrouve encore des portions de plis très obliques sur la direction de transport ; il n'est cependant pas satisfaisant dans le cas des plis de direction axiale SSW-NNE très régulière (cas fréquent des plis du premier type), qui ne gardent aucuns témoins d'une éventuelle orientation antérieure différente : une telle constance du parallélisme de a et B impliquerait des taux de cisaillement énormes ; par ailleurs, j'ai surtout pu observer des plis de ce type dans les quartzites sommitales du Moyen Pays, extrêmement homogènes, peu susceptibles de présenter les blocages locaux qu'implique le glissement différentiel.

Il faut peut-être alors plutôt envisager la naissance de plis orientés dès leur formation selon une direction voisine de a (hypothèse retenue par MATTAUER, 1975), si au mécanisme de cisaillement simple se superpose de l'aplatissement.

Ainsi, pour BRUNEL et ANDRIEUX (1977, p. 76), "les plis précoces (se seraient) formés suivant une direction originellement transverse, proche de la direction de transport ("B" parallèle à "X"). L'observation des surfaces polies dans les gneiss (d'Ulleri) suivant des sections XZ et YZ, montre sur ces deux faces des taux de déformation extrêmement différents. Les quartz et les plagioclases se déforment plastiquement et donnent sur les sections parallèles à XZ des rubans très minces, longs parfois de dix centimètres, tandis que dans les sections perpendiculaires (parallèles à YZ) ils sont encore de forme amygdalaire. L'aspect de la foliation dans les deux faces reflète d'ailleurs de façon spectaculaire la différence des taux de déformation.

"Dans ce matériau à matrice réduite, les objets antétectoniques (quartz et plagioclase ; le cas du feldspath potassique est différent) montrent des rapports de leurs axes tels que $3 < K < 3,5$. Il nous paraît donc, sur ces observations, que la direction "Y" ne reste pas invariante au cours de la déformation mais évolue en direction de raccourcissement ou, ce qui revient au même, que le mécanisme de déformation invoqué au niveau du "M.C.T." n'est pas un cisaillement simple parfait.

"Si, comme le montre la géométrie d'ensemble de la zone du "M.C.T." la stratification a une direction proche de Y, il devient possible de former des plis transversaux".

- Les couloirs à déformation linéaire particulièrement intense

L'un des marqueurs les plus caractéristiques de la linéation d'étirement est la structure en meneaux (délit de la roche en tuyaux ou en aiguilles) ; ces meneaux, qui

existent en de nombreux points dans les niveaux incompetents (grès, gneiss ocellés et surtout quartzites) de la partie Nord des Formations du Moyen Pays, sont particulièrement développés :

- en Chepe Kholā - Darondi Kholā,
- un peu plus à l'Est, en Burhi Gandaki, dans les quartzites et gneiss en plaquettes qui affleurent de Jagat au confluent Burhi - Machha Kholā.

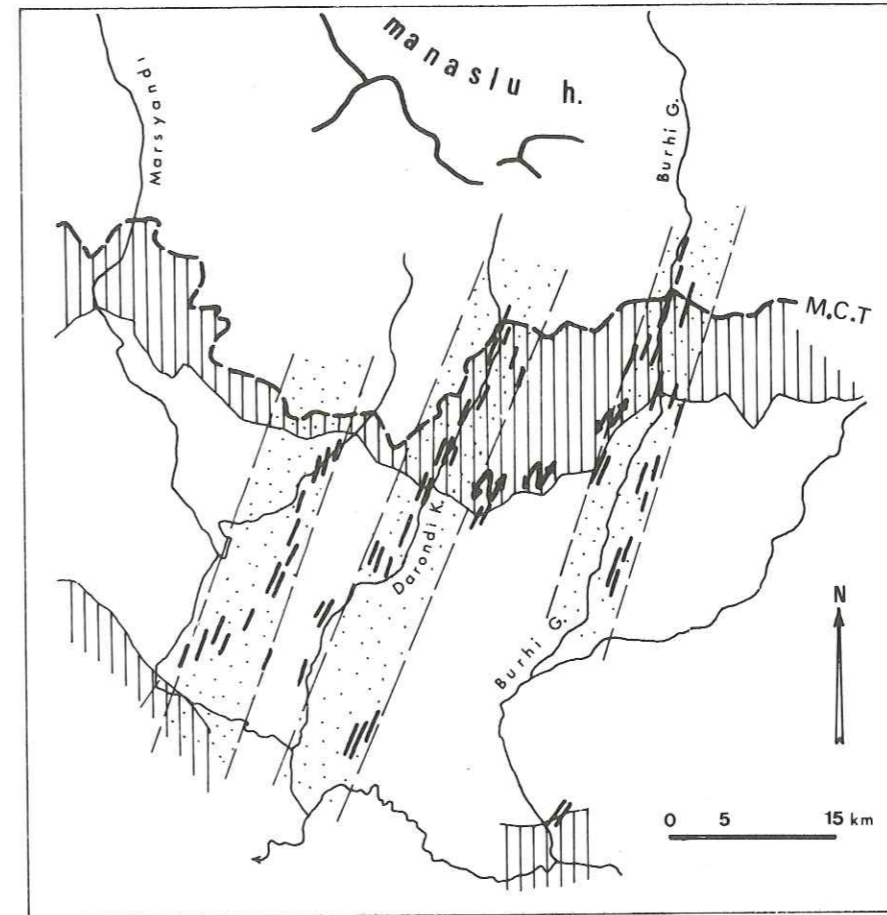


Figure 96. Couloirs à meneaux de la région Darondi - Burhi.

(au niveau de la Burhi Gandaki). Sur le terrain, on ne voit par contre pas ici de cassures exprimées, les niveaux se suivant de manière continue ; mais on observe entre ces couloirs (entre la Darondi Kholā et la Burhi Gandaki), au front des formations du Moyen Pays supérieur, les seuls plis syn-S2 assez importants de la zone du M.C.T.

On est donc amené à faire de ces deux couloirs, parallèles à la direction de transport, des zones de déformation ductile particulière, séparant des domaines où, à échelle du kilomètre, les taux de translation lors du cisaillement ont pu être très différents (la-

Si l'on reporte sur carte (Fig. 96) les affleurements où existent ces meneaux, on voit ici se dessiner deux (ou peut-être trois) "couloirs" irréguliers, orientés NNE-SSW, c'est-à-dire à peu près selon la direction de transport.

Or, c'est précisément dans ces deux zones que, toujours à échelle cartographique, on remarque un décrochement NE-SW de la limite Dalle du Tibet - Moyen Pays (au niveau Chepe Kholā - Darondi Kholā) et de la limite Moyen Pays inférieur - Moyen Pays supérieur

téralement ou d'un niveau à l'autre) : entre la Darondi Khola et la Burhi Gandaki, l'avancée vers le Sud de la Formation Supérieure du Moyen Pays a été relativement plus forte que celle des formations sous-jacentes ; le décalage ainsi créé a été contrebalancé au front du glissement par l'apparition de plis, les schistes talqueux médians favorisant la disharmonie de la déformation.

/ C. LES DEFORMATIONS POSTERIEURES /

1. LA DEFORMATION 3

Dans le Sédimentaire Tibétain et dans la Dalle du Tibet, mais surtout dans tout le Moyen Pays, les schistosités et linéations D2 sont déformées par des plis postérieurs, dans lesquels on peut reconnaître au moins deux phases.

La première, la mieux marquée, correspond à la déformation D3 ; elle se traduit surtout par la formation de plis orientés selon la direction de la chaîne.

La plus vaste de ces structures plissées est l'anticlinorium du Moyen Pays (anticlinam Kunchha - Gurkha) (Fig. 97 et Fig. 98, stéréogramme 18), qui se suit d'Ouest en Est dans tout le Népal (voir les coupes de FUCHS et FRANK, 1970, et BRUNEL, 1975). Au niveau des Annapurnas, il se présente comme une grosse voûture simple, assez étroite ; à l'Est de la Darondi Khola, il s'étale en un large faisceau de plis en genou hectométriques, accompagnés de nombreux petits plis en chevron.

Il s'agit d'une structure dissymétrique en grand : les terrains très métamorphiques de son flanc Nord gardent une disposition tabulaire monoclinale ; le début de la courbure du pli n'apparaît que plus au Sud, là où les terrains deviennent moins métamorphiques. La position de cet anticlinal -et plus généralement, la manière dont la déformation globale a été absorbée- a donc été guidée par les modifications à échelle régionale du matériau apparues lors des étapes antérieures de déformation.

Au Sud de la flexure méridionale de l'anticlinal de Kunchha, les grands plis couchés P2 sont repliés en synformes et antiformes successives, en général déversés vers le Sud, mais parfois aussi vers le Nord.

Les plis P3 sont associés à une schistosité de plan axial de type strain slip S3, en général très raide (pendage N50° à vertical, Fig 98). Elle est bien exprimée dans la partie Sud, épimétamorphique, du Moyen Pays ; mais dans sa partie Nord et dans la Dalle du Tibet (Zone du Chevauchement Central), elle ne s'observe souvent pas, ou ne se traduit que par une fine crénulation en surface des plans S2 ou S'2.

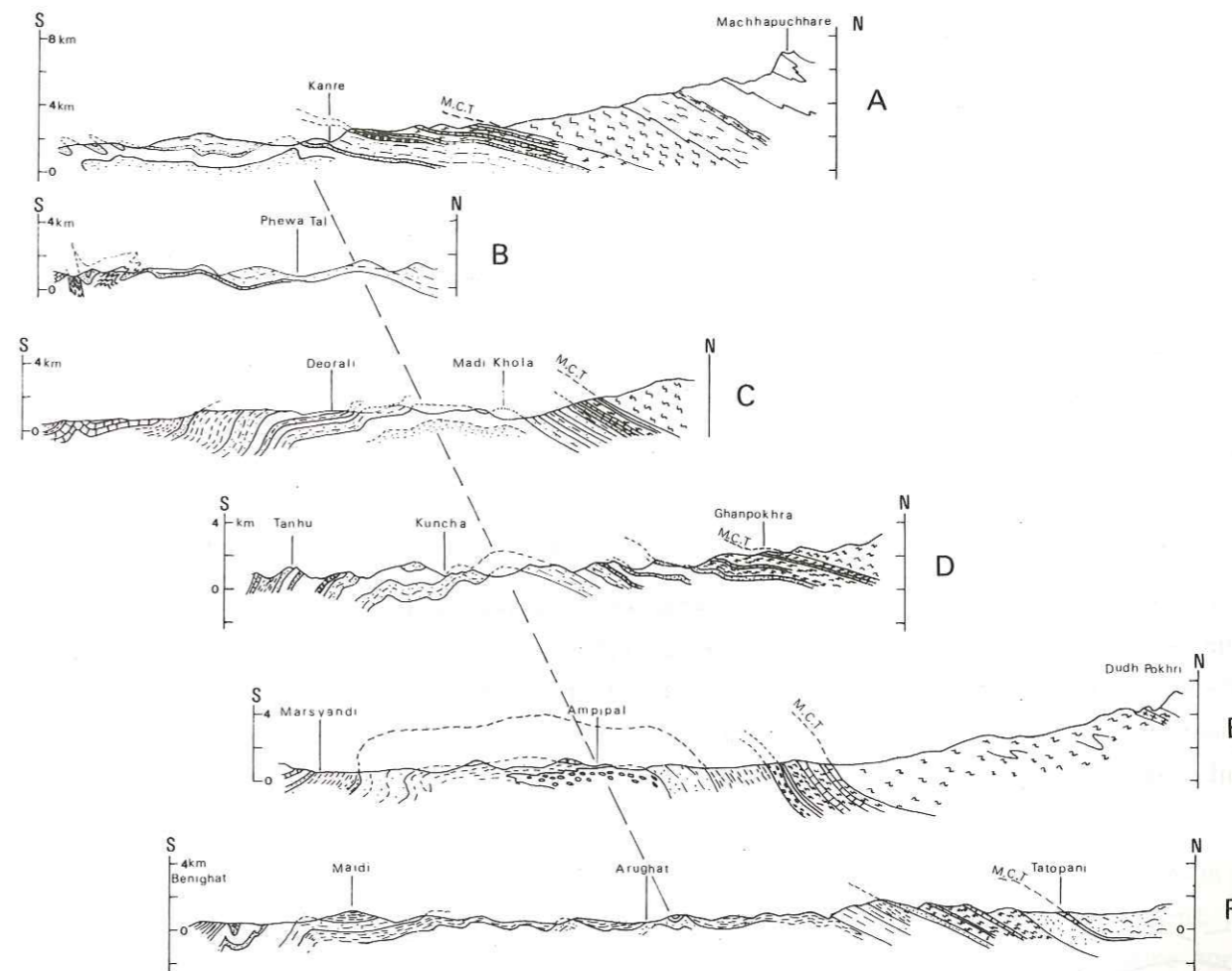


Figure 97. La déformation 3 : l'anticlinorium du Moyen Pays (localisation de ces coupes : cf. carte en annexe).

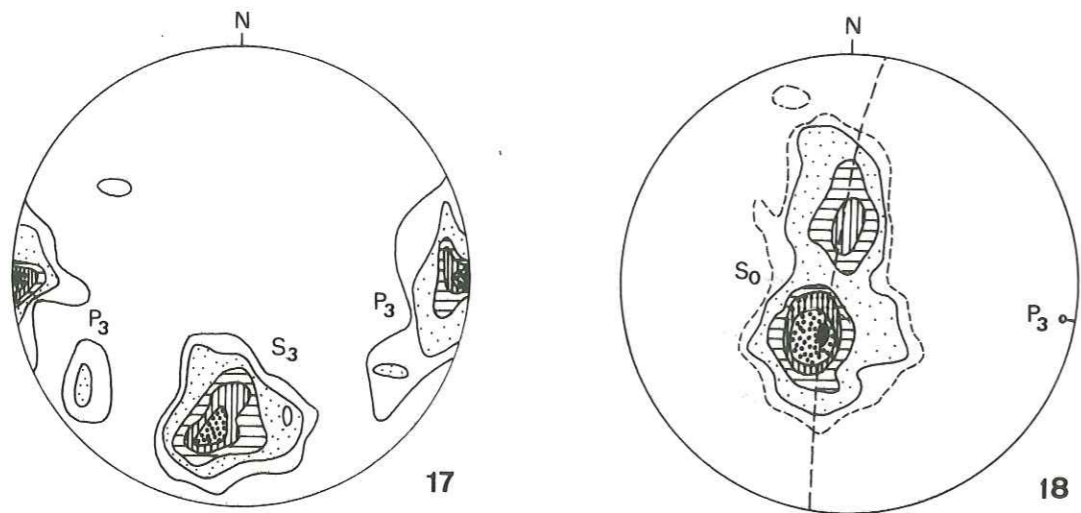


Figure 98. Déformation 3. Stéréogramme 17:35 P₃ en chevrons et 67 S₃, dans la région de Maidi ; stéréogramme 18:152 S₀ dans les grésos-schistes de la Formation inférieure (crête de Kunchha), définissant l'anticlinal du Moyen Pays (= P₃).

Dans la zone du M.C.T., D3 est donc très peu marquée ; on peut sans doute lui rapporter la reprise (ou la suite) en certains points du glissement sur les plans S2 ; il s'agit de phénomènes de glissement "froid", marqués par :

- Des stries de glissement, surtout visibles sur les loupes d'exsudation de quartz ; cette nouvelle linéation est encore parallèle à la linéation de transport L2.
- Des fractures de Riedel de type R (fissures associées à un mouvement de cisaillement sur un plan, HANCKOK, 1972), recoupant les vieilles amandes S2-S'2. De nouvelles "amandes de Riedel" peuvent ainsi apparaître (Fig. 99), dont la dissymétrie est inverse de celle des amandes de premier type, mais qui indiquent toujours le même sens régional de cisaillement (compartiment supérieur allant vers le Sud).

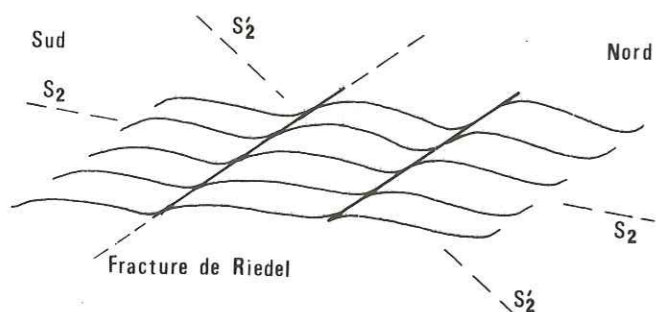


Figure 99. Dissymétrie des "amandes de Riedel".

Le synchronisme entre ces glissements et la formation des plis P3 n'est peut-être pas rigoureux ; mais il s'agit dans les deux cas de déformations postérieures au métamorphisme syn D2, reflétant dans deux milieux différents la poursuite de la contraction générale Nord-Sud.

2. LES DEFORMATIONS TARDIVES

Toutes les structures antérieures sont reprises dans de grandes ondulations tardives. Assez dispersées dans l'espace, il est difficile de dire si elles correspondent à une ou plusieurs étapes tectoniques ; visibles uniquement à petite échelle, la mesure de leurs directions reste assez imprécise. On peut distinguer :

- Des structures orientées N140° à N150°, dont les plus nettes sont visibles dans le versant Sud-Ouest du Ganesh Himal, entre la Burhi Gandaki (région de Hulchuk - Jagat) et l'Ankhu Khola :

Au Nord du village de Hulchuk les gneiss en plaquette et les quartzites de la Dalte du Tibet, se présentent en grandes dalles verticales, dessinant le flanc court d'un très grand pli en genou à regard S.W. Plus à l'Est, il est suivi de plusieurs plis hectométriques isoclinaux, serrés, à plans axiaux N150°, verticaux. Ce plissement est particulièrement net dans les quartzites sommitaux du Moyen Pays, au petit sommet de Mandra Danda (4 358 m, sur la crête du Gosainkund), et associé alors à une schistosité de plan axial ; il s'amortit cependant très vite dans les niveaux schisteux sous-jacents, et ne se poursuit pas en Ankhu Khola.

- Des structures méridiennes, ensembles peu marqués responsables dans le Moyen Pays du plongement faible alternativement Est et Ouest des axes des plis P3. La plus marquée de ces ondulations est située à l'Est de la Burhi Gandaki ; elle correspond à l'inflexion vers le Nord des contacts cartographiques dans cette région.

/ D. TABLEAU RECAPITULATIF /

Le tableau de la page 250 résume les caractères macroscopiques de la déformation ; plusieurs phases y ont été distinguées : ces coupures, un peu artificielles, marquent les différentes étapes du processus continu de déformation post-collision de la bordure Nord de la plaque indienne.

La succession D1, D2, D3 traduit la modification du comportement en grand de la croûte continentale indienne en réponse à son épaissement concomitant : au niveau de l'Inde péninsulaire, l'épaisseur de la croûte est de 35 à 40 km, dont, au pied de l'Himalaya (plaine du Gange), 5 à 6 km de sédiments Pléistocènes et Quaternaires (NARAIN, 1973) ; sous l'Himalaya, puis sous le plateau Tibétain, elle atteint environ 75 km (TANDON et CHAUDHURY, 1963 et 1964 ; GUPTA et NARAIN, 1967 ; NARAIN, 1973 ; BIRD et TOKSOZ, 1975 ; CHUN et YOSHII, 1977).

	1	2	3	4-5	5-6
Séries Séd. Tibétaines	P ₁ plis isoclinaux (cm - km) N100-130° 0-10°W or E S ₁ L ₁ (S ₁ , S ₂) N90-130°	Kinks → plis P ₂ isoclinaux km N80-120° 15°E - 30°W S ₂ Strain-Slip L ₂ (S ₁ , S ₂)	P ₃ cm - km N85-120° 5-20°W S ₃ L ₃ (S ₁ , S ₂)	P ₄ N20°, 20°S L ₄ N25° Failles N25, 90°	
Dalle du Tibet M.C.T.	Mêmes caractères (?) en partie masqués par 2	P ₂ petits plis isoclinaux N110° N20° près du MCT S ₂ clivage métam. L ₂ lin. mineral, et d'étir. N110° → 20° (dans S ₂)	P ₃ N60°-150° S ₃ Plus raide que S ₁ L ₃ (S ₁ , S ₂) (et minér ?)	P ₄ Grandes flexures SW NE S ₄ N30 60° L ₄ N30 60°	
Fions du Moyen Pays Népalais	?	P ₂ (rares, petits, isoclinaux) N110° N30° (Plis glissés) S ₂ (Plan de glis → S ₂) L ₂ minérale et d'étirement N0°-40°	P ₃ disym vers N ou S N80-140° 0-15°W ou E S ₃ Strain-Slip L ₃ (S ₁ , S ₂)	P ₄ , S ₄ , L ₄ : - id - S ₅ Strain-Slip N110° 50°N F: N110° 80°N	P ₅ N80 120
Tansen		P ₂ isoclinaux, dispersés dans S ₁ S ₂ L ₂ (S ₁ , S ₂) NS EW	P ₃ disym. vers N or S S ₃ L ₃ (S ₁ , S ₂) max: E W	P ₄ km, concentriques S ₄ local	
Mahabharat M B T		P ₂ (isoclinaux) S ₂ dans les niveaux propices L ₂ (S ₁ , S ₂) EW	P ₃ km symétriques ou non S ₃ locale L ₃ locale	P ₄ - id - S ₄ non observée	
Siwaliks					P _{5.6} disym. vers le Sud N100-110° S _{5.6}

Tableau récapitulatif des différentes étapes de la déformation.

Les plis D1 sont l'expression supercrustale du début de l'épaississement ; puis cette première déformation s'est bloquée, avec création d'une grande zone de cisaillement à son front ⁽¹⁾ ("shear zone" du M.C.T., D2) et formation de plis en avant de la chaîne (D2 et D3).

Les structures ultérieures, méridiennes ou N140°, regroupées sous le terme D4, marquent un stade de serrage transverse, au moins local. Elles se rattachent à un certain nombre d'autres anomalies structurales Nord-Sud, marquées par des fractures et des plis de direction "anormale" (VALDIYA, 1976 ; GANSSER, 1977) : par exemple, le linéament jalonné dans sa partie méridionale par le graben de la Thakkhola, au N-W des Annapurnas, et qui se suit sur près de 200 km jusqu'au-delà du Transhimalaya, au Nord de la suture ; ou les directions anormales de la région du Chomolhai, au Nord-Ouest du Bhutan, qui se prolonge vers le Nord-Est dans la chaîne du Tang La (GANSSER, 1977).

Leur origine est mal élucidée : ces linéaments Nord-Sud sont peut-être l'un des éléments de la déformation récente de l'ensemble du Tibet par le jeu de grands accidents coulissants (déformation "rigide-plastique" à échelle globale, MOLNAR et TAPPONNIER, 1975 et 1977) ; ou il ne s'agirait que de la réactivation récente de directions structurales beaucoup plus anciennes de l'Inde péninsulaire (directions "Aravaliennes").

La déformation la plus tardive, D5 (ou : D4-5) correspond à l'individualisation du M.B.T. (le "Grand Chevauchement Bordier"), puis à son rejeu en faille verticale, et aux plis des Siwaliks. Elle correspond sans doute à la réplique actuelle du M.C.T. (MATTAUER, 1974 ; LE FORT, 1975), avec des caractères cependant assez différents : la vitesse de déformation est plus lente, ce qui doit se traduire, abstraction faite des niveaux d'érosion très différents, par une distribution différente des contraintes et des isothermes.

(1) Rappelons, en effet, que D₁ n'existe peut-être que dans le domaine situé au Nord du M.C.T. (Dalle du Tibet et Séries Sédimentaires Tibétaines).

CHAPITRE 2

LES MICROSTRUCTURES

L'étude précédente du métamorphisme et des structures petites et moyennes montre que le chevauchement du domaine tibétain sur le domaine népalais correspond à une zone tectono-métamorphique particulière épaisse de plusieurs kilomètres ("shear zone") ; cette zone se caractérise essentiellement par une déformation de type rotationnel, et par la variation continue de l'intensité de la déformation et du métamorphisme (de la température). Ces caractères se reflètent à l'échelle de la lame-mince dans les microstructures :

- on peut définir une zonalité microstructurale, qui traduit l'augmentation progressive de la déformation et du métamorphisme quand on se rapproche de la limite domaine népalais - domaine tibétain ;

- le caractère rotationnel de la déformation se retrouve dans la dissymétrie des microstructures.

Ce dernier point est important dans la mesure où la direction et le sens du mouvement le long du Chevauchement Central Himalayen sont connus, et sont restés les mêmes pendant toute son histoire (compartiment supérieur tibétain allant toujours vers le Sud par rapport au compartiment inférieur, indien) : on peut donc établir la polarité des marqueurs de cisaillement que représentent les microstructures dissymétriques.

Matériau utilisé

Dans ce chapitre, le principal marqueur étudié sera le quartz : il s'agit en effet d'un minéral très ubiquiste, particulièrement abondant dans les séries népalaises. Par ailleurs, j'ai profité de la collaboration amicale et efficace de Jean-Luc BOUCHEZ, et de sa connaissance des processus de déformation du quartz. Les données qui suivent résultent donc pour l'essentiel de ce qui concerne le quartz de cette collaboration, et sont extraites d'articles antérieurs (PECHER et BOUCHEZ, 1976 ; BOUCHEZ et PECHER, 1976 et 1977) et du chapitre III de la thèse de BOUCHEZ (1977).

1. CAS GENERAL

Les microstructures et dissymétries visibles en lame-mince ne sont des marqueurs exploitables que dans la mesure où ils sont géométriquement calés par rapport aux directions structurales d'ordre supérieur, visibles sur le terrain ou sur l'échantillon. Il faut donc les étudier dans un repère géométrique bien défini (trois directions de l'espace, en général choisies orthogonales entre elles).

Pour définir un tel repère, il suffit de connaître la position et l'orientation de deux de ses axes, ou, ce qui revient au même, la position d'un plan et d'une ligne dans ce plan.

On peut par exemple retenir des axes géographiques indépendants des objets tectoniques étudiés : c'est ce qui a été fait plus haut, en repérant la géométrie régionale de la déformation par rapport au plan horizontal et au Nord magnétique. Mais ce repère n'est guère approprié à l'étude des structures d'ordre inférieur, leur description étant alors trop dépendante de leur position dans la géométrie et dans la chronologie des structures d'ordre supérieur (ainsi, par exemple, les petites structures D2 de la zone du M.C.T. reprises par les gaufrages de grande amplitude D3, montrent de ce fait des désorientations relatives qui ne sont pas significatives en ce qui les concerne).

Il est alors préférable de se fixer un repère local (repère interne), calé sur des marqueurs tectoniques suffisamment constants et pénétratifs à l'échelle étudiée, mais éventuellement dans des positions variables à l'échelle inférieure ; les marqueurs utilisables sont alors principalement les plans de schistosité et les lignes associées.

Selon la signification mécanique de ces marqueurs, le repère sera de l'un ou l'autre des types suivants :

- Si le plan est une surface de déformation nulle ou de glissement, et la linéation une direction de transport (mécanisme de type cisaillement simple), le repère calé sur ces objets sera un repère cinématique a, b, c.

- Si le plan est une surface d'aplatissement et la linéation une direction d'étirement, on définira un repère géométrique X, Y, Z, calé sur les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie.

Cette distinction peut paraître quelque peu artificielle ; elle est cependant justifiée dans la mesure où un repère du premier type (cinématique) n'est entièrement déterminé que si l'on connaît à la fois sa position et son sens (repère "polarisé", défini par trois demi-droites), tandis qu'un repère du second type (géométrique) est entièrement déterminé par sa seule position (repère défini par trois droites).

Il faut donc déterminer dans la mesure du possible le rôle mécanique du plan et de la ligne utilisés pour caler le repère local ; ceci appelle les deux remarques suivantes :

- Au cours d'une déformation (phénomène non instantané), un plan de schistosité nait en plan d'aplatissement, mais peut évoluer très vite en plan de glissement.

- L'orientation du plan d'aplatissement dépend de l'échelle d'observation choisie (SCHWERDTNER, 1973) : il n'y a pas homothétie des repères géométriques d'ordre différents.

On est donc amené à hiérarchiser la déformation dans l'espace et dans le temps : un repère calé sur des marqueurs tectoniques n'est pleinement déterminé que pour une étape donnée de la déformation, considérée à une échelle donnée. En particulier, un repère de type X, Y, Z défini à un stade précoce de la déformation évoluera souvent en repère de type a, b, c dans la suite de la déformation (1).

2. CAS DE LA DEFORMATION D2 LIEE AU M.C.T.

Dans la zone du M.C.T., il existe deux éléments géométriques particulièrement constants, toujours facilement repérables sur l'échantillon :

- S2, clivage métamorphique : il correspond à l'orientation préférentielle des phyllites, souvent regroupées en lits parallèles entre eux et parallèles à l'orientation la plus commune des minéraux considérés individuellement.

- Lm : linéation minéralogique, orientation des minéraux telle qu'elle apparaît à la surface de S2.

S2 et Lm se prêtent donc bien à la définition d'un repère local, indexé ci-dessous x, y, z, (xy = plan S2, x selon Lm), sans préjuger de sa signification. Pour déterminer la nature de ce repère, il faut en effet le replacer dans son contexte évolutif (histoire de la zone du M.C.T., cf. Chapitre III, 1) :

(1) J'ai utilisé la terminologie de RAMSAY, 1967 : X, Y, Z : axes de l'ellipsoïde de déformation finie ; a, b, c : axes définissant la direction de translation dans un cisaillement simple. Cette nomenclature est différente de celle adoptée par d'autres auteurs (par exemple, VIALON, 1976), où X, Y, Z définissent le trièdre des axes cinématiques, et a, b, c les axes géométriques liés à un pli. Par ailleurs, je n'ai pas utilisé de repère calé sur la géométrie des plis : sa position peut en effet varier beaucoup vis à vis des directions mécaniquement significatives (direction de raccourcissement global, par exemple).

Dans un premier temps, il y a coulissage sur un plan simple, le M.C.T., avec apparition d'une schistosité (= la schistosité principale S_2) de part et d'autre ; le plan du M.C.T. définit alors un repère cinématique a_1, b_1, c_1 , tandis que S , plan d'aplatissement, définit un repère géométrique X_1, Y_1, Z_1 , dont la position varie quand on s'éloigne du plan M.C.T. (Y_1 restant cependant parallèle à b_1) ; dans cette étape, $x, y, z = X, Y, Z$.

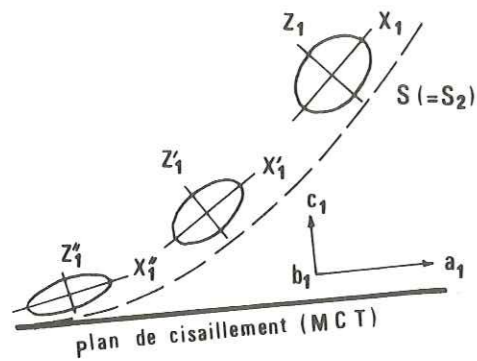


Figure 100 a

Dans un second temps, il y a eu glissement sur chaque plan S ainsi individualisé, avec formation de S' et des amandes. Le plan S permet maintenant de définir un nouveau repère cinématique a_2, b_2, c_2 , tandis que S' , nouveau plan d'aplatissement, définit un repère géométrique X_2, Y_2, Z_2 dont l'orientation varie quand on parcourt l'épaisseur du lit inter- S_2 (la direction de contraction globale restant constante, on peut supposer que L , linéation de glissement, reste parallèle à X_1 , et donc que $b_2 = Y_1$). Dans cette étape, $x, y, z = a, b, c$.

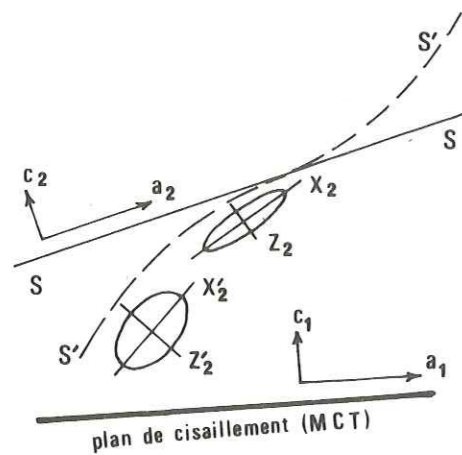


Figure 100 b

On peut penser que dans la suite de la déformation, les axes X_2, Y_2, Z_2 vont à leur tour se transformer en axes a_3, b_3, c_3 , avec apparition de S'' (X_3, Y_3, Z_3)... En réalité, à partir d'un certain niveau d'observation se pose le problème de l'hétérogénéité du matériau étudié : ce matériau comprend en particulier de nombreux grès qui, à l'échelle du plan M.C.T. (étape 1), peuvent être considérés comme homogènes et continus, mais qui, à l'échelle de la déformation interplan de schistosité (étape 3), sont hétérogènes et discontinus. A côté de l'aplatisse-

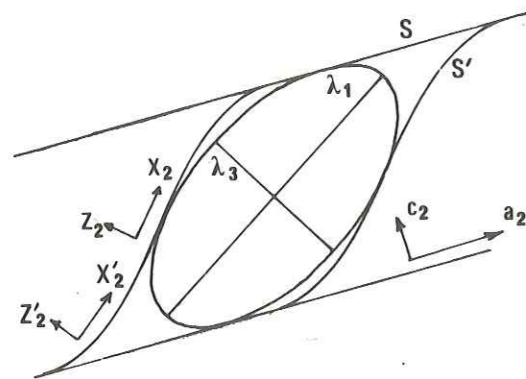


Figure 100 c

ment élémentaire X_2, Y_2 , marqué par S' et variable d'un point à l'autre, on peut alors se donner un repère différent $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ (λ_2 parallèle à Y_2) déterminé à l'échelle de tout l'interlit par l'ellipsoïde de déformation finie des grains de quartz détritiques (1).

On voit qu'à cette échelle, la définition de la schistosité devient ambiguë : on peut en effet considérer indifféremment comme plan de schistosité (c'est, rappelons-le un plan d'aplatissement perpendiculaire à la direction de contraction maximale) le plan λ_1, λ_3 ou un plan S' moyen.

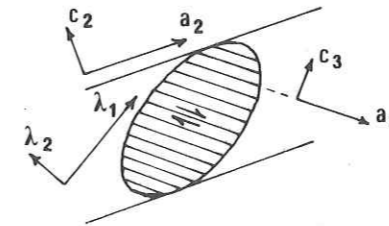


Figure 100 d

Enfin, nous verrons que les grains de quartz détritiques se déforment à leur tour plastiquement : les orientations préférentielles de réseau révèlent alors à une échelle encore différente une direction et un plan d'écoulement ; dans le cas d'une déformation rotationnelle de type M.C.T., leur direction est oblique par rapport aux axes principaux $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ de l'ellipsoïde de déformation finie du grain déformé : ils définissent donc à ce niveau ultime de la déformation un nouveau repère, de type cinématique, a_3, b_3, c_3 (a_3 oblique sur λ_1 ; b_3 parallèle à λ_2).

En pratique, l'analyse des microstructures dans la zone du M.C.T. peut s'appuyer sur deux repères :

- Le premier est défini par le plan S_2 et par L_m , qui, au moment de l'acquisition des structures étudiées, étaient plan de glissement et linéation de transport (repère cinématique de type a, b, c).

- Le second est défini par les axes de l'ellipsoïde de forme des galets de quartz : plan d'aplatissement et direction d'étirement (repère de type X, Y, Z). Il n'est utilisable que dans les zones du Moyen Pays situées assez loin du M.C.T. ; en effet, les marqueurs utilisés disparaissent par recristallisation totale dans les zones très métamorphiques voisines du M.C.T.

En réalité, on s'aperçoit que ces deux trièdres repères, assez nettement distincts dans les zones éloignées du M.C.T., tendent à se paralléliser l'un à l'autre quand on s'en approche. Dans les derniers niveaux où l'on peut encore reconnaître la for-

(1) En réalité, des hétérogénéités mécaniques existent aussi à l'échelle régionale : certains niveaux très schisteux (schistes médians ou basaux) ont certainement joué en zone de glissement privilégiées et précoces.

me des grains de quartz, on s'aperçoit qu'ils sont déjà pratiquement confondus (distorsion ψ forte dès ces niveaux).

Dans les zones proches du M.C.T. S2 et L2 pourront donc être utilisés comme repère unique, cinématique (a, b, c) ou géométrique (X, Y, Z) :

- a = X, parallèle à L2 ,
- b = Y, perpendiculaire à L2 et dans S2 ,
- c = Z, perpendiculaire à (a,b) ou à (X,Y).

/ B. LES ZONES MICROSTRUCTURALES - L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION FINIE /

1. LES MICROSTRUCTURES DANS LES NIVEAUX RICHES EN QUARTZ

Si l'on considère les niveaux les plus quartzeux (grès et quartzites), on s'aperçoit qu'il est possible de dessiner, à échelle régionale, des domaines où les microstructures du quartz des différents échantillons sont homogènes. On voit ainsi s'échelonner du Sud au Nord plusieurs zones caractérisées par des microstructures types, qui se retrouvent d'ailleurs dans de très nombreuses tectonites :

a) Domaine sédimentaire

Ce domaine correspond à peu près à la couverture Sud du Moyen Pays (cf. carte, Fig. 105 p. 263). Les grains de quartz détritiques sont parfaitement conservés, indemnes de toute recristallisation, mais souvent légèrement déformés (extinctions onduleuses fréquentes). La matrice (quartz et phyllites) n'est que très peu recristallisée.

b) Zone I : microstructures sédimentaires héritées
(residual sedimentary structures)

Ce domaine, situé au Nord du précédent, correspond à des terrains un peu plus métamorphiques (limite des zones métamorphiques I et II, début de l'apparition de la biotite), où la schistosité S2 et la linéation L2 sont nettes.

Dans les grès, les éléments détritiques sont toujours préservés, mais les extinctions onduleuses sont maintenant la règle, évoluant parfois en bandes de pliage prismatiques. Les extrémités des grains se prolongent souvent par des "ombres de pression" formées de quartz en mosaïque et de quelques phyllites, l'ensemble ombre de pression - grain originel dessinant un fuseau plus ou moins allongé (une amande), oblique

(section XZ) ou non (section YZ) sur S2.

Selon le degré de recristallisation, on peut subdiviser ce domaine en deux parties dont la limite correspond à peu près à l'apparition de la biotite :

- Dans la première (Zone Ia), les recristallisations sont cantonnées aux ombres de pression.

- Dans la seconde (Zone IIb), le quartz détritique, qui apparaît toujours limpide et peu déformé en lumière naturelle, montre en lumière polarisée un début de recristallisation : polygonisation et apparition d'une mosaïque de nouveaux grains, de taille plus petite, aux bordures du grain initial ou le recoupant en bande oblique sur S.

c) Zone II : microstructures à reliques porphyroclastiques (Fig. 101, p. 261)
(residual porphyroclastic structures)

Cette zone, située au-dessus (au Nord) de la zone II, à peu près au niveau de l'apparition du grenat (limite des zones métamorphiques II et III) est en réalité un domaine de transition assez peu épais (1 km) entre les structures peu recristallisées en dessous, au Sud, et les structures totalement recristallisées au Nord.

En lumière naturelle, on reconnaît encore souvent la forme des grains originaux, soulignée par un liséré de phyllites. En lumière polarisée, on retrouve en général :

- Un coeur porphyroclastique (partie non recristallisée du vieux grain détritique) à extinction onduleuse,

- Une couronne périphérique de nouveaux grains en mosaïque, très "propres" (pas d'extinctions onduleuses). La limite grain originel - queue de recristallisation disparaît, ou ne se marque plus que par la présence de quelques impuretés (phyllites) entre les grains de la queue, impuretés qui n'existent pas dans l'ancien grain.

d) Zone III : microstructures en mosaïque aplatie (Fig. 102)
(mosaic structures)

Ces microstructures s'observent dans les terrains déjà fortement métamorphiques (zones métamorphiques à biotite - grenat, puis à grenat - staurotide - disthène) de la partie Nord du Moyen Pays. La limite inférieure de ce domaine suit approximativement la base des Formations Supérieures du Moyen Pays ; sa limite supérieure se situe à la base de la Dalle du Tibet, dans la région située à l'Ouest de la Marsyandi, ou un

peu plus bas, dans les Formation du Moyen Pays, plus à l'Est (région Darondi - Burhi).

En lumière naturelle, on ne reconnaît qu'exceptionnellement le contour des vieux grains ; les phyllites restent très régulièrement parallèles entre elles, regroupées en lits discontinus, ou, dans les faciès quartziteux, disséminées aux joints des grains de quartz.

En lumière polarisée, la structure est très homogène, entièrement constituée de nouveau grains (taille : 0,1 à 1 mm) très limpides, pauvres en sous-structures optiques.

En section YZ, les cristaux forment une mosaïque polygonale régulière à orientation préférentielle peu nette ; en section XZ, les cristaux apparaissent en général beaucoup plus plats, et dessinent une mosaïque aplatie nettement orientée selon la direction de schistosité marquée par les phyllites (directions préférentielles X, Y et Z de la fabrique de forme de la mosaïque confondues avec les directions repères a, b et c définies par S2 et L2).

e) Zone IV : microstructures en rubans (Fig. 103)
(ribbon structures)

Cette microstructure apparaît assez rarement et irrégulièrement dans la partie sommitale de la Zone III, uniquement à l'Ouest de la Marsyandi, c'est-à-dire là où le sommet de cette zone correspond au M.C.T.

Elle est caractérisée par l'alternance de lits (e = 0,1 à 1 mm) plus ou moins continus de quartz "en rubans", séparés par des interlits (e = 0,5 à quelques mm) à grain fin de quartz ou quartz et feldspath. Ce litage est parallèle à la schistosité métamorphique définie par les phyllites.

Les rubans, dépourvus de phyllites, sont constitués d'une ou plusieurs couches de grains, très aplatis (longueur / largeur souvent > 5) ; ce sont des cristaux toujours très riches en extinctions onduleuses et bandes de pliage prismatiques : en section XZ, les sous-joints montrent une obliquité unique sur la trace de la schistosité, tandis qu'en section YZ cette obliquité est double.

La matrice est faite de petits grains (plus petits que ceux des structures en mosaïque), aux limites curvilignes, nettement allongés selon la direction "a". Dans le cas de l'échantillon type E196 étudié précédemment avec J.L. BOUCHEZ, elle contient près de 50 % d'albite ; mais elle peut être aussi essentiellement quartzreuse.

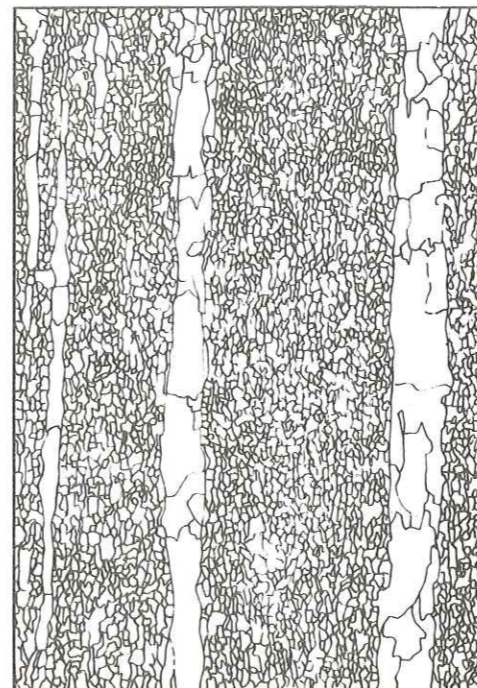


Figure 103. Microstructure à rubans. Echantillon E196, section XZ.

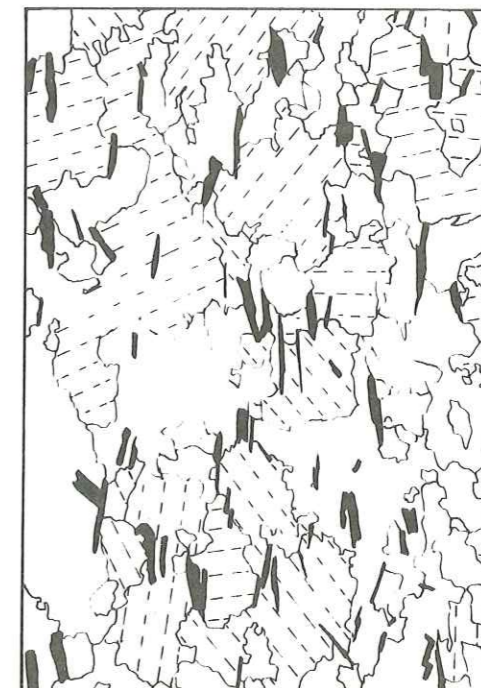


Figure 104. Microstructure à croissance exagérée. Echantillon Mo330, section XZ.

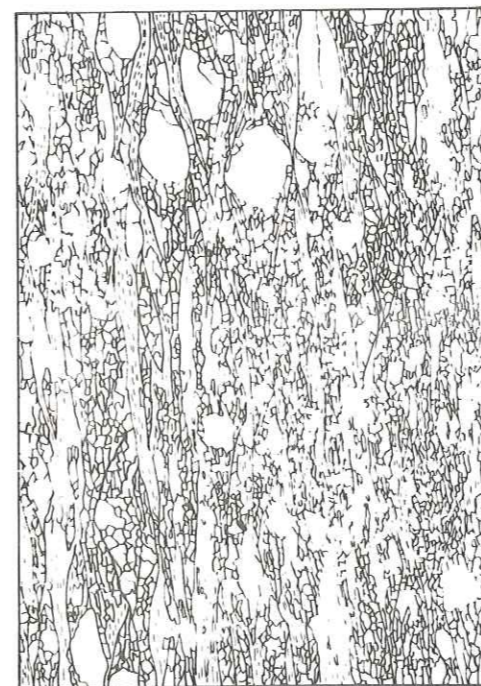


Figure 101. Microstructure à reliques porphyroclastiques. Echantillon E208, section XZ.

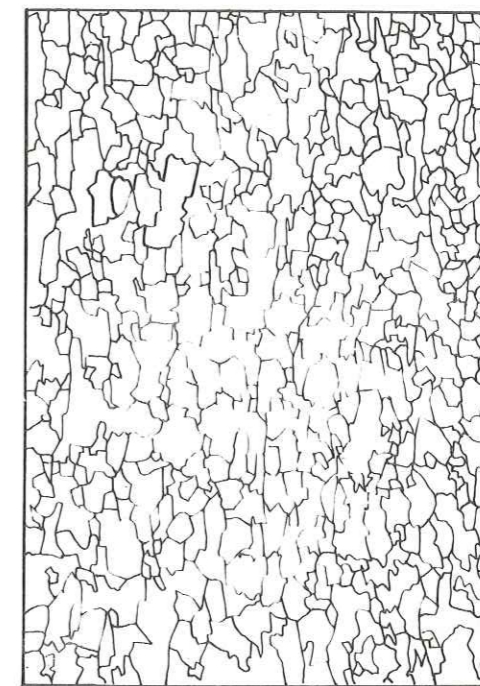


Figure 102. Microstructure en mosaïque aplatie. Echantillon E188, section XZ.

A côté de ces structures en rubans typiques, il existe tous les intermédiaires vers des structures en mosaïque : la matrice à grain fin peut alterner avec des niveaux quartzeux à microstructure en mosaïque ; les structures en mosaïque peuvent évoluer vers les structures en rubans.

f) Zone V : microstructures à croissance exagérée (Fig. 104)
(exaggerated grain growth structures)

Cette zone correspond aux domaines les plus métamorphiques ; elle forme de manière très caractéristique toute la Dalle du Tibet, et déborde sur la partie sommitale des Formations du Moyen Pays dans la région Darondi Kholā - Burhi Gandaki.

Cette microstructure est caractérisée par de grand grains (plusieurs mm) très découpés, profondément interpénétrés les uns dans les autres selon toutes les directions ; contrairement à ce qui s'observait dans les zones précédentes, les phyllites ne sont plus uniquement disposées aux joints de grains, mais aussi incluses à l'intérieur des grains.

2. ZONEOGRAPHIE MICROSTRUCTURALE, ZONEOGRAPHIE METAMORPHIQUE

a) Zonéographie microstructurale

Les figures 105 et 106 (p. 263 et 264) montrent la répartition à échelle régionale des différentes zones microstructurales définies ci-dessus : elles dessinent des bandes d'épaisseur irrégulière, mais se succédant régulièrement dans le même ordre quand on traverse la zone du Chevauchement Central.

Compte tenu du caractère progressif de la déformation dans cette "shear zone", il ne fait pas de doute que les microstructures observées successivement dans les tectonites quartzieuses correspondent à des domaines de plus en plus déformés. Les orientations préférentielles de réseau du quartz traduisent effectivement de la zone I (loin du M.C.T.) à la zone IV (contre le M.C.T.) une déformation plastique de ce minéral de plus en plus intense, accompagnant les recristallisations de plus en plus complètes.

Mais il faut aussi souligner le parallélisme assez net, tant en carte qu'en coupe (comparer les figures 41 et 105, p. 124 et 263, et les figures 42 et 106, p. 126 et 264), entre les limites des zones microstructurales et les isogrades métamorphiques (en première approximation, des isothermes) :

La "zonéographie microstructurale" qui se dessine nettement dans les tectoni-

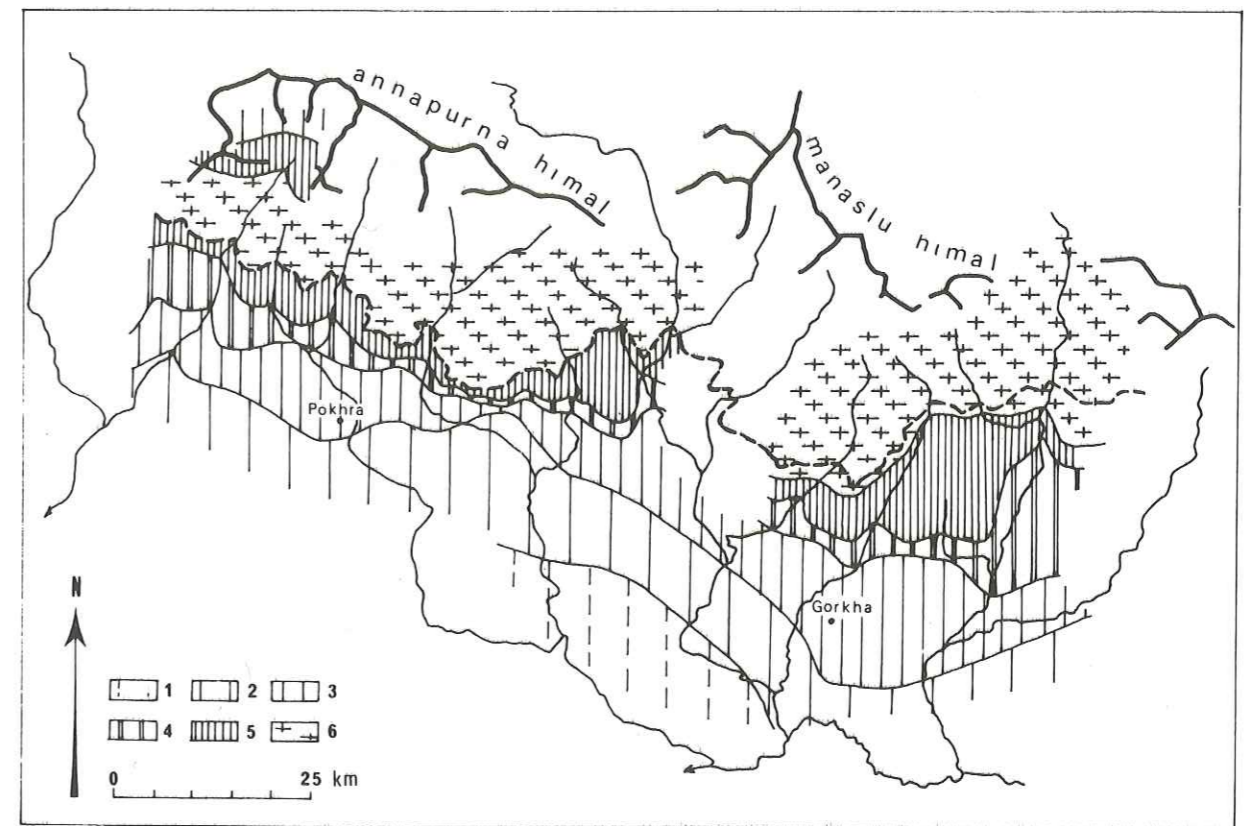


Figure 105. Carte de répartition des microstructures des roches quartzieuses.
1) : microstructures sédimentaires ; 2) et 3) : microstructures sédimentaires héritées (Zone Ia et Ib, cf. texte) ; 4) : microstructures à reliques porphyroclastiques (Zone II) ; 5) : microstructures en mosaïque ou en rubans (Zones III et IV) ; 6) : microstructures en croissance exagérée (Zone V).

tes quartzieuses de la zone du M.C.T. doit donc résulter des effets conjugués d'un gradient de déformation (de contrainte) et d'un gradient thermique.

Compte tenu de ce double héritage, les microstructures apparaissent donc comme des marqueurs

- de l'intensité relative de la déformation,
- des relations entre déformation et température, comme le montrent en particulier les points suivants :

b) Sous-structures optiques (BOUCHEZ, 1977)

Dans la zone des microstructures en mosaïque (zone III) ou en rubans (zone IV), la majorité des grains de la mosaïque montre une division en sous-grains, séparés par des sous-joints plans et parallèles : ce sont des bandes de pliage parallèles à l'axe C du quartz, prismatiques. Ces sous-joints traduisent la polygonisation par glissement pen-

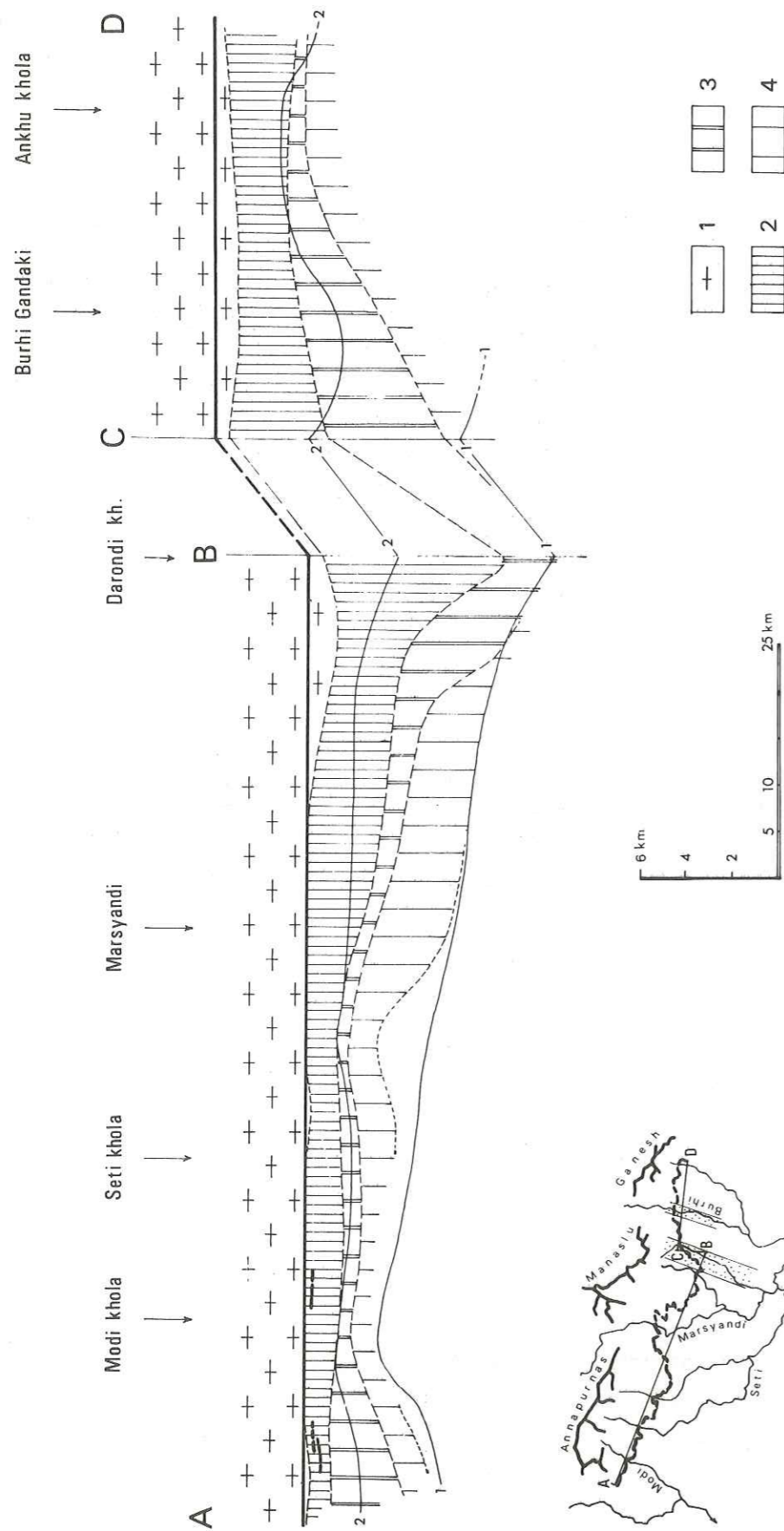


Figure 106. Géométrie des zones microstructurales : coupe longitudinale schématisée.

1) : microstructures en croissance exagérée ; 2) : microstructures en mosaïque et en ruban (a) ; 3) : microstructures à reliques porphyroclastiques ; 4) : microstructures sédimentaires héritées (zone Ib). 1-1 : base de la Formation Supérieure du Moyen Pays ; 2-2 : limite des Formations Inférieure et Supérieure du Moyen Pays. Sur le schéma de localisation, en pointillé : "couloir à meneaux" de la région Darondi Khola - Burhi Gandaki.



dant la déformation et sont perpendiculaires à la direction de glissement intracristalline, ici basale (plan de glissement le plus actif : 0001) (cf. Fig I-8, BOUCHEZ, 1977, p. 23) ; ce sont les seuls témoins optiques de la déformation plastique du quartz :

- Dans les microstructures en mosaïque, ils sont fréquemment suturés par les joints de grain de la mosaïque, et se terminent souvent aux points triples ou aux points anguleux du réseau des joints (Fig. 107).

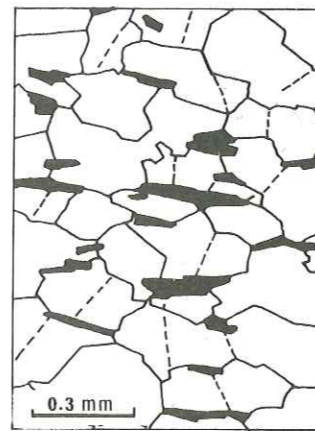


Figure 107. Disposition des sous-joints dans le domaine des microstructures en mosaïque aplaties (d'après BOUCHEZ, 1977).

Cela montre "l'antériorité des sous-joints (donc de la déformation plastique) vis à vis du phénomène de recristallisation par migration des joints de grains, qui donne naissance à la mosaïque" (BOUCHEZ & PECHER, 1977).

- Dans les rubans, où les sous-grains sont beaucoup plus abondants, "les sous-joints sont nombreux, serrés, et participent aux extinctions onduleuses", ce qui permet d'envisager leur formation dans une phase de déformation ultérieure ; ce n'est cependant pas le cas, puisque cette sous-structure ne se surimpose pas à une microstructure en mosaïque de type Zone III.

Pour BOUCHEZ (1977, p. 99), cela signifierait plutôt "que la polygonisation des sous-joints n'est pas complète, et que la migration des joints de grain est peu développée ; la déformation se serait poursuivie plus longtemps dans les niveaux à rubans que dans les niveaux en mosaïque, après que la température ait commencé à décroître".

c) Structures en rubans, structures en croissance exagérée

Les structures en croissance exagérée sont des structures de recuit (WILSON, 1973 ; BOUCHEZ, 1977) résultant d'une recristallisation secondaire statique ; au contraire des rubans, elles indiquent donc que la température est restée élevée, ou même n'a atteint son maximum, qu'après la fin de la déformation. Il n'est donc pas surprenant de les voir typiquement caractériser la Dalle du Tibet, où d'autres indices montrent que la température est restée élevée assez longtemps après la déformation principale (par exemple, migmatite tardive tectonique).

Dans le Moyen Pays, leur présence, ou au contraire leur absence, distingue deux domaines situés de part et d'autre de la Marsyandi :

- Dans le premier (domaine "froid", à l'Ouest de la Marsyandi), l'influence de la déformation est prépondérante : absence de microstructures en croissance exagérée, mais, dans sa partie occidentale, présence des seuls rubans.

- Dans le second (domaine "chaud", à l'Est de la Marsyandi), la déformation est partiellement masquée par la persistance tardive d'une température élevée : le recuit secondaire est important jusqu'à assez loin en dessous du M.C.T., et dilue les orientations préférentielles de réseau, qui, ici comme dans la Dalle du Tibet, sont moins bien marquées que dans le domaine précédent.

On peut, sans anticiper sur les modèles thermiques, remarquer que le passage du premier au second de ces domaines correspond à un épaissement de la Dalle du Tibet.

d) Microstructures et coulissages verticaux

La solution de continuité B-C de la coupe longitudinale A-D (Fig. 106, p. 264) correspond au couloir de déformation Chepe - Darondi (cf. p. 245), que l'on peut interpréter comme une zone ductile de coulissage vertical.

On remarque à ce niveau un abaissement assez brutal et assez localisé des limites des zones II et III (microstructures à porphyroclastes résiduels et microstructures en mosaïque), plus accusé que la perturbation correspondante des isogrades métamorphiques (Fig. 42, p. 126), ou de la limite inférieure de la zone à croissance exagérée. Ceci confirme :

- l'existence ici d'une zone de déformation pénétrative fortement inclinée par rapport au plan du M.C.T. ;

- l'origine mécanique des microstructures qui l'accompagnent, qui sont sans doute légèrement antérieures aux structures thermiques (fin du métamorphisme et croissance exagérée).

3. L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION FINIE

Dans les grès des zones les moins recristallisées, la forme des grains de quartz ou de feldspath d'origine détritique est encore nettement reconnaissable ; on peut alors utiliser ces grains pour retrouver la forme de l'ellipsoïde de déformation finie.

Dans le cas d'un tel matériau, initialement composé d'une matrice et de particules sphériques ou non, l'orientation et la forme finale des grains (α et R_f) dépendent :

- de la forme (R_i) et de l'orientation initiale des grains,
- de l'intensité de la déformation et de l'orientation de ses axes principaux,
- du contraste de ductilité entre les particules et la matrice.

- Le contraste de ductilité n'est pas connu. On sait cependant (GAY, 1968) que le rapport viscosité de la particule / viscosité moyenne de l'ensemble particule-matrice diminue fortement et tend vers 1 quand la proportion de particules devient forte. Or, toutes les mesures ont été faites sur des grès à matrice très quartzeuse (contraste de ductilité particules / matrice sans doute faible) et peu abondante (proportion élevée de grains détritiques / volume total) ; on peut donc admettre que dans ce cas les valeurs obtenues sont une bonne approximation par défaut des valeurs réelles de la déformation.

- Les deux paramètres R_f et α sont directement mesurables :

R_f = rapport des longueurs du grand axe et du petit axe des galets déformés,

α = angle entre le grand axe du galet et la direction principale de déformation (ici direction S2).

- De ces deux paramètres, on peut déduire (moyennant la restriction ci-dessus sur la méconnaissance des contrastes de ductilité) la forme de l'ellipsoïde de déformation finie, caractérisée par le rapport $R_d = \lambda_1 / \lambda_2$ selon la section considérée, et la forme initiale des grains (R_i) (RAMSAY, 1967).

Mesures et résultats :

La méthode utilisée ici est celle de DUNNET (1968) (voir aussi LE THEOFF, 1977) : Sur chaque échantillon ont été mesurés grain par grain, sur photographie de lame-mince, les valeurs R_f et α ; 70 à 150 grains ⁽¹⁾ (taille : 1 à 10 mm) ont été ainsi étudiées pour chacune des directions principales XZ et YZ. Les mesures, reportées sur des diagrammes semi-logarithmiques $R_f = f(\alpha)$, dessinent un nuage de points, dont on déduit :

- le rapport R_d dans la direction considérée de l'ellipsoïde de déformation finie : c'est la moyenne logarithmique de R_{dmax} et de R_{dmin} .,

- les valeurs R_i , par comparaison avec des abaques.

Les mesures ont porté sur dix échantillons répartis dans les zones à micro-

(1) Dans l'échantillon A77, à limite des zones microstructurales II et III, le nombre de grains mesurés est moins élevé, la recristallisation les ayant rendu pour la plupart méconnaissables.

structures sédimentaires, sédimentaires héritées (zone Ia et Ib) et à porphyroclastes résiduels (zone II) ; cinq d'entre eux (éch. A209, A64, A77, E208 et 74153) proviennent du domaine occidental, où ces zones sont resserrées près du M.C.T., cinq autres (éch. 74, 158, 179, 371, 429, 544) du domaine oriental, où elles en sont plus distantes (localisation : cf. annexe).

a) Ellipsoïde de déformation finie

Le tableau ci-dessous donne les valeurs R_d trouvées (Z choisi arbitrairement égal à 1), le régime et l'intensité de la déformation étant visualisé (Fig. 108) sur le classique diagramme de FLINN (1962) : $X/Y = f(Y/Z)$.

Ech.	X	Y	X/Y
A64	3.00	2.15	1.40
A77	4.70	3.05	1.54
A209	2.42	1.70	1.42
E208	2.75	2.36	1.17
74153	2.25	2.05	1.10
158	2.40	1.80	1.35
179	3.50	1.75	2.00
371	4.40	2.39	1.84
429	2.20	2.20	1.00
544	1.91	1.61	1.18

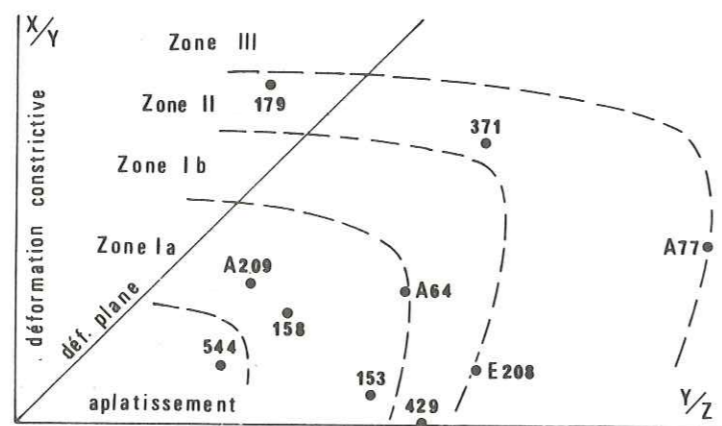


Figure 108. Ellipsoïde de déformation finie, zones microstructurales sédimentaire, sédimentaire héritée (Ia, Ib), à reliques porphyroclastiques (II). Diagramme de FLINN (1962).

Ce diagramme montre que ;

- La déformation finie est au Népal central du type "aplatissement" ; les mesures n'ayant été faites que selon les deux directions XZ et YZ, il n'est pas possible de dire si cet aplatissement est accompagné ou non d'une diminution de volume.

Seul l'échantillon 179, situé dans le couloir très déformé de la Chepe Khola - Darondi Khola (cf. p. 245) montre un ellipsoïde de déformation finie de type constrictif (ellipsoïde "en tuyau", homothétique des mésostructures visibles sur le terrain).

- A l'intérieur d'une même zone microstructurale, la déformation semble homogène, que l'on soit près (domaine occidental) ou loin (domaine oriental) du M.C.T. : il y aurait bien parallélisme de l'intensité de la déformation et des microstructures.

- Sur une même transversale, la déformation croît lorsque la distance au M.C.T. diminue ; ainsi, par exemple, au niveau de la Madi Khola (Nord Est de Pokhra), les échantillons A64, E208, A77 correspondent à une déformation croissante et se succèdent comme suit :

Echantillon	Zone microstructurale	Distance orthogonale au M.C.T.
A 64	limite Ia - Ib	2 800 m
E 208	limite Ib - II	2 300 m
A 77	limite II - III	2 000 m

b) Forme initiale des grains

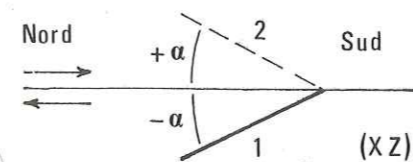
Les plages de valeurs des rapports initiaux trouvées pour les différents échantillons sont très constantes quelle que soit l'intensité de la déformation (Fig. 109) : R_i vaut environ 1.5 pour la majorité des grains, ne dépassant que rarement 2.5 ; sur certains diagrammes $R_f = f(\alpha)$, on observe un vide autour de la valeur de $R = R_d$: dans ce cas, la roche n'avait aucuns grains de forme initiale sphérique.

L'homogénéité des valeurs R_i est un contrôle a posteriori de la méthode de DUNNET (en effet, ces grès sédimentologiquement très homogènes devaient avoir des grains tous morphologiquement voisins) ; et leur valeur différente de 1 justifie son emploi ici, bien que les valeurs \bar{R}_f (moyenne arithmétique des R_f d'une même section) ne soient cependant jamais très différentes (+ 10 à + 15 %) des valeurs trouvées ici.

c) Dissymétrie des diagrammes $R_f = f(\alpha)$

La méthode de DUNNET utilisée ici s'applique indifféremment aux cas d'une déformation rotationnelle ou irrotationnelle. Le caractère rotationnel se traduit cependant par une dissymétrie de la densité de points dans le nuage $R_f = f(\alpha)$, dont l'enveloppe reste symétrique (plan de symétrie : plan $\alpha = 0$, passant en principe par $R_{f\text{maximum}}$).

Cette différence de densité traduit une orientation préférentielle des grains par rapport à S2 (reflet de la dissymétrie des amandes ; cf. p.274) et marque le sens du cisaillement : l'orientation (1) schéma ci-contre) est privilégiée par rapport à l'orientation (2).



Dans les sections XZ étudiées, cette dissymétrie existe toujours (sauf pour A77, échantillon le plus déformé, et 544, échantillon le moins déformé), bien que dans le cas particulier

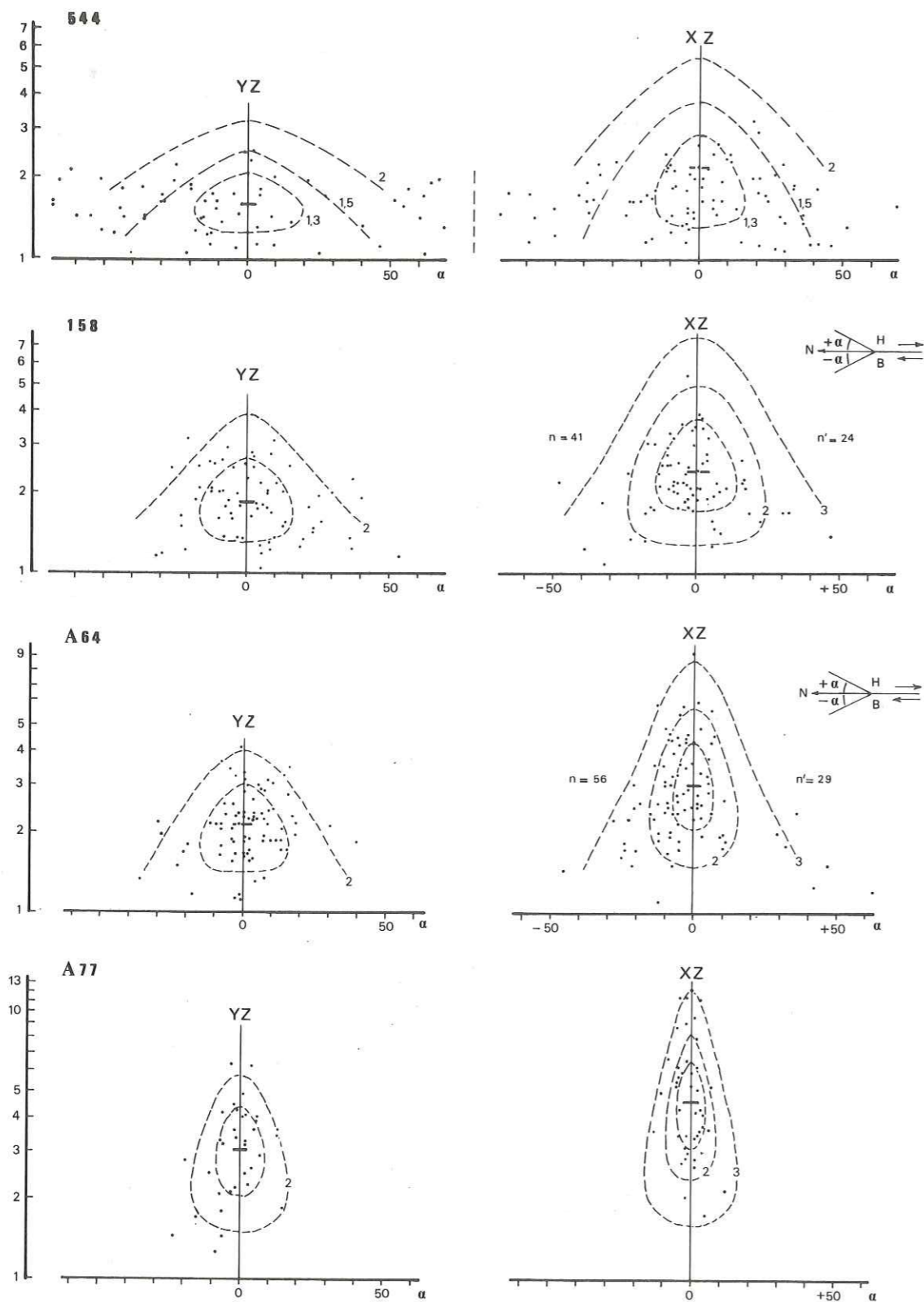


Figure 109. Diagrammes semi-logarithmiques $R_f = f(\alpha)$: $R_f = \lambda_1/\lambda_2$ des grains de la section considérée ; α = angle entre X ou Y et la trace de S_2 . Courbes en tiretés : valeurs de $R_i = \lambda_1/\lambda_2$ du grain avant déformation ; R_d = valeur λ_1/λ_2 (section XZ) ou λ_1/λ_2 (section YZ) de l'ellipsoïde de déformation finie, correspond au tiret gras.

des échantillons choisis, la dissymétrie de forme des amandes n'apparaisse pas au simple aspect global de la lame-mince ; elle est toujours conforme au sens de cisaillement attendu (cf. éch. 74 158 et A64, Fig. 109 : le nombre de points N dans chaque partie du diagramme est indiqué, les points correspondant à $\alpha = \pm 2^\circ$ étant rejetés pour tenir compte de l'éventuelle erreur sur la position de $\alpha = 0^\circ$).

Il s'agit donc là d'un marqueur, assez sensible semble-t-il, du sens du cisaillement.

/ C. LES DISSYMETRIES, CRITERES DE CISAILLEMENT /

1. DEFORMATION ET PERTE DE SYMETRIE

Depuis SANDER (nombreuses publications de 1911 à 1950, cf. en particulier SANDER, 1932), de nombreux auteurs ont prêté attention à la symétrie des objets déformés (cf. par exemple TURNER et WEIS, 1963, et revue dans SIDDANS, 1971) : on peut en effet envisager de relier de manière générale la symétrie de la déformée au type de déformation (rotationnelle ou irrotationnelle), et, s'il y a rotation, à son sens.

Les quelques rappels généraux ci-dessous, appliqués au cas simplifié d'une déformation plane, montrent cependant qu'une telle démarche n'est pas en général possible, faute de relations univoques entre la nature de la déformation et la symétrie de la déformée.

a) Déformation et symétrie des marqueurs élémentaires

Déformation irrotationnelle

C'est la déformation par cisaillement pur (= aplatissement pur) : l'angle entre λ_1 et λ_2 , axes principaux de l'ellipsoïde de déformation, et $ox-oy$, directions principales équivalentes dans le système non déformé, reste constamment nul ($\omega = 0$) ; il n'y a que de la distorsion ψ .

La symétrie de la déformée est alors orthorhombique (trois axes L2, trois miroirs correspondants, dont le plan de la figure), quel que soit le marqueur élémentaire considéré : non orienté (cercle, cf. Fig. 110, d'après DAYRE, 1977, inédit) ou orienté (carré).

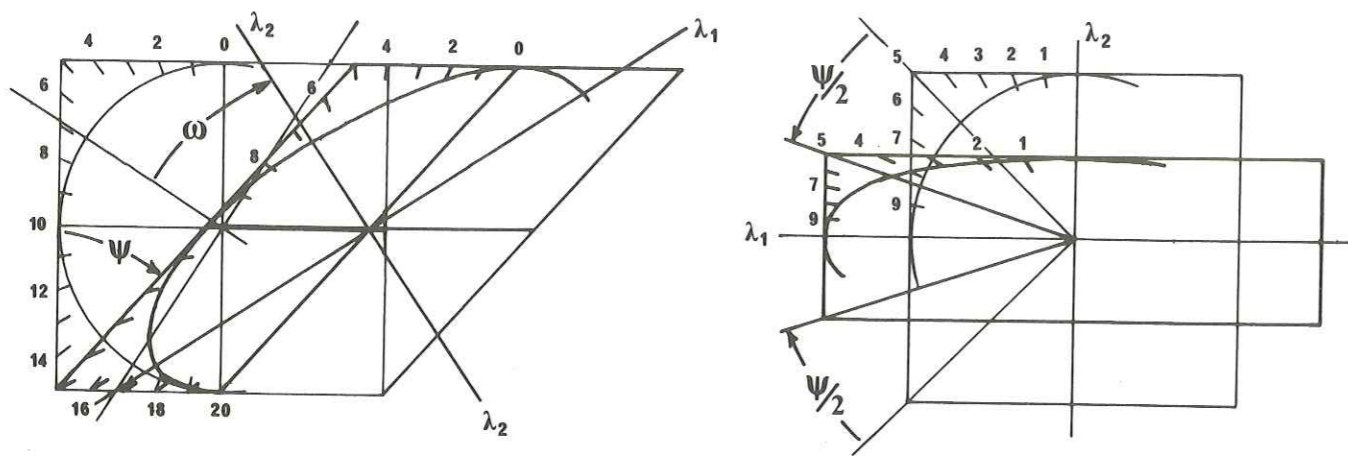
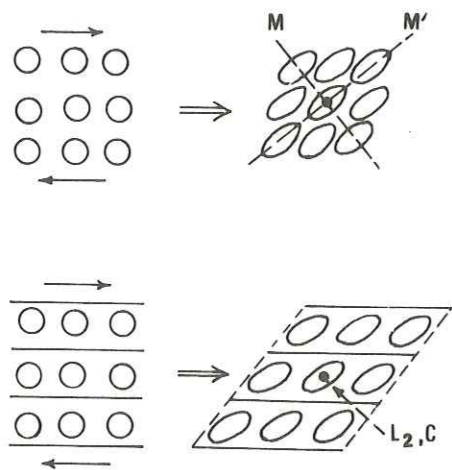


Figure 110. a et b. Géométrie de la déformation élémentaire par cisaillement simple (a, à gauche) et par cisaillement pur (b, à droite). ψ = distorsion, ω = rotation (D'après DAYRE, 1977, non publié).

Déformation rotationnelle

Il s'agit d'une déformation où la transformation géométrique qui conduit de la surface non déformée à la surface déformée est le produit d'un aplatissement (modification de forme, ou distorsion) par une rotation (modification de position). Le cisaillement simple, illustré figure 110 b, est un exemple particulier d'une telle déformation.



Dans ce cas, si l'on considère un marqueur non orienté (cercle), la symétrie de la déformée est comme précédemment orthorhombique ⁽¹⁾ (Fig.111).

Si le marqueur initial est orienté (carré), la symétrie devient monoclinique (Fig. 111) : il n'y a plus qu'un seul miroir (le plan du dessin) un centre et un axe de symétrie d'ordre 2. Dans ce cas, la déformée est "polarisée" : on peut définir un axe de rotation (par raison de symétrie, il est confondu avec l'axe de symétrie) et déterminer, d'après le sens de la dissymétrie, un sens de rotation.

Figure 111. Symétrie des marqueurs élémentaires.

(1) Il faut rappeler à ce propos que la mise en évidence d'un aplatissement de l'ellipsoïde de déformation finie n'implique pas forcément qu'il y ait eu de l'aplatissement dans la déformation.

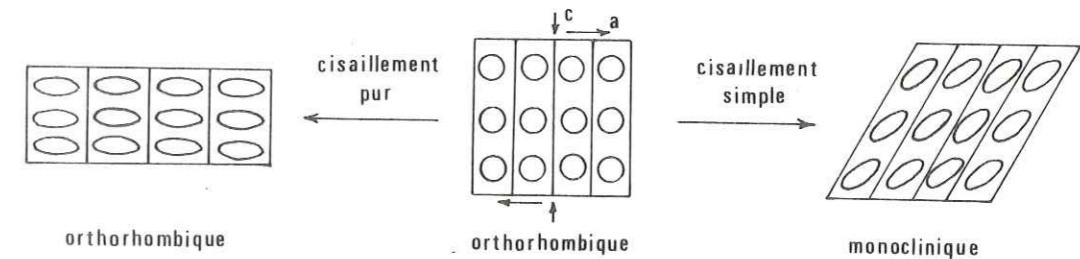
b) Symétrie des marqueurs composites ("de 2e ordre")

De ce qui précède, il ressort qu'un marqueur non orienté (assemblage isotrope de grains de quartz, taches colorées) ne permet pas de déterminer le type de déformation (rotationnel ou irrotationnel). Une condition minimum pour qu'une telle distinction puisse être établie est de disposer d'un marqueur orienté, qui permette de repérer la dissymétrie de la déformée ; ce doit être un marqueur composite qui associe :

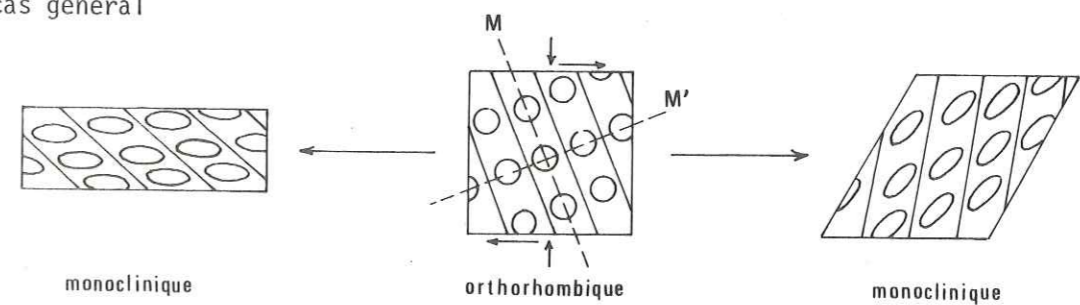
- un marqueur d'aplatissement (marqueur élémentaire, "de 1er ordre"),
- un repère plan, marqueur de position, permettant de visualiser une obliquité.

Il ne s'agit toutefois pas d'une condition suffisante, comme le montrent les schémas ci-dessous (Fig. 112) :

1) : position des éléments de symétrie du marqueur identique à la position des axes cinématiques a, b, c, ou à la position des axes de déformation principaux X, Y, Z



2) : cas général



On voit donc que dans le cas de marqueurs composites, une symétrie orthorhombique est, sauf cas exceptionnel, l'indice d'une déformation irrotationnelle, mais qu'une symétrie monoclinique (perçue comme une "dissymétrie" du marqueur) peut provenir :

- soit d'une déformation rotationnelle (cisaillement simple, par exemple),
- soit d'une déformation irrotationnelle, si les axes de symétrie du marqueur non déformé n'étaient pas confondus avec a, b, c ou X, Y, Z.

Par contre, dans le cas d'une déformation rotationnelle, si le plan de cisaillement (plan de déformation nulle s'il s'agit de cisaillement simple) peut être repéré et utilisé comme marqueur de position, alors le sens de l'obliquité de l'aplatissement par rapport à ce plan donne le sens de la rotation.

Remarque

Il n'a été question ci-dessus que de marqueurs "passifs", dont les limites étaient invariables. Dans les roches métamorphiques, la réalisation syntectonique des équilibres minéralogiques entraîne le développement de certains minéraux (grenat par exemple) aux dépens de leur matrice orientée, tout en gardant des traces de leurs orientations réciproques successives : inclusions alignées ou fantômes d'accroissement dessinant une schistosité interne (ZWART, 1960 ; SPRY, 1969 ; OLESEN, 1978 ; VERNON, 1978). On dispose alors de marqueurs dynamiques de la déformation, dont la schistosité interne aura, dans le cas d'une déformation rotationnelle, une disposition en double spirale (symétrie monoclinique) ; le sens d'enroulement de cette spirale donne alors le sens de rotation, même en l'absence de marqueur du plan de cisaillement.

2. LES DISSYMETRIES DE FORME

On trouvera ci-dessous un catalogue des principales microstructures de déformation rotationnelle observées dans la "shear zone" du M.C.T. Ces microstructures ont pu être calées par rapport au sens de mouvement en utilisant de manière assez systématique des lames minces orientées, taillées dans des échantillons eux-mêmes orientés. On considérera les deux sections principales $ac = XZ$ (lame-mince perpendiculaire à S_2 et parallèle à la direction de transport L_2), et $bc = YZ$ (lame-mince perpendiculaire à S_2 et L_2).

a) Les amandes S-S'

Dans les échantillons où la fraction quartzeuse est abondante par rapport aux autres minéraux, phyllites en particulier, on observe souvent en lame-mince une disposition en "amandes", homothétique des amandes S-S' d'ordre supérieur visibles sur le terrain.

En section YZ (Fig. 113), la schistosité, marquée par des lits discontinus de phyllites, est onduleuse et irrégulière ; les lits sont faiblement obliques, tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre, sur la direction moyenne de la schistosité, telle qu'on peut la définir macroscopiquement ou à l'aide des lits les plus phylliteux, alors beau-

coup plus régulièrement orientés. Cette microstructure peut se schématiser comme un emboîtement de losanges semblables ; elle a une symétrie orthorhombique et est apparemment irrotationnelle.

En section XZ (Fig. 113), la microstructure est mieux réglée. Les phyllites montrent deux orientations préférentielles nettes : l'une régulière, nettement prédominante, correspond au litage métamorphique et définit S ; l'autre, plus frustrée, marquée par les quelques phyllites des interlits quartzeux, permet de définir une schistosité S', oblique de 20 à 40° sur S. La géométrie de la microstructure se schématise maintenant par des parallélogrammes, de symétrie monoclinique (amandes "dissymétriques").

Dans toutes les lames-minces orientées que j'ai pu étudier, l'obliquité de la dissymétrie, quand elle existe, est toujours la même (S' plus pentée vers le Nord que S). La constance de cette obliquité ne s'explique de manière satisfaisante que si S' est bien la réponse à une déformation avec cisaillement selon S ; le sens de rotation qu'on peut donc déduire de la relation S-S' (§ 1b, ci-dessus, cas 1) est alors effectivement cohérent avec le sens du mouvement global (mouvement relatif du compartiment supérieur toujours vers le Sud).

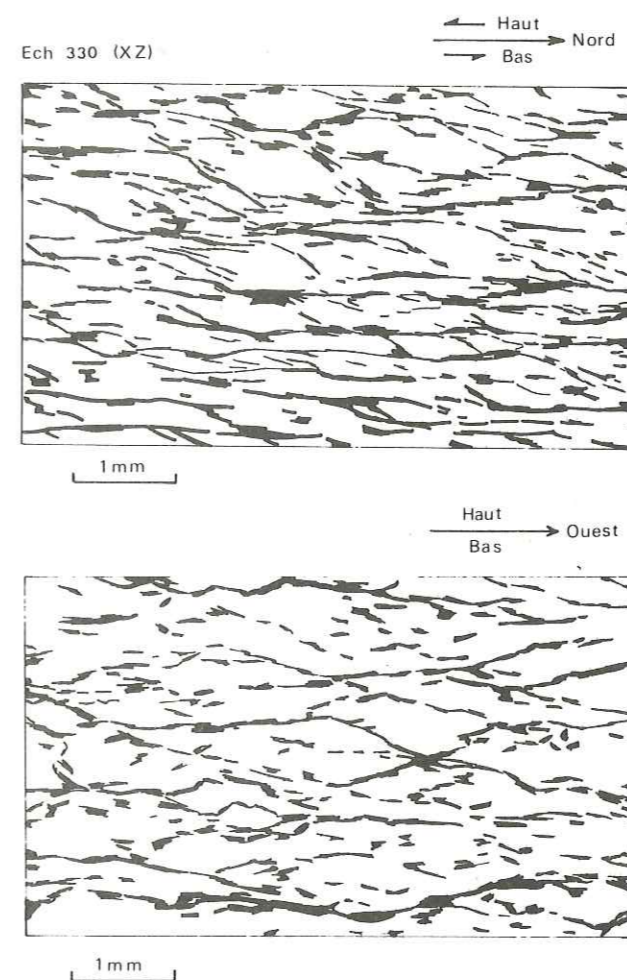


Figure 113. Microstructures en amande : dissymétriques et conformes au sens de cisaillement en section XZ, symétriques en section YZ.

re satisfaisante que si S' est bien la réponse à une déformation avec cisaillement selon S ; le sens de rotation qu'on peut donc déduire de la relation S-S' (§ 1b, ci-dessus, cas 1) est alors effectivement cohérent avec le sens du mouvement global (mouvement relatif du compartiment supérieur toujours vers le Sud).

Remarque

Dans les faciès gréseux, chaque amande correspond en général à un vieux grain détritique, aplati selon la diagonale de l'amande (cf. Fig. 100c, p. 256). En section XZ, on observera donc une obliquité préférentielle de l'allongement des grains par rapport à S. Elle se traduit au niveau de la mesure de l'ellipsoïde de déformation finie par les dissymétries des diagrammes $R_d = f(\alpha)$ notées plus haut (§ 3c, p. 269).

b) La rotation des porphyroclastes

Certains minéraux anciens ou précocement recristallisés sont préservés, non destabilisés dans les conditions σ -T de la déformation- recristallisation ultérieure. Ce sont par exemple :

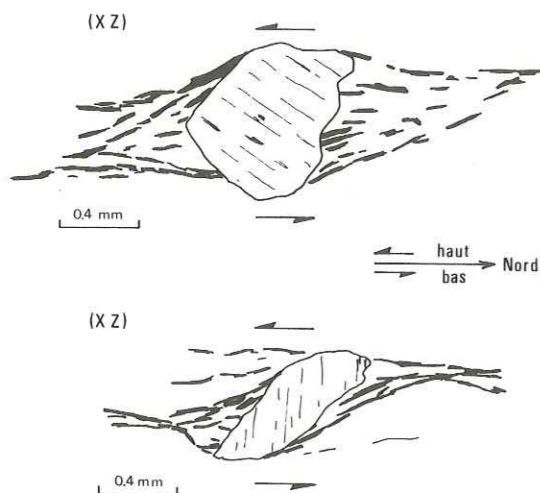


Figure 114. Echantillon 529, section XZ : ombre de pression dissymétrique derrière des plagioclases (en noir : chlorite et muscovite). Dans cette même section, les amandes quartzieuses ont une dissymétrie différente (identique à celle de l'éch. 330 XZ, Fig. 113), indiquant comme ces plagioclases tournés un sens de rotation conforme au sens de cisaillement.

- Dans les grès très peu déformés et recristallisés (zone microstructurale Ia, zone métamorphique à chlorite), le quartz,

- Dans ces grès et dans les gneiss volcano-détritiques (gneiss d'Ulleri) plus métamorphiques, la tourmaline et surtout le feldspath (plagioclase, et dans une moindre mesure, feldspath potassique), qui se déforme et recristallise beaucoup moins que le quartz ; les anciens feldspaths détritiques sont bien préservés jusque dans la zone à porphyroclastes résiduels, ou jusque dans la zone à biotite - grenat (le plagioclase néoformé ne s'observe guère qu'au dessus de l'isograde +Ky, +Sta).

- Plus rarement, dans les zones plus métamorphiques, certains porphyroblastes précoces la paragenèse, tels que le disthène ou le grenat.

Ces minéraux rigides et inertes (ne réagissant pas minéralogiquement avec leur matrice) montrent peu de déformation interne, mais tournent sur eux-mêmes dans le cisaillement, avec formation dans les zones à l'abri "d'ombres de pression" où recristallisent le plus souvent du quartz en mosaïque équante et quelques phyllites.

En section YZ, les queues de recristallisation apparaissent en général symétriques, l'ensemble minéral - ombre de pression dessinant une amande aplatie dans S.

En section XZ, l'amande dessinée par le minéral et ses ombres de pression est par contre dissymétrique, visualisant ainsi le sens de rotation du minéral et le sens du cisaillement (Fig. 114).

Remarque

Au risque de mésinterprétation de ces microstructures, les amandes XZ ont, pour un même sens de cisaillement, une obliquité inverse selon qu'il s'agit d'amandes dessinées par des queues de recristallisation ou d'amandes S-S'.

Cette divergence provient des différences d'un cas à l'autre des contrastes de ductilité dans le matériau considéré :

- Les amandes dessinées par les ombres de pression impliquent dans le lit considéré un contraste de ductilité important entre le minéral qui tourne et sa matrice, d'où une déformation discontinue de ce lit (déformation "irrégulièrement inhomogène").

- Les amandes S-S' correspondent à une déformation qui est, comme dans le cas précédent, inhomogène à l'échelle de l'association lit phylliteux - lit quartzieux (fort contraste de ductilité), mais qui est progressive à l'échelle du lit considéré (déformation "régulièrement inhomogène") ; l'orientation des phyllites et du quartz ne traduit plus une rotation du minéral, mais l'obliquité de l'aplatissement par rapport au plan de cisaillement.

c) Les fractures de Riedel et les fentes d'extension dans les porphyroclastes

Dans les minéraux à faible ductilité relative citée § b (feldspaths surtout), le cisaillement peut aussi se traduire par des fractures de type Riedels, souvent basculés et ouvertes par la rotation ultérieure du minéral (Fig. 115). Il s'agit alors d'une fente d'extension oblique sur S où recristallise du quartz en mosaïque (ou, dans les feldspaths des zones plus métamorphiques, du quartz et du plagioclase).

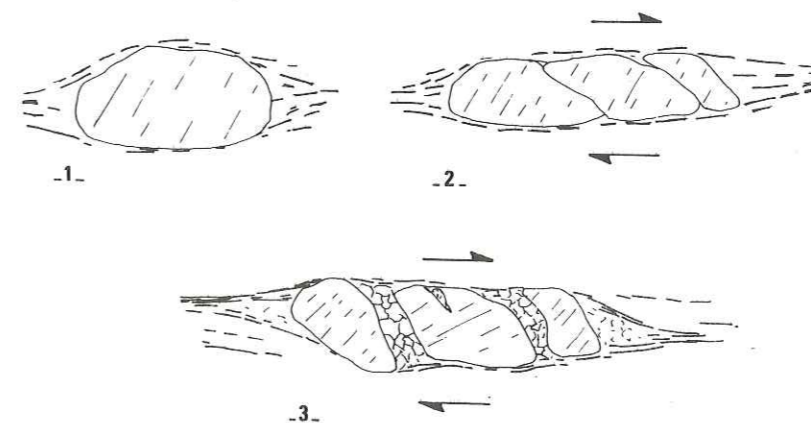


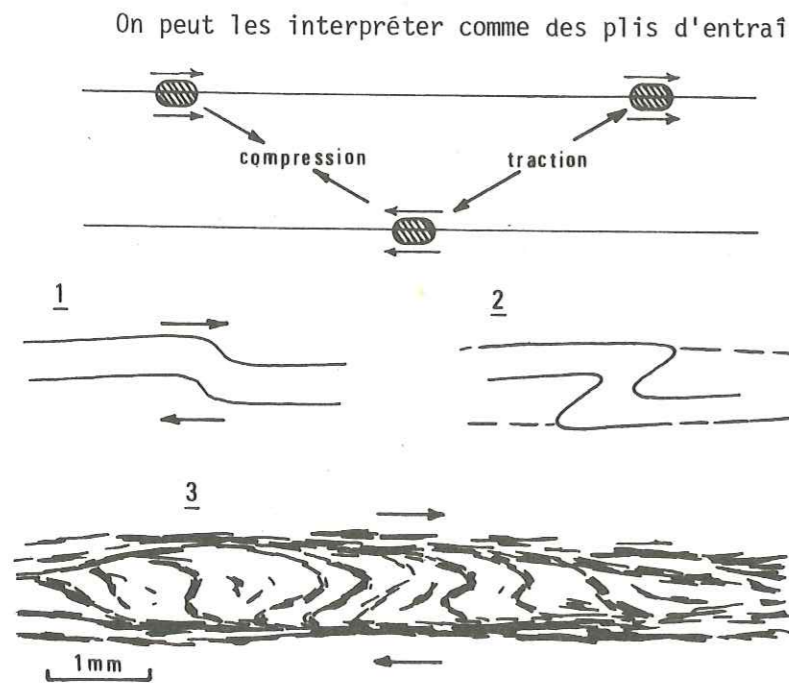
Figure 115. Cisaillement et étirement dans un plagioclase (évolution schématique, dessins d'après plusieurs lame-mince XZ) : 1) grain détritique initial ; 2) apparition de fractures de Riedel ; 3) ouverture de ces fractures, accompagnées de recristallisation de quartz.

Dans les quartz détritiques, la recristallisation commence souvent dans de minces couloirs recoupant obliquement le vieux grain. Bien qu'il ne s'agisse plus d'une rupture, mais d'une zone d'accumulation de déformations du réseau du quartz, on peut sembler-il paralléliser ces bandes polygonisées et recristallisées aux fractures de Riedel.

d) Les plis d'entraînement intrafoliaux

On observe assez souvent, surtout dans les niveaux très phylliteux, des plis intrafoliaux millimétriques, non cylindriques, n'affectant que quelques lits minéralogiques, sans que le litage ne soit perturbé de part et d'autre.

Les mêmes phyllites qui dessinent la schistosité dans les flancs étirés de ces plis se disposent en arcs polygonaux à leur tête : ce sont des plis à la fois syn- et post-schisteux, répliques à échelle microscopique des plis P2 des amandes macroscopiques (plis de 2e type, p. 233).



On peut les interpréter comme des plis d'entraînement induits par des hétérogénéités de la cohésion interfeuillettes, jouant chacune comme autant de blocages sur la surface de glissement (cf. Fig. 116, d'après RHODE et GAYER, 1977).

En section XZ, ces plis sont bien visibles ; leur forme, en S ou en Z, donne le sens du cisaillement (1).

Figure 116. Cisaillement marqué par des plis d'entraînement intrafoliaux. Mécanisme de formation par blocages sur le plan de glissement (d'après RHODE et GAYER, 1977).

(1) Pour un même sens de cisaillement, ces plis d'entraînement ont une dissymétrie inverse de celle des rocs, avec lesquels ils ne doivent pas être confondus (risque de mésinterprétation analogue à celui déjà signalé pour les porphyroclastes tournés et les amandes S-S').

En section YZ, ils s'observent souvent aussi, beaucoup plus étirés et aplatis, indifféremment en S ou en Z : il s'agit en effet de plis à axes courbes, comme les plis P2 mésoscopiques ; la courbure de l'axe s'explique sans doute par des mouvements différentiels sur les plans de cisaillement, dus à la distribution irrégulière des "points de blocage" dans un même plan S (GRATIER et Al., 1977 ; GRATIER et VIALON, 1978).

e) Les porphyroblastes à schistosité interne tournée

Quand un porphyroblaste se développe en même temps qu'il tourne par rapport à sa matrice (dans le cas où, comme en b ci-dessus, il y a contraste mécanique entre le minéral considéré et sa matrice), il va conserver la trace de leurs orientations relatives successives : ce sont les traînées d'inclusions de minéraux non consommés dans la réaction de croissance, qui dessinent à l'intérieur du porphyroblaste une "schistosité interne" tournée (voir, en particulier : SWART, 1962 ; SPRY, 1963, 1969 ; RAST, 1965 ; ROSENFELD, 1968, 1970 ; WILSON, 1971 ; SAGGERSON, 1974 ; OLENSON, 1978 ; VERNON, 1978). Ce type de microstructure est particulièrement fréquent dans les grenats, où il a été très souvent noté.

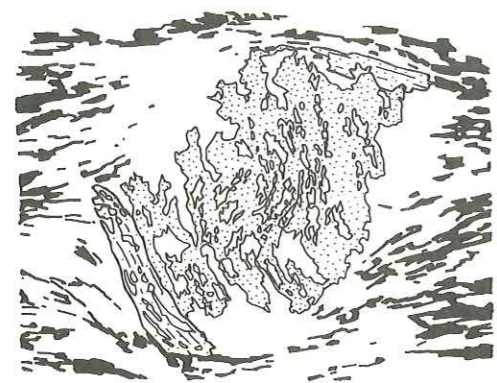
Dans la zone du M.C.T., de telles figures de schistosité interne tournée s'observent dans la plupart des minéraux se développant en porphyroblastes : grenat (1), bien sûr, mais aussi épidote, chloritoïde, plagioclase (plagioclase secondaire, syn-métamorphique, dans les zones où il n'y a pas encore de fusion partielle), staurotide, disthène (Fig. 117).

Deux modèles géométriques de croissance syn-rotation de minéraux ont été récemment développés :

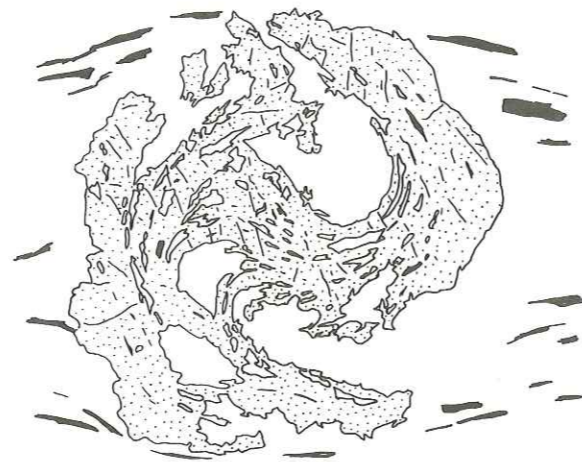
Le premier modèle (POWELL et TREAGUS, 1967, 1970) est à trois dimensions ; il fait ressortir "l'effet de section" sur la forme de la traînée d'inclusions qui marque Si : si la section étudiée est taillée à peu près perpendiculairement à l'axe de rotation R, la figure dessinée par Si sera sigmoïde (symétrie monoclinique), en S ou en Z selon le sens de la rotation ; si la section est à peu près parallèle à R, la figure idéale obtenue aura une symétrie orthorhombique (en DD, en DC, en JJ). Par ailleurs, dans les sections perpendiculaires à R, l'angle apparent de rotation dépendra de la proximité au centre de la section considérée.

Dans la zone du M.C.T., on vérifie effectivement que les figures de schistosité interne sigmoïde s'observent surtout dans les sections XZ, et que dans une même section, l'angle apparent de rotation peut varier d'un porphyroblaste à l'autre.

(1) Dans la région de Ritirbini, nous avons pu observer, avec P. LE FORT, des grenats de plusieurs cm de diamètre, où la schistosité interne en spirale, dessinée par du disthène, était nettement visible sur le terrain.



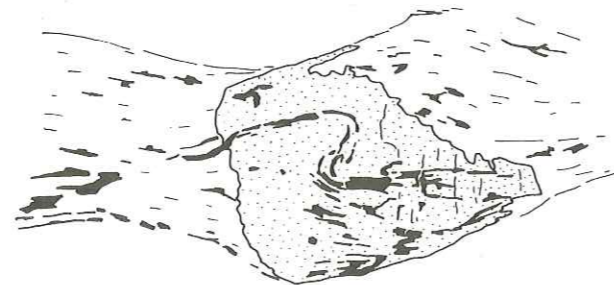
E17



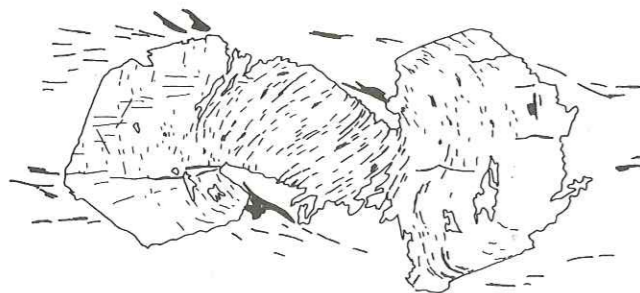
646



364



A180



PLF K

Figure 117. Porphyroblastes à schistosité interne tournée.

E17 : grenat et chloritoïde (à sa périphérie) ; matrice = quartz, chloritoïde, chlorite (en noir) . 646 : grenat ; matrice : quartz et biotite . 364 : épidote à inclusions graphiteuses ; matrice = quartz, calcite, phlogopite ; A180 : grenat à inclusions graphiteuses, sans inclusions quartzéuses ; matrice = quartz, muscovite, graphite . PLF K : grenat, matrice = quartz, biotite, muscovite (échantillon récolté en Marsyandi par P. LE FORT, d'orientation inconnue ; le sens de cisaillement donné ici est conforme au sens donné dans la même lame-mince par les plis d'entraînement).

Le modèle à deux dimensions de SCHONEVELD (1977) souligne la double nature de la schistosité interne. On observe en effet :

- La trace sigmoïde des minéraux dont l'orientation définit la schistosité externe : par exemple, si un grenat se développe aux dépens d'une matrice à biotite graphite, S_1 sera défini par la traînée graphiteuse relique.

- Des inclusions le plus souvent quartzéuses, dessinant une spirale du même sens, mais interrompue au centre du porphyroblaste ; elles sont dues à l'intégration progressive dans le cristal des ombres de pression qui se forment à sa périphérie. Leur dissymétrie s'interprète donc comme celle des amandes (b).

La figure 117 montre quelques exemples de schistosité interne tournée (du premier type : éch. 364 et A180, ou du second type : éch. E17 et 646), dans différents minéraux (sections XZ) ; les rotations qu'on peut en déduire sont cohérentes avec le sens de cisaillement.

Remarque

Dans les minéraux où un repère cristallographique est visible (macles ou clivages), on s'aperçoit que l'orientation de réseau du minéral reste constante du coeur à la périphérie, recoupant S_1 à des angles variables d'un point à l'autre : ceci montre que dans le développement de ces porphyroblastes, certaines directions cristallographiques sont des directions de croissance privilégiées, et qui restent privilégiées quelle que soit leur orientation par rapport au système de contraintes.

3. DISSYMETRIES DE RESEAU : ORIENTATION PREFERENTIELLES DU QUARTZ

a) Déformation d'un agrégat

A l'échelle du cristal, la déformation d'une roche peut se traiter comme la déformation d'un agrégat de cristaux ; elle se traduira par des orientations préférentielles de deux types :

- o.p. de forme des cristaux, liée à l'évolution des joints de grains ; elle est illustrée par la zonalité microstructurale décrite plus haut, la fabrique de forme des quartz devenant de plus en plus pénétrative de la zone sédimentaire à la zone des microstructures en rubans,

- o.p. de réseau des cristaux, liée à une réorientation dans chaque cristal des plans et des directions de glissement.

Le développement de ces orientations préférentielles dans le cas d'un agrégat plan a été simulé sur ordinateur par ETCHECOPAR (1974) :

La roche non déformée est représentée par un agrégat de polygones jointifs, astreints à ne se déformer que par glissement parallèlement à une direction donnée. Cet

agrégat est déformé (cisaillement simple, ou pur, ou combinaison des deux) par incrément de petites déformations ; à chaque incrément, l'ajustement des polygones se fait au mieux, grâce à la déformation interne de chaque polygone par glissement selon la direction préfixée, et éventuellement par rotation et translation externe du polygone, de sorte que les vides ou les surfaces de recouvrement entre les polygones voisins soient minimaux.

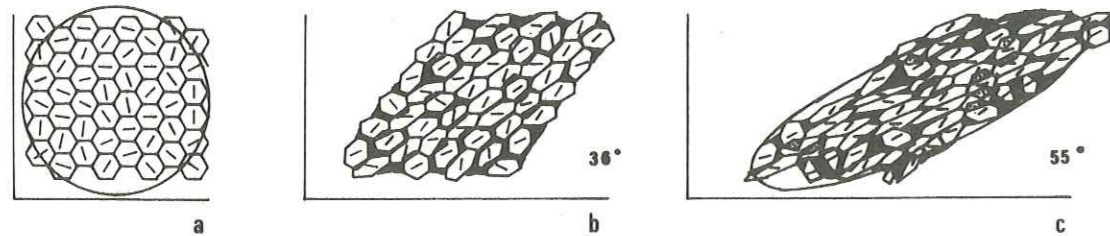


Figure 118. Simulation de la déformation d'un agrégat plan.
(a) agrégat initial ; cisaillement simple de 36° et 55° (b et c).
In BOUCHEZ, 1977, d'après ETCHECOPAR, 1974.

Ce modèle (cf. Fig. 118) montre que :

- La déformation de l'agrégat entraîne la déformation de chaque grain par cisaillement simple élémentaire, avec glissement sur la ligne de faiblesse du grain.
- L'orientation préférentielle des lignes de glissement (= o.p. de réseau) est d'autant plus prononcée que la déformation est plus importante.
- Quand la déformation augmente, la position des axes de l'ellipsoïde de forme de chaque grain tend à se paralléliser avec la position des axes de l'ellipsoïde de déformation finie de l'ensemble de l'agrégat (1).
- La distribution des lignes de glissement par rapport aux axes de l'ellipsoïde de déformation finie de l'agrégat reflète le type rotationnel ou irrotationnel de la déformation, et dans ce dernier cas, son sens.

Par ailleurs, les exemples naturels et les données expérimentales disponibles tant sur les métaux (cf. NICOLAS et POIRIER, 1976) que sur les minéraux (surtout la calcite : GRIGGS, 1938 ; HANDIN et GRIGGS, 1951 ; TURNER, 1963..., le quartz : GREEN et AL., 1970 ; TULLIS et AL., 1973 ; BOUCHEZ, 1977..., et l'olivine : RALEIGH, 1968 ; NICOLAS et

(1) Ceci justifie l'utilisation de S2 et L2, repère de type a, b, c, comme repère X, Y, Z, dans les zones très recristallisées, proches du M.C.T. : à ce niveau, il y a en effet parallélisme de S2 et de la direction d'aplatissement préférentielle des grains de quartz, qui est donc très voisine du plan XY.

AL., 1973, BOUDIER, 1976...) montrent que ce schéma et les conclusions qu'on peut en tirer sont assez généraux. La déformation plastique des agrégats naturels est toutefois quelque peu compliquée par la présence de plusieurs plans de glissement dans chaque minéral (ce qui permet un meilleur ajustement des "polygones"), et par les phénomènes parasites de recristallisation : par exemple, dissolution puis croissance préférentielle de grains "bien" orientés, cette orientation privilégiée pouvant correspondre à une famille mineure de l'orientation préférentielle issue de la déformation plastique (ce mécanisme étant cependant controversé par certains auteurs).

Malgré cela, l'orientation préférentielle du réseau des minéraux reste un bon marqueur de la quantité de déformation, de son régime et de sa polarité.

Dans le cas du quartz, le système de glissement le plus actif est le système (0001) [1120] : glissement basal dans les directions [a] ; le glissement prismatique ne semble jouer un rôle important qu'à haute température, au-dessus de 700°C (cf. analyse des différents travaux dans NICOLAS et POIRIER, 1976, et dans BOUCHEZ, 1977).

Dans les domaines géologiques qui nous intéressent ici, les caractères de la déformation se reflètent donc surtout dans la configuration des orientations préférentielles des plans basaux (0001) par rapport aux directions X,Y,Z de la déformation finie.

b) Orientations préférentielles des axes C du quartz

L'orientation du plan (0001) est déterminable au microscope optique à la platine universelle, en mesurant la direction de l'axe optique C du quartz, qui lui est perpendiculaire.

La ou les directions d'orientation préférentielle des n grains (n = 90 à 250) mesurés grain par grain dans une même direction (XZ ou YZ) sont mises en évidence sur stéréogramme (canevas de Schmidt), orienté de telle sorte que XZ soit le plan de projection, S2 et L2 apparaissant comme un diamètre horizontal ; c'est en effet le plan le plus favorable pour l'interprétation de la fabrique.

Les diagrammes ci-dessous ont été construits au Laboratoire de Tectonophysique de l'Université de Nantes, grâce au traitement automatique des données mis au point par BOUCHEZ (1971) et BOUCHEZ et MERCIER (1974).

Au total, 13 échantillons du domaine occidental (à l'Ouest de la Marsyandi) ont été ainsi étudiés, répartis des domaines peu métamorphiques et peu déformés du Moyen Pays (domaine Ia) jusqu'au Sédimentaire Tibétain (grès de Pi) ; je ne rappellerai ici que très brièvement les résultats obtenus avec J.L. BOUCHEZ, publiés antérieurement (détaillés dans BOUCHEZ, 1977).

- Dans le domaine I (structures sédimentaires héritées), où seuls les grains de grande taille ont été mesurés, l'orientation préférentielle des axes C semble encore aléatoire. (Fig. 119).

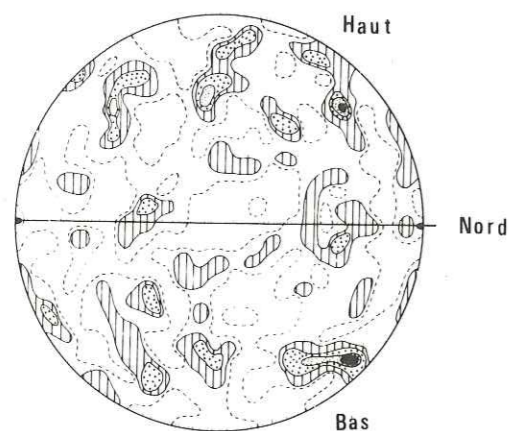


Figure 119. Ech. A205 à structures sédimentaires héritées. Diagramme d'orientation des axes C des porphyroclastes de quartz. Section XZ ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage : 1/220 de la surface de l'hémisphère ; 200 mesures, contours 1, 2, 3%, maximum 4%.

- Dans le domaine II (porphyroclastes résiduels), les diagrammes d'orientation préférentielle des porphyroclastes sont toujours assez confus ; les diagrammes d'orientation des nouveaux grains, qui entourent dans chaque amande le coeur porphyroclastique, montrent une tendance à la disposition "en couronnes", caractéristique des zones suivantes.

- Dans le domaine III (microstructures en mosaïques), les diagrammes (Fig. 120)

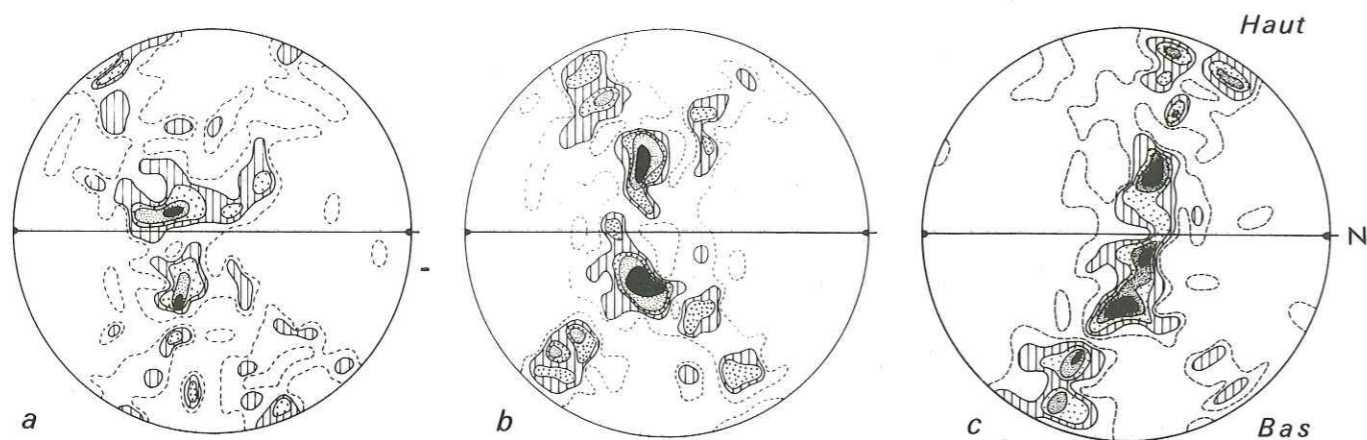


Figure 120. Diagramme d'orientation des axes C du quartz des échantillons E150 (a), E188 (b) et E189 (c), à structure en mosaïque. Sections XZ, même projection que la figure 119 ; (a)(b) et (c) : 125 mesures, contours 0.8, 1.6, 2.4, 3.2, 4.0 %, maximum 4.8 %.



montrent des couronnes croisées typiques, d'autant plus nettes que l'on se rapproche du M.C.T. Les axes C se disposent sur deux couronnes (en réalité, plutôt sur deux demi petits cercles autour de Z, et sur une portion de grand cercle passant par Y) ; elles sont géométriquement à peu près symétriques par rapport au plan XY, mais inégalement denses : la couronne pentée vers le Nord est statistiquement plus peuplée que l'autre (la majorité des plans basaux étant donc plus pentée "Sud" que la schistosité).

- Dans le domaine IV (structure en rubans), on voit cette disposition s'exagérer dans les rubans, les orientations préférentielles d'axe C étant très marquées (Fig. 121) ; la couronne la moins peuplée disparaît, et le diagramme ne montre plus qu'une couronne unique inclinée de 60 à 70° sur le plan YZ. Dans la matrice inter-rubans, les orientations d'axes C sont par contre peu prononcées.

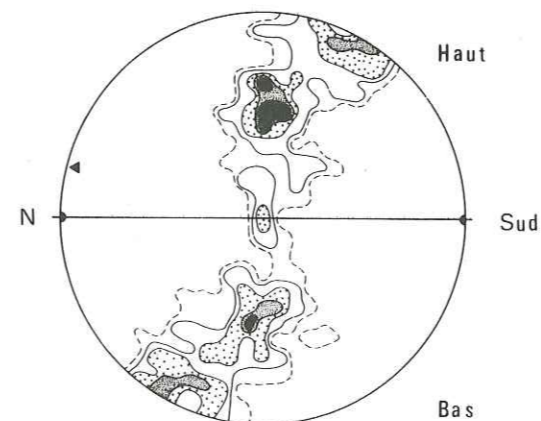


Figure 121. Ech. E196, à texture en ruban (cf. Fig. 103, p. 261) : diagrammes d'orientation des axes C des quartz des rubans. Section XZ, même projection que la figure 119 ; 200 mesures, contours 0.5, 1.0, 2.0, 3.0 %, maximum 4.0 %.

- Dans le domaine V (structure en croissance exagérée), les orientations préférentielles d'axe C sont encore assez nettes dans sa partie inférieure, peu au-dessus de la base de la Dalle du Tibet, et toujours du type "en couronnes croisées". Plus haut, dans le sommet de la Dalle du Tibet, ces orientations se diluent. Dans les grès de Pi (microstructures peu recristallisées, à grain très fin), elles redeviennent "aléatoires".

L'étude de l'orientation statistique des axes C du quartz révèle donc une orientation préférentielle de plus en plus nette de ses plans de glissement basaux (0001) quand on se rapproche du M.C.T. ; on peut en déduire que l'intensité du cisaillement (la valeur ψ , Fig. 110, p. 272) devient progressivement de plus en plus forte, pour atteindre une valeur maximale dans les rubans de la zone IV, à proximité immédiate du contact Dalle du Tibet - Formations du Moyen Pays (le M.C.T.).

Cette évolution, régulièrement progressive à échelle mégascopique, peut être assez discontinue à échelle microscopique : dans la zone en mosaïque, très déformée, les rubans représentent de minces strates où le mouvement est particulièrement important, séparant des strates à orientations préférentielles plus diffuses, où le cisaillement est (en contre-partie ?) plus faible.

On peut rapprocher cette disposition particulière des microstructures qui existent dans les niveaux calcitiques ou dolomitiques interstratifiés dans les formations supérieures du Moyen Pays (1) :

Dans ces niveaux, les grains de carbonate (le plus souvent de la dolomite) dessinent une structure en mosaïque, équante en section YZ, plus aplatie selon la schistosité en section XZ ; la granulométrie est irrégulière : on observe une alternance de minces niveaux (environ 1 mm d'épaisseur) à grains très fins (0.1 à 0.5 mm) et très aplatis, et de niveaux à grains plus grossiers (0.5 à 2 mm), peu ou pas aplatis.

On sait que la taille du grain est un indicateur de la valeur du déviateur des contraintes (C. GOETZE, 1975) : il est d'autant plus fort que le grain est plus fin. Les lits à grain fin seraient donc, comme les rubans de quartz, des couloirs de cisaillement particulièrement important, dans une matrice moins déformée.

c) Orientations préférentielles de la trace XZ du plan (0001)

L'étude des orientations préférentielles du quartz peut se faire en évitant l'emploi assez laborieux de la platine universelle, à l'aide de diagrammes en rose représentant l'orientation de la trace du plan (0001) du quartz sur les plans XZ et YZ. La mesure s'effectue alors au microscope polarisant ordinaire, sur des lames minces orientées XZ ou YZ, en mesurant grain par grain l'angle entre n'_p (trace de (0001)) et la trace du plan de schistosité (trace du plan XY).

Si l'échantillon possède une orientation préférentielle de ses quartz de type "couronnes croisées", le diagramme XZ ainsi obtenu est représentatif de l'obliquité et du peuplement relatif des couronnes. Il est alors directement utilisable pour caractériser le type de la déformation, irrotationnel (deux directions préférentielles principales) ou rotationnel (une direction prédominante), et, dans ce dernier cas, le sens de la rotation (position relative de l'aile la plus peuplée et de la trace de la schistosité).

L'étude statistique des obliquités de réseau en projection plane a été faite sur une trentaine d'échantillons, provenant presque tous des zones microstructurales III et IV (quartz en mosaïque et quartz en rubans). Les diagrammes de la figure 122 donnent les orientations en section XZ et en section YZ des traces des plans (0001) des quartz des rubans de l'échantillon E196.

(1) Il est certainement possible de superposer à la zonalité microstructurale du quartz une zonalité microstructurale des carbonates ; cela n'a pu être fait ici, les niveaux carbonatés étant restreints aux deux domaines extrêmes, le domaine sédimentaire de la couverture Sud du Moyen Pays, et le domaine très déformé de la partie supérieure Nord des Formations du Moyen Pays.

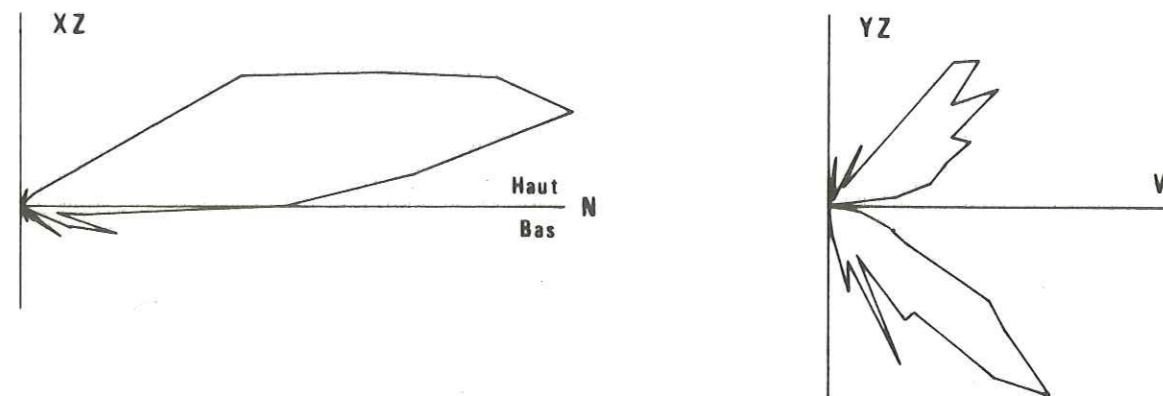


Figure 122. Echantillon E196 (cf. Fig. 103, p. 261). Distribution des traces des plans (0001) des grains des rubans, en section XZ ou YZ (180 mesures par diagramme).

On peut considérer ces diagrammes comme des diagrammes types d'une déformation irrotationnelle (section XY, apparemment irrotationnelle), ou d'une déformation rotationnelle (section XZ).

La figure 123 présente les diagrammes XZ de la plupart des autres échantillons étudiés, orientés par rapport au sens connu du cisaillement.

L'inégalité de population des deux ailes des diagrammes indique un sens de cisaillement :

- conforme au sens de chevauchement dans 14 cas sur 17 (en comptant E196, Fig. 122),
- douteux dans un cas (éch. E188, diagramme (b) de la figure 120),
- opposé au sens de chevauchement dans deux cas sur 17 (éch. E189 : diagramme (c) de la figure 120).

On voit donc que cette méthode, dans la mesure où elle est statistique (nombre d'échantillons étudiés assez grand), fournit un bon critère de sens de cisaillement. Les quelques échantillons dont l'orientation n'est pas cohérente avec la géologie régionale montrent l'existence locale de changement de signe du mouvement, sans doute à la faveur d'hétérogénéités du matériau (si l'on exclut une erreur d'orientation, toujours possible, de la lame-mince -ce qui peut se contrôler en retaillant une nouvelle lame- ou de l'échantillon -ce qui est incontrôlable-).

/ D. EN CONCLUSION /

Le tableau ci-après récapitule de manière très schématique les principaux cri-

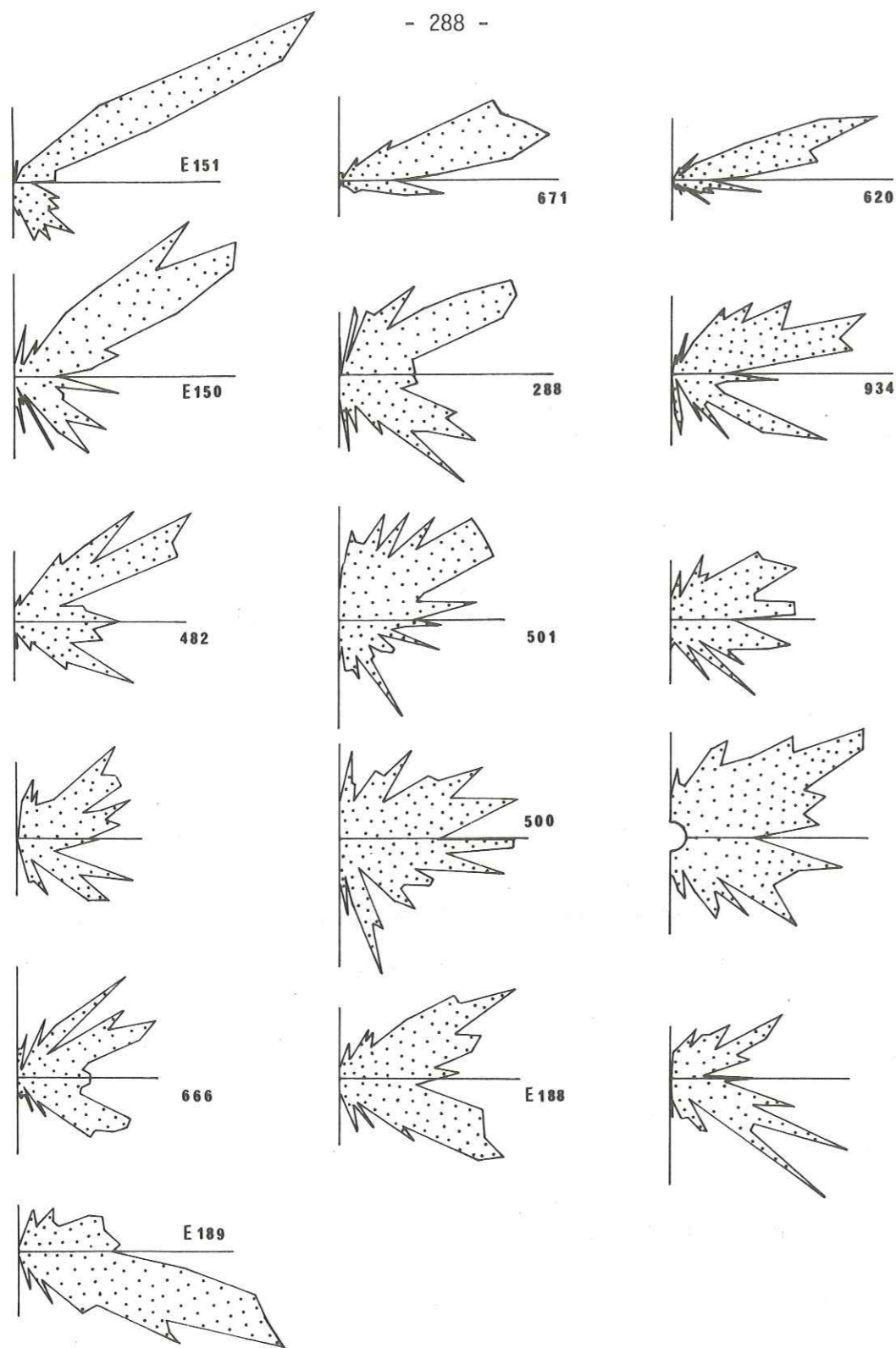
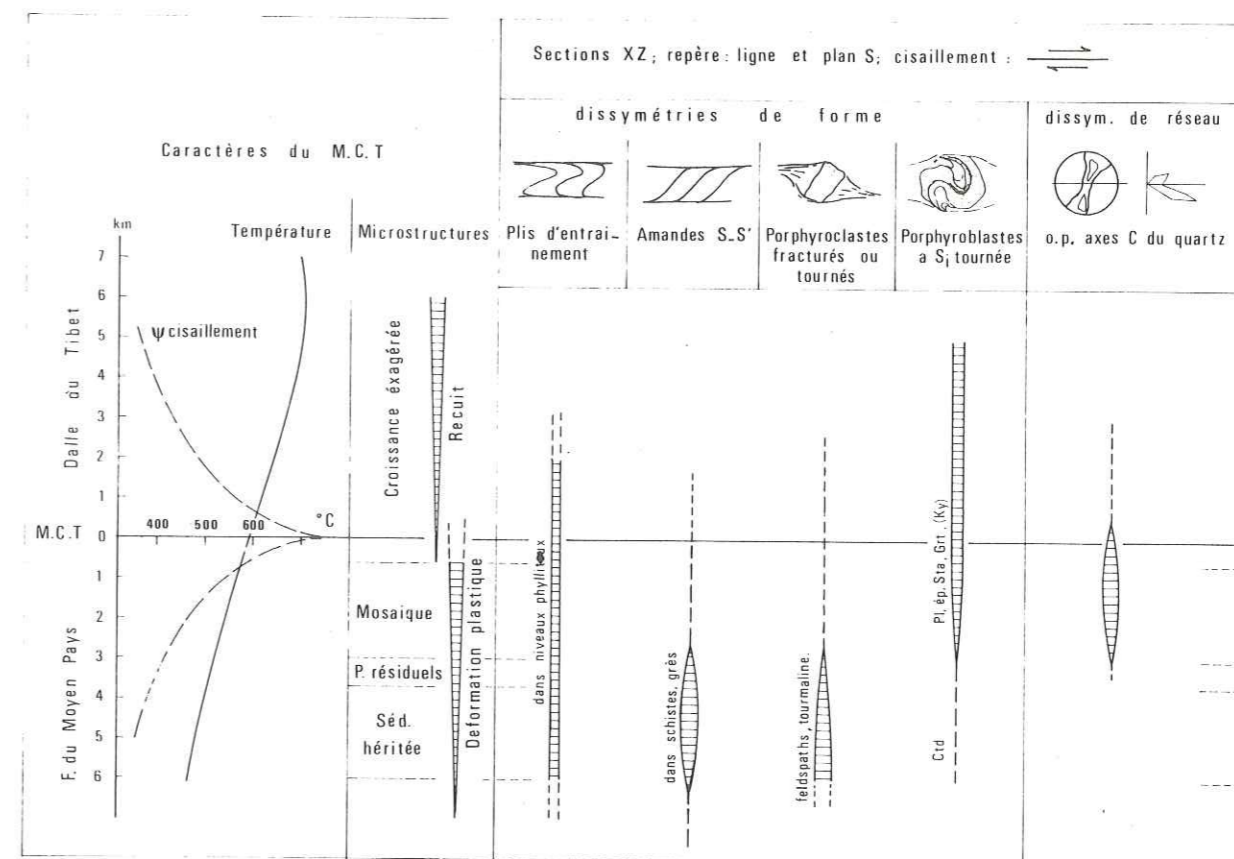


Figure 123. Statistique des obliquités de réseau dans les domaines III et IV (in BOUCHEZ, 1977). Diagrammes en rose donnant la distribution des traces des plans (0001) des grains en section XZ. Le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la figure ; sa trace est soulignée par le trait horizontal de référence qui est aussi parallèle à la linéation. 180 à 240 mesures par diagramme.

tères de sens de cisaillement décrits ci-dessus, en précisant les zones tectono-métamorphiques où ils sont utilisables. Cette schématisation ne doit cependant pas masquer le caractère complexe et irrégulier des déformations naturelles dans le cas général ; l'utilisation d'un tel tableau ne peut être que prudente, et implique :

- l'existence d'un repère géométrique bien établi,
- une certaine connaissance préalable du type de la déformation et de la signification du repère choisi,
- une approche statistique, avec si possible convergence de plusieurs critères.



Remarque

On peut donc espérer retrouver un sens de cisaillement par la simple observation de la dissymétrie des microstructures, qui existe souvent même là où le caractère rotationnel de la déformation ne se marque pas dans les mésostructures ; la "qualité" des critères énumérés ci-dessus est cependant inégale :

- Les uns sont fréquents, et s'observent dans des matériaux suffisamment divers pour

être largement utilisables : plis d'entraînement, amandes S-S', porphyroblastes à schistosité interne tournée,

- les autres sont rares, et indiquent un sens de rotation qui n'est pas toujours cohérent avec le sens de cisaillement : porphyroclastes tournés et fracturés,

- enfin, la dissymétrie de réseau du quartz n'a été testée ici que sur un matériau sélectionné pour sa richesse en quartz et sa relative pauvreté en impuretés.

Par ailleurs, ces critères n'ont pas tous la même distribution "zonéographique" : les dissymétries de forme, utilisables surtout dans les zones peu recristallisées, disparaissent souvent dans la zone la plus déformée et la plus recristallisée, où elles sont relayées par les dissymétries de réseau ; à cet égard, les mesures d'orientations préférentielles des axes C du quartz, bien que relativement longues ⁽¹⁾, semblent bien adaptées à la mise en évidence du sens de la composante rotationnelle de la déformation dans les grandes zones de déformation ductile d'infrastructure.

(1) On peut d'ailleurs souvent gagner du temps en évitant l'emploi de la platine universelle par l'utilisation de diagrammes en rose, et par une mesure globale des orientations à l'aide d'une cellule photo-électrique (mesure de la variation du flux lumineux en lumière polarisée, cf. NICOLAS et POIRIER, 1976, p. 337).

QUATRIEME PARTIE

C O N C L U S I O N S :

LE GRAND CHEVAUCHEMENT CENTRAL HIMALAYEN,

UN MODELE DE DEFORMATION INTRACRUSTALE ?

CONCLUSIONS : LE GRAND CHEVAUchement CENTRAL HIMALAYEN,
UN MODELE DE DEFORMATION INTRACRUSTALE ?

Depuis l'apparition, il y a une dizaine d'années, des concepts de la tectonique globale (tectonique des plaques), la chaîne himalayenne a souvent été citée comme modèle de chaîne par collision continent - continent (DEWEY et BIRD, 1970 ; DEWEY et BURKE, 1973 ; LE FORT, 1971, 1975). En effet, vue de Sirius, la géologie de l'ensemble Transhimalaya - Himalaya reflète de manière apparemment très simple et cohérente l'histoire de la convergence continue des plaques indiennes et eurasiennes (ou de la plaque indienne et d'un craton tibétain) :

- avant la collision, il y a formation d'une chaîne encore assez mal connue, le Transhimalaya, de type vraisemblablement andin, à la marge de la plaque chevauchante eurasienne, en bordure Nord de l'Océan téthysien,

- puis a lieu, probablement à l'Eocène, la collision proprement dite des croûtes continentales indiennes et tibétaines, après subduction de tout le plancher océanique intercontinental, cicatrisé dans la suture complexe de l'Indus - Tsangpo,

- enfin, après la collision, l'absorption de la convergence ultérieure se traduit au niveau de la croûte par la dislocation dissymétrique des deux continents affrontés.

Le Grand Chevauchement Central Himalayen, ou M.C.T. (Main Central Thrust), dont l'amplitude géologiquement prouvée dépasse 100 km, est l'une des lignes majeures de rupture (avec le Chevauchement Bordier, ou M.B.T., plus au Sud) à la faveur desquelles la déformation post-collision de la croûte indienne a pu être absorbée. Il s'agit d'une grande zone de clivage intracontinentale, comme il a dû s'en former dans de nombreux orogènes à différentes périodes. Mais alors que ces zones sont souvent difficiles à étudier, ou même à reconnaître, parce que trop partiellement préservées par l'érosion, ou oblitérées par les événements tectono-métamorphiques ultérieurs, le M.C.T. himalayen est particulièrement exemplaire :

- Formé dans une suite continue de déformations complémentaires dont l'évolution s'accompagne d'une suite tout aussi continue de recristallisations métamorphiques, peu altéré par la suite parce que très récent, il est simple,

- L'architecture de la chaîne himalayenne et son relief très contrasté permettent l'étude continue d'une épaisseur de terrains qui s'étend des superstructures aux infrastructures : l'Himalaya est sans doute la seule chaîne au monde où l'on peut observer une coupe continue de la croûte sur près de 30 km de puissance !

- Dans la chaîne himalayenne, la subduction et les clivages crustaux sont parallèles (c'est une "synthetic thrust belt", par opposition aux "antithetic thrust belts", ROEDER, 1973) ; la direction générale du chevauchement et sa polarité sont donc connues, fixées par la direction et le sens de la convergence globale.

Sur le terrain, le M.C.T. ne se présente pas comme un chevauchement bien localisé et identifiable, mais comme une épaisse zone de cisaillement, la "zone du M.C.T."⁽¹⁾. On trouvera ci-dessous un rappel de ses principaux caractères spécifiques :

A. LA ZONE DU M.C.T., UNE ZONE DE CLIVAGE CRUSTAL : SES CARACTERES TECTONIQUES ET METAMORPHIQUES

1. LA DEFORMATION

Après la collision (blocage du mouvement de convergence continentale), la déformation ultérieure du continent indien s'est traduite par une série de cycles plis et/ou chevauchements - blocages, migrant progressivement vers le Sud :

- déformation 1, au Nord de la Haute Chaîne, d'âge ante-Miocène,
- déformation 2, la relayant à partir du niveau de la Haute Chaîne, d'âge Miocène ou fini-Miocène,
- déformations 3, 4 et 5, d'âge Pliocène à actuel, aboutissant à la déformation au Sud de la Haute Chaîne du M.B.T., réplique (?) méridionale du M.C.T., et au déversement des sédiments Mio-Pliocènes de la chaîne frontale des Siwaliks sur leur piedmont Plio-Quaternaire ⁽²⁾.

Le clivage de la croûte appelé M.C.T. est l'élément central de la déformation 2 ; de part et d'autre de la limite des domaines Tibétain et Népalais (le M.C.T.), on observe le passage progressif d'une tectonique par plissement (déformation "de superstructure" des Séries Sédimentaires Tibétaines et de la couverture Sud du Moyen Pays) à une tectonique par cisaillement - glissement au voisinage du M.C.T. (déformation "d'infrastructure").

(1) Par convention, on peut cependant choisir de parler du M.C.T. pour le seul "contact anormal" qui soit cartographiable dans cette zone, la limite entre les domaines Tibétain et Népalais (limite inférieure de la Dalle du Tibet). Cette dénomination, qui masque les caractères particuliers du chevauchement himalayen en le réduisant à un plan unique, est usuelle ; je l'ai donc utilisée dans ce texte.

(2) Ces déformations 3, 4 et 5 ont des caractères assez analogues (plis post-métamorphiques souvent peu accusés et fractures), et se succèdent très rapidement : il s'agit plutôt des différentes étapes d'une même déformation continue, "froide", postérieure au "blocage" des déplacements syn-métamorphiques de la déformation "chaude" D2.

- Dans le Sédimentaire Tibétain, les plis sont abondants et de grande amplitude, leur direction axiale est régulièrement parallèle à la direction moyenne de la chaîne ; dans la zone du M.C.T., où les plis sont beaucoup plus rares et toujours petits, les directions axiales se dispersent dans le plan de schistosité, pour devenir le plus souvent perpendiculaires au front du chevauchement dans la zone de cisaillement maximum,

- La schistosité S2, de plan axial des plis, devient dans la zone du M.C.T., discontinuité de glissement.

- A côté des linéations d'intersection $S_0 \wedge S_2$, qui se dispersent comme les axes des plis, on voit apparaître sur S2 une linéation minéralogique, de plus en plus nette, orientée perpendiculairement au front du chevauchement : c'est une linéation cinématique "a", qui marque la direction d'écoulement, dans le plan de schistosité, plan de glissement "a,b" ; près du M.C.T., la linéation d'étirement des marqueurs passifs (galets des grès et conglomérats, par exemple) lui est alors parallèle.

La progressivité de cette évolution, qui va de pair avec des microstructures de rotation et de glissement sur S2 de plus en plus marquées quand on s'approche du M.C.T., l'absence de limite nette entre les Formations du Moyen Pays et la Dalle du Tibet, permettent de faire de la zone du M.C.T. une zone de déformation continue par cisaillement simple hétérogène ("shear zone"), épaisse d'environ 10 km. Les principaux marqueurs d'une telle zone sont :

- Une schistosité à peu près parallèle au plan de chevauchement : schistosité "plate, d'extension régionale, contrastant avec la rareté des plis,
- Dans cette schistosité, une linéation d'écoulement, parallèle à la direction de transport (perpendiculaire au front du chevauchement),
- Une parallélisation à cette direction des autres structures linéaires : étirements, ou, de manière plus spectaculaire, axes des plis ; le caractère souvent incomplet de la rotation montre qu'on peut l'attribuer surtout aux hétérogénéités du matériau, jouant comme autant de blocages locaux,
- L'accumulation de microstructures dissymétriques : dissymétries de forme (amandes S-S', porphyroclastes tournés, porphyroblastes à schistosité interne tournée, microplis d'entraînement) ou de réseau (orientations préférentielles des axes C du quartz), qui soulignent le caractère rotationnel de la déformation ; statistiquement cohérentes entre elles et avec le sens global du mouvement (connu dans le cas du M.C.T.), elles sont sans doute utilisables de manière générale comme autant de marqueurs d'un cisaillement et de son sens de rotation.

2. LE METAMORPHISME

Tout le long de la chaîne, la partie inférieure des Séries Sédimentaires Tibé-

taines, la Dalle du Tibet et la partie Nord des Formations du Moyen Pays, beaucoup plus recristallisées que les domaines situés de part et d'autre, définissent un "axe cristallin" à la limite des domaines tibétains et népalais. Dans toutes les coupes étudiées ici, comme ailleurs en Himalaya, cet axe montre les caractères communs suivants :

- L'architecture métamorphique est d'âge alpin. On ne peut exclure a priori l'existence d'épisodes métamorphiques plus anciens ; mais si tel est le cas, ils sont totalement obli-térés, toute la cristallo-génèse étant intimement associée aux déformations alpines,

- La distribution des zones métamorphiques est grossièrement symétrique de part et d'autre du M.C.T. : au métamorphisme "normal" des Séries Sédimentaires Tibétaines et de la Dalle du Tibet (intensité croissante vers le bas) s'oppose le métamorphisme "inverse" des Formations du Moyen Pays Népalais (intensité décroissante de haut en bas),

- Il existe une relation géométrique nette entre le M.C.T. et cette distribution métamorphique anormale, trop constante pour ne pas impliquer aussi une relation génétique directe entre le cisaillement et le métamorphisme.

Au Népal, les principaux caractères du métamorphisme sont les suivants:

- A la base des Séries Sédimentaires Tibétaines, puis dans toute la Dalle du Tibet, les recristallisations marquent la schistosité S2, et sont donc essentiellement contemporaines du cisaillement M.C.T.,

- A la limite des domaines tibétain et népalais, on n'observe aucun hiatus tectonique ; il n'existe pas non plus à ce niveau d'hiatus métamorphique,

- Une zonéographie métamorphique a pu être établie à partir de quelques minéraux index : chlorite (Chl), chloritoïde (Ctd), biotite (Bio), grenat (Grt), staurotite (Sta), disthène (Ky), sillimanite (Sil), feldspath potassique (FK). En montant dans l'édifice, on passe des terrains peu ou pas métamorphiques du Sud du Moyen Pays aux gneiss migmatitiques de la Dalle du Tibet à travers la succession des zones à

- (1) Chl
- (2) Chl - Bio } (± Ctd),
- (3) Chl - Bio - Grt }
- (4) Chl - Bio - Grt - Sta - Ky (± plagioclase),
- (5) Bio - Grt - Ky (+ plagioclase et zoïsite, ± FK),
- (6) Bio - Grt - Ky/Sil (± FK).

La limite des zones (4) et (5) se situe à peu près au niveau du M.C.T.; les zones (5) et (6) forment la Dalle du Tibet. Au-dessus, dans la base des Séries Sédimentaires Tibétaines, la décroissance du métamorphisme se traduit d'abord par la disparition du pyroxène des roches carbonatées au profit de l'amphibole, ensuite de la biotite brune au profit de la biotite verte puis de la chlorite, enfin de l'oligoclase au profit de l'association albite-pistachite.

- Parallèlement à la zonalité minéralogique, le métamorphisme se traduit aussi au Népal par une zonalité microstructurale (établie en utilisant le quartz comme marqueur), reflet

composite de la double histoire mécanique et thermique.

Dans les Formations du Moyen Pays Népalais, les microstructures "sédimentaires héritées", puis "à porphyroclastes résiduels", enfin "en mosaïque aplatie" ou "en rubans" se relaient lorsqu'on se rapproche du M.C.T. ; cette succession, qui correspond à une déformation plastique du quartz de plus en plus intense, accompagnée d'orientations préférentielles de réseau de plus en plus nettes et dissymétriques, traduit l'influence prédominante du facteur mécanique (cisaillement de plus en plus fort quand on se rapproche du M.C.T.).

Au-dessus du M.C.T., dans toute la Dalle du Tibet, les structures de recuit, "en croissance exagérée" sont générales, et indiquent une température résiduelle post-déformation élevée.

- La phase fluide associée aux processus pétrogénétiques de la zone du M.C.T. a été étudiée par analyse microthermométrique des inclusions fluides du quartz des loupes pegmatitiques tardi-métamorphiques qui jalonnent cette zone :

- La composition des fluides piégés dans le quartz de ces loupes est un mélange ternaire H₂O - CO₂ - sels (sans doute surtout NaCl et CaCl₂) ; la teneur en CO₂, faible loin du M.C.T., augmente progressivement quand on s'en rapproche (de moins de 5 % à plus de 50 % moles), parallèlement à l'augmentation d'intensité du métamorphisme et de la déformation.

Cette évolution traduit :

- soit l'importance accrue des réactions de décarbonation de l'encaissant près du M.C.T. (en particulier dans la Formation Supérieure du Moyen Pays, où il existe quelques niveaux carbonés ou carbonatés),

- soit une diminution de la teneur relative en eau, de plus en plus forte vers les zones les plus métamorphiques (le CO₂ apparaissant alors comme une "restite"),

- soit peut-être un apport de CO₂ d'origine infracrustale, d'autant plus fort que la zone serait plus déformée.

- En combinant les températures d'homogénéisation (mesurées dans les inclusions fluides) et les températures réelles (estimées à partir de l'encaissant), on peut retrouver les pressions fluides apparentes en fin d'évolution métamorphique : elles augmentent quand on s'approche du M.C.T., mais restent néanmoins très inférieures aux pressions estimées dans l'encaissant.

La figure 124 regroupe de façon schématique les principaux résultats rappelés ci-dessus, en distinguant les deux domaines aux caractères quelque peu différents situés l'un à l'Ouest de la rivière Marsyandi (transversale des Annapurnas), l'autre plus à l'Est (transversale du Manaslu).

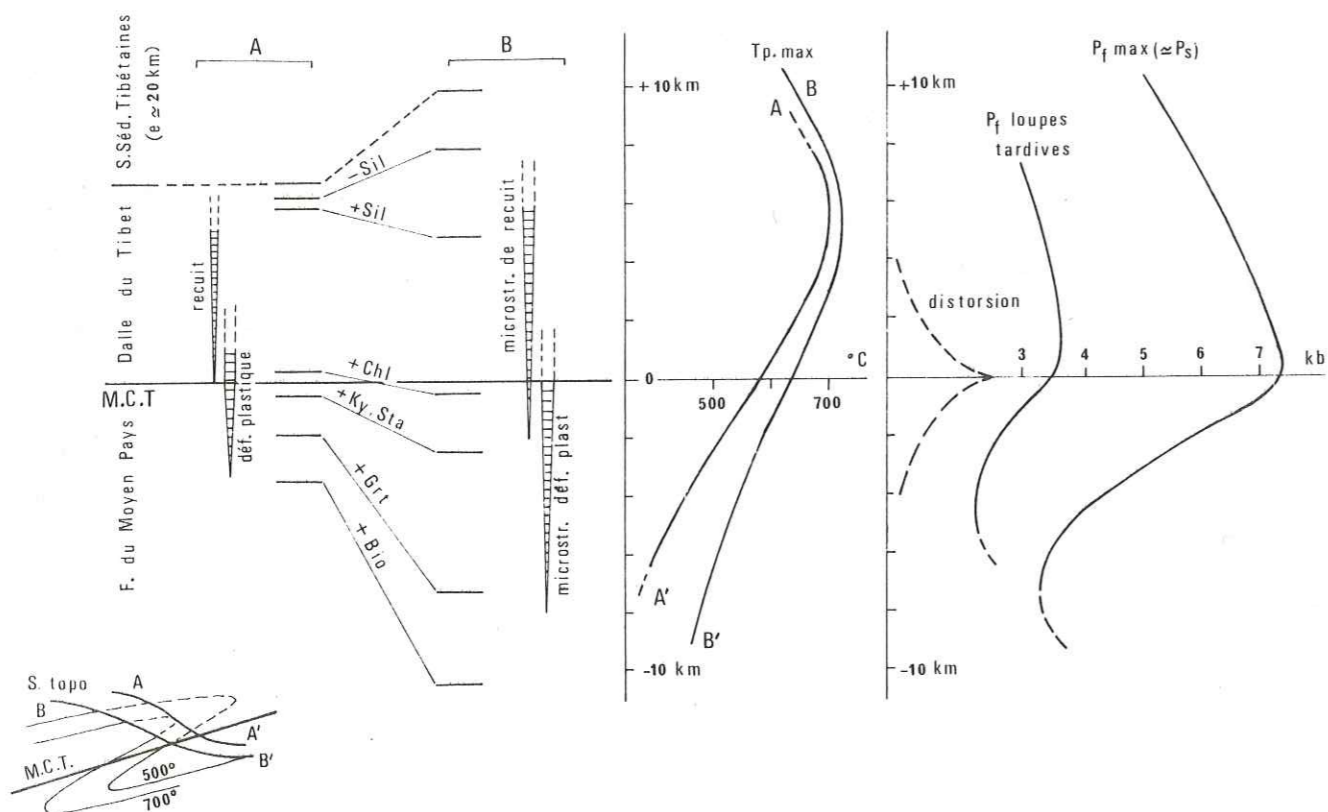


Figure 124. Principaux caractères de la zone du M.C.T., selon deux coupes schématiques AA' (Modi Khola, coupe près du front du chevauchement, cf. p. 306) et BB' (Darondi Khola-Burhi Gandaki, coupe plus en arrière du front du chevauchement). En ordonnée, distance M.C.T. - point considéré de la coupe. En abscisse, de gauche à droite : zones métamorphiques et zones microstructurales (pour ces dernières, la largeur de la flèche correspond à l'intensité du phénomène de déformation plastique ou de recuit) ; évolution schématique du déplacement ; pression fluide tardive (obtenue à partir des loupes d'exsudation) et pression fluide au moment du culmen métamorphique (obtenue à partir des associations minérales). Remarque : les courbes Pf et T = f(distance au M.C.T.) correspondent à des observations faites sur des coupes obliques par rapport au plan du chevauchement ; les températures, et plus encore les pressions, ne sont pas celles qui correspondraient à une coupe normale à ce plan (effets sensibles de l'érosion dans la partie frontale du chevauchement, cf. p. 307).

/ B. QUELQUES ASPECTS GEODYNAMIQUES DE LA ZONE DU M.C.T. /

L'analyse pétrographique et structurale du passage du domaine tibétain au domaine népalais nous a donc permis de définir leur limite comme une épaisse zone de cisaillement, où métamorphisme et déformation sont étroitement associés (une zone de "subduction intracontinentale", PECHER, 1974). Les quelques réflexions ci-dessous concernent certains aspects plus généraux de cette zone :

- La géométrie du chevauchement, son unicité,
- l'origine du métamorphisme inverse, qui est l'un de ses traits les plus remarquables.

1. ZONE DE CISAILLEMENT UNIQUE, CHEVAUchements MULTIPLES

Au Népal Central, le Moyen Himalaya, du M.C.T. au M.B.T., peut se subdiviser en deux domaines tectoniques :

- un domaine septentrional, l'anticlinorium de Pokhra - Gorkha, où la série lithostratigraphique complète est continue et en position normale,
- un domaine méridional, où la partie supérieure de la série, qui seule affleure ici, apparaît comme une couverture très plissée sans doute décollée de son substratum.

Mais en dépit de cette opposition des styles structuraux, il s'agit d'un ensemble unique, sans grands clivages internes, sans superposition de nappes.

De même, au-dessus du M.C.T., la haute chaîne forme aussi de ce point de vue un seul ensemble : aucune discontinuité tectonique ne sépare les Séries Sédimentaires Tibétaines de la Dalle du Tibet et dans cette dernière on ne peut mettre en évidence de grands décollements internes.

Au niveau de la transversale Annapurnas - Manaslu, le "rabotage" post-collision du continent indien s'est donc fait de manière particulièrement simple, avec (en dehors du M.B.T.) un seul clivage majeur : le M.C.T. On peut remarquer, en contre-partie de cette unicité, l'importance de la déformation qui est directement associée au chevauchement : il existe de part et d'autre du M.C.T. une zone de déformation continue (la "shear-zone" M.C.T.) de près de 10 km d'épaisseur (1) !

Cette continuité de la déformation s'oppose au caractère en général beaucoup plus discontinu de la déformation dans le reste du Moyen Himalaya : la zone de cisaillement unique (zone du M.C.T.) éclate alors en plusieurs chevauchements, et ce qui apparaît ici comme une série continue correspond là à un empilement de nappes.

(1) En réalité, la déformation dans cette zone n'est pas parfaitement homogène ni continue : à échelle de grain, certains niveaux millimétriques montrent un taux de déformation très supérieur à celui de la roche encaissante (interlits finement grenus des roches carbonatées, rubans des roches quartzeuses) ; à échelle régionale, des déplacements dysharmoniques ont dû se produire dans quelques niveaux lithologiques privilégiés (schistes à talc de la base et du sommet des grès de Kunchha). Il n'en reste pas moins que seule la limite lithologique entre les domaines tibétains et népalais peut s'individualiser cartographiquement comme un chevauchement.

Ainsi, en dehors d'un certain nombre de clivages secondaires, on reconnaît en général dans le Moyen Himalaya deux autres chevauchements majeurs :

- Dans la zone du M.C.T. proprement dite, il y a souvent décollement entre la partie inférieure des Formations du Moyen Pays et leur partie supérieure, la plus métamorphique (processus déjà ébauché dans la région Darondi - Burhi) ; cette dernière s'individualiserait alors en une nappe cristalline indépendante : la "nappe du Garhwal" (AUDEN, 1937), qui correspond au Kumaun à la "zone cristalline d'Almora" (HEIM et GANSSER, 1939) et à ses racines, "les formations du Munsiri" (VALDIYA, 1977), ou encore, au Népal occidental, à la "nappe cristalline inférieure" (FUCHS et FRANK, 1970).

La flèche de cette nappe peut être très importante : la nappe d'Almora forme une klippe à environ 100 km au Sud de sa zone de racines.

- La flexure qui sépare au Népal central les deux domaines tectoniques du Moyen Pays (zone du M.C.T., couverture Sud), peut évoluer en chevauchement : le domaine Nord correspond alors aux "nappes de Chail" (FUCHS et FRANK, 1970), ou à la "nappe de Chail - Bar-kot" (VALDIYA, 1977) ; il est charrié sur la couverture Sud, qui apparaît comme un autochtone relatif (c'est la chaîne de Krol - "the Krol belt"- du Kumaun).

2. LE METAMORPHISME INVERSE

2-1. Son origine

Au moins deux types de mécanisme permettent a priori de l'expliquer : 1) inversion secondaire tardive d'une série métamorphique "normale" ; 2) inversion primaire, dans un contexte thermodynamique "anormal".

(1) THONI (1976, 1977) a décrit dans la région de Kulu - Lahul (Himachal) un pli couché de plusieurs kilomètres d'épaisseur affectant toute la Nappe Cristalline (la Dalle du Tibet) : tardi métamorphique, il déforme les isogrades, et superpose la zone à staurotide - disthène (au coeur du pli, dans la partie médiane de la nappe) à la zone à biotite - grenat ; il est relayé dans le temps (fin de la cristallogénèse) et dans l'espace (extension latérale vers le Sud-Est) par la déformation cisailante habituelle.

D'autres mégastuctures du même type doivent exister ailleurs dans la Dalle du Tibet (par exemple, pli de l'Ama Dablan, dans la région de l'Everest, BORDET, 1977), et il n'est pas exclu qu'en certains points de tels renversements mécaniques aient eu un rôle important, au moins à certains stades du fonctionnement du M.C.T.

Mais un tel schéma n'est pas satisfaisant dans le cas général car il ne rend

pas compte :

- de la dissymétrie de la disposition métamorphique, difficile à expliquer si l'on admet que la zone de métamorphisme inverse est le flanc inverse du pli,

- de la progressivité du métamorphisme inverse, qui montre que la dissymétrie métamorphique ne peut provenir du laminage du flanc inverse d'un grand pli pennique déversé sur son avant pays ⁽¹⁾,

- du niveau variable de la zone d'inversion métamorphique et de son éventuel dédoublement (ce qui est peut-être le cas au Népal Oriental, où une zone à fort métamorphisme réapparaît bien en-dessous du M.C.T., dans la partie médiane des Formations du Moyen Pays népalais (dans les gneiss de l'Arun (BORDET, 1977), équivalents latéraux possibles (LE FORT, 1975 ; BRUNEL, 1975) des gneiss ocellés d'Ulleri du Moyen Pays Inférieur).

(2) On est donc amené à considérer le processus de chevauchement comme le mécanisme principal de l'inversion du métamorphisme, en tenant compte ainsi de la corrélation constante entre cristallogénèse et figures de cisaillement.

Ceci peut se faire en s'appuyant sur des modèles de distribution thermique proposés initialement pour déterminer les effets d'une subduction océanique sur la forme des isothermes (MACKENSIE, 1969 ; HASEBE et Al., 1970 ; MINEAR et TOKSOZ, 1970 a, 1970 b ; OXBURGH et TURCOTTE, 1970 ; TOKSOZ et Al., 1971, 1973 ; GRIGGS, 1972 ; TURCOTTE et SCHUBERT, 1973 ; BIRD et Al., (1975).

Ces modèles montrent que dans tous les cas il existe, avant établissement de l'équilibre thermique, une période transitoire pendant laquelle les isothermes sont profondément déformés (forme en Z) ; une zone à haute température (dans la plaque chevauchante) se superpose alors à une zone à plus basse température (dans la plaque chevauchée). Par analogie, on peut envisager, ainsi que l'a fait LE FORT (1975), l'existence d'un régime thermique du même type lors d'un chevauchement intracrustal important ; la forme des isothermes permet alors d'expliquer simplement le métamorphisme inverse (cf. Fig. 125, extraite de LE FORT, 1975).

(1) Cette progressivité, ainsi que l'obliquité en certains points des isogrades sur les limites lithologiques, montrent aussi qu'il ne peut s'agir ici d'un empilement de nappes ou d'écaillés dont les plus basses seraient les moins métamorphiques.

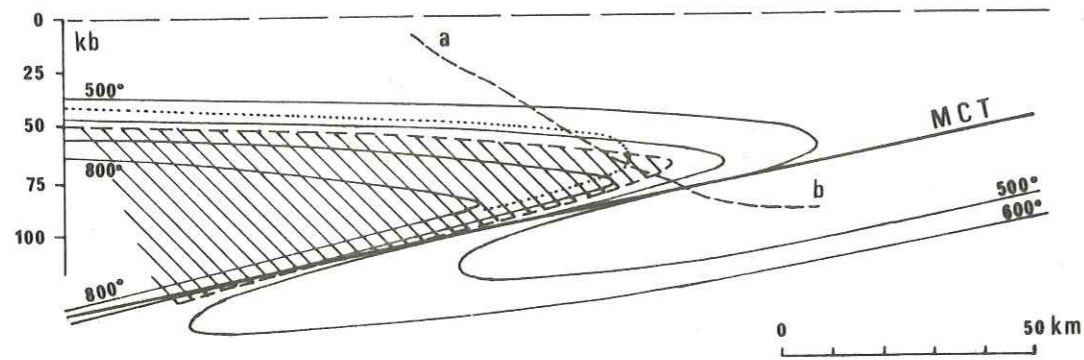


Figure 125. Une explication possible du métamorphisme inverse en Himalaya (LE FORT, 1975, Fig. 10). Trait pointillé : limite disthène-sillimanite ; hâché : zone de fusion granitique (granite à muscovite, eau en excès) = migmatites de la Dalle du Tibet ; a-b : surface topographique actuelle.

Plus récemment, TOKSOZ et BIRD (1977) ont calculé la distribution thermique dans une chaîne de collision, en prenant d'abord en compte la subduction du plancher océanique et d'une partie de la marge continentale (stade précoce de la formation de la chaîne, défini par ces auteurs comme le stade "Zagros"), puis en introduisant après le blocage de la subduction le clivage de la plaque chevauchée (subduction intracontinentale, stade "Himalaya"), et enfin l'érosion de la zone chevauchante (stade "Alpes"). Dans les lignes, qui suivent, j'utiliserai la figure synthétique 126, extraite de l'article cité, comme base de discussion.

Construit pour le cas particulier de l'Himalaya, ce modèle est séduisant car :

- Il tient compte de l'histoire connue de la chaîne et de sa géologie globale : formation d'abord d'une chaîne de type andin, dans la plaque chevauchante, puis apparition d'une chaîne intracontinentale de type himalayen, par clivage de la plaque chevauchée,
- Il rend compte de la géométrie crustale, déduite des données sismiques (TANDON et CHAUDHURY, 1963 ; NARAIN, 1973) et des modèles gravimétriques (WARSI et MOLNAR, 1977 ; MOLNAR et Al., 1977) : épaissement fort de la croûte (70 km) sous l'Himalaya et le Tibet.

Mais ce modèle, forcément très schématique, appelle aussi un certain nombre de réserves :

- Il est géométriquement peu plausible : lors du clivage post-collision du continent chevauché (Fig. 126, b et c), il y a redoublement de la croûte sans redoublement équivalent de la lithosphère continentale. Ceci implique dans la plaque chevauchée un clivage supplémentaire au niveau du Moho, peu probable, et dont le modèle ne tient de toute façon pas compte.

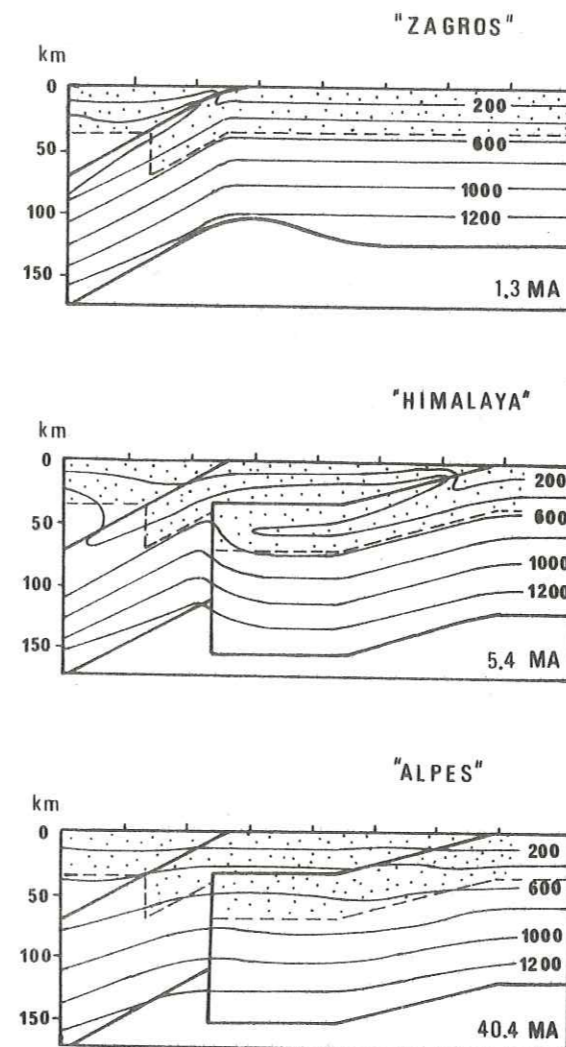


Figure 126. Trois étapes de l'histoire thermique d'une zone de convergence continentale (TOKSOZ et BIRD, 1977, Fig. 1). En pointillé : croûte continentale ; le temps t_0 est le moment de la fermeture du bassin océanique.

Modélisation par différences finies : en chaque point de la grille, la température T à un instant donné t est la somme de la température $T - \Delta T$ du point correspondant avant déplacement incrémental et de la variation de température ΔT due à la radioactivité, aux changements de phase (olivine - spinelle, basalte - éclogite), à la compression adiabatique et à l'échauffement visqueux dans la zone de cisaillement (10 km de part et d'autre des plans de chevauchement).

La succession des étapes adoptées ici est la suivante : pendant 1.3 M.A., la bordure de la croûte continentale est entraînée dans la subduction en même temps que la plaque océanique, à une vitesse de 5 cm/an ; ce clivage est ensuite rendu inactif au profit d'un nouveau clivage, qui fonctionne pendant 4.1 M.A., jusqu'à ce que l'épaisseur de la croûte soit doublée ; puis le mouvement est arrêté, et le déplacement des isothermes pendant les 35 M.A. suivantes est calculé.

On retrouve ici un problème géométrique déjà soulevé par les coupes de MATTAUER (1974 et 1975), LE FORT (1975), et plus encore par le modèle de POWELL et CONAGHAN (1973): ces derniers auteurs dessinent un redoublement de la croûte sous tout le Plateau Tibétain, soit sur plusieurs centaines de kilomètres, ce qui est de ce point de vue peu réaliste.

- Il est en désaccord avec certaines données géologiques : les températures réelles dans la croûte au moment du chevauchement, qui peuvent se déduire des équilibres minéralogiques observés, étaient nettement plus élevées que les températures prises en considération dans le modèle ; le maximum thermique au moment de la cristallo-génèse syn-déformation n'était pas situé sur le plan du M.C.T., mais plusieurs kilomètres au-dessus.

Ces réserves ne remettent pas fondamentalement en cause le résultat principal apporté par de telles modélisations : l'inversion du métamorphisme est directement corrélée

table au chevauchement. Mais l'inadéquation des résultats théoriques à la réalité montre cependant que certaines des conditions limites réelles doivent différer sensiblement des conditions limites retenues par BIRD et TOKSOZ (1977), qui sont les suivantes :

- (a) Flux thermique final en surface : environ 50 mW/m^2 ,
- (b) Base de la lithosphère continentale (zone de début de fusion partielle du manteau péridotique) entre 120 et 140 km de profondeur ; température à ce niveau : 1350°C ,
- (c) Épaisseur de la croûte continentale : 35 à 40 km ; température à sa base (au niveau du Moho) : environ 550°C ,
- (d) Température dans la zone de cisaillement contrôlée principalement par l'échauffement visqueux ; température maximum imposée : 450 à 500°C , température estimée (à partir des travaux de PARRISH et Al., 1976) de l'apparition du fluage par mouvement des dislocations (dislocation creep) dans une roche quartzreuse. Cette température étant trop faible pour expliquer la fusion partielle granitique (impliquée par la migmatisation dans la Dalle du Tibet ou par l'existence de leuco-granites tardi-déformations tels que le granite du Manaslu), il est fait appel à un apport ultérieur de chaleur à partir d'intrusions asthénosphériques profondes.

Ces valeurs limites appellent un certain nombre de remarques :

- Les conditions a), b) et c) correspondent au choix par ces auteurs d'une lithosphère normale du type de celle qui forme de nombreux cratons ; elles sont a priori plausible, sauf peut-être a) : on ne dispose en effet pas actuellement de mesures de flux thermique en Himalaya (cf. carte de l'International Geodynamic Project : "Terrestrial Heat Flow Data", 1976), et la valeur choisie est une valeur de flux ordinaire dans un craton ; justifié pour l'Inde péninsulaire, elle est sans doute sous-estimée pour l'Himalaya.

- La condition d) est beaucoup plus hypothétique : les données sur l'échauffement visqueux dans les zones de déformation ductile sont encore très fragmentaires (voir BOUCHEZ, 1977, ch. V) ; l'extrapolation au domaine infracrustal de lois rhéologiques σ , $\dot{\epsilon}$, T (contrainte, vitesse de déformation, température) établies au laboratoire sur un matériau différent et dans des conditions différentes est hasardeuse : la valeur limite de 500° peut être très erronée.

- Par ailleurs, il faut rappeler que la position des isothermes dépend fortement des quantités de chaleur apportées respectivement par friction (influence de la condition d) et par diffusion du domaine chaud vers le domaine froid (influence des conditions a, b et c) : si l'échauffement visqueux joue un rôle prédominant, le maximum thermique se situe au niveau du plan de chevauchement, comme dans le modèle discuté ici ; dans le cas contraire, le maximum peut se situer nettement au-dessus de ce plan (réchauffement de la masse chevauchée "froide" s'accompagnant d'un refroidissement de la base de la masse chevauchante "chaude") (cf. MINEAR et TOKSOZ, 1970 a et 1970 b).

Autrement dit, la position au-dessus du M.C.T. du maximum thermique indique que le métamorphisme inverse est essentiellement dû à la diffusion de chaleur à partir d'un copeau crustal suffisamment chaud, l'échauffement visqueux pendant la déformation ne jouant qu'un rôle secondaire.

2-2. Quelques implications géodynamiques

a) Caractères thermiques de la croûte

La température de l'ordre de 700°C déduite des équilibres minéralogiques dans la zone de maximum thermique est donc une température minimum dans la croûte avant chevauchement (1). Une température infracrustale aussi élevée, supérieure à la température du Moho d'une croûte normale (environ 600°C , condition limite b) ci-dessus), implique un flux thermique élevé, c'est-à-dire une lithosphère mince et chaude (70 à 80 km d'épaisseur, ou peut-être même nettement moins), analogue à celle connue dans certaines régions : par exemple, dans l'Ouest des Etats-Unis (Bassin and Range province, BLACKWELL, 1971 ; ROY et Al., 1972 ; HERRIN, 1972) ; en Afrique de l'Est, dans la région des Grands Lacs, où la lithosphère aurait moins de 60 km d'épaisseur (CHAPMAN et POLLACK, 1977) ; ou en Tchécoslovaquie, dans le bassin du Danube (CERMAK, 1977). En effet, dans ces régions, les mesures de flux thermiques montrent que la température du Moho peut atteindre 800 à 1000°C (CERMAK, 1977), et la température à la base de la couche granitique 700 à 800°C .

En outre, une telle anomalie serait en bon accord avec :

- l'épaisseur anormalement grande des séries déposées en bordure Nord du continent indien (Séries Sédimentaires Tibétaines et leur soubassement métamorphique) : au total, près de 25 km (contre une épaisseur moyenne de l'ordre de 15 à 20 km pour les autres grandes séries sédimentaires (KINSMAN, 1973), ce qui, dans les marges continentales actuelles, ne peut se comparer qu'à la zone des Bahamas (cf. MEYERHOFF et HATTEN, 1974). Le mécanisme d'une subsidence aussi importante et aussi continue est encore mal connu, mais elle irait de pair avec une fragilisation de la lithosphère mince sous-jacente.

- La présence, très probable en certains points de la Dalle du Tibet (FRANK et Al., 1977), de masses granitiques paléozoïques, apparemment sans déformations ou métamorphisme concomitant, et le caractère volcano-détritique, basique ou acide, d'une partie de la sédimentation (la température élevée de la croûte aurait permis, à certaines périodes de détente ou d'extension, un magmatisme intrusif ou effusif "anorogénique").

La température nécessairement élevée du domaine chevauchant refléterait donc une anomalie lithosphérique régionale et pérenne, existant dès le début du paléozoïque au niveau du bassin intracratonique séparant l'Inde du futur microcraton tibétain (reflet d'une vieille subduction, mais alors à pendage Sud ? ou d'un rift avorté ?).

(1) On peut estimer de manière très approximative la température avant cisaillement de la croûte au niveau du futur clivage, en extrapolant jusqu'au M.C.T. le gradient thermique estimé dans la zone à métamorphisme normal : on trouve environ 800°C . Il s'agit cependant d'une température par excès, le gradient thermique n'étant pas constant, mais plus faible en base de croûte qu'à son sommet.

b) Chevauchement et métamorphisme

Le métamorphisme inverse est donc directement lié au cisaillement et surtout dû à la diffusion de chaleur à partir du copeau crustal "chaud" chevauchant : plutôt que de "dynamo-métamorphisme", il s'agit d'un métamorphisme "de position" (on pourrait même parler ici, ne serait-ce la connotation génétique trop précise de l'expression, de métamorphisme "de contact").

Un tel mécanisme permet de rendre compte de :

- l'épaisseur des zones métamorphiques :

En accord avec ce que prévoient les modèles théoriques de distribution thermique, l'épaisseur des zones métamorphiques semble croître du front du chevauchement (Sud) vers ses racines (Nord).

Ceci ressort bien des coupes étudiées par BRUNEL (1975, et BRUNEL et ANDRIEUX, 1977) au Népal Oriental, où la fenêtre d'Okhaldunga - Ramechap permet de suivre le M.C.T. sur une grande distance Nord-Sud : près du front du chevauchement, dans la nappe du Mahabharat (partie méridionale de la Dalle du Tibet, BRUNEL, 1975) la sillimanite apparaît à 500 m plus haut que le disthène ; environ 90 km plus au Nord, dans la zone de racine, cet intervalle est d'environ 2 500 m (cf. Fig. B et C, BRUNEL, 1975) ⁽¹⁾.

Au Népal Central, j'ai dû distinguer (p. 266) un domaine occidental (à l'Ouest de la rivière Marsyandi), où les zones métamorphiques sont minces, et un domaine oriental, où ces zones sont plus épaisses ; ils sont séparés par une zone de coulissage ductile, avec avancée plus forte vers le Sud du compartiment oriental (p. 245). Le tracé actuel du M.C.T., limite d'érosion, se situerait donc près du front du chevauchement dans le domaine occidental, et plus en arrière dans le domaine oriental.

(1) Par ailleurs, cette coupe montre que les paragéneses à la base de la Dalle du Tibet restent les mêmes du front du chevauchement jusqu'à ses racines : le clivage de la croûte s'est fait à un niveau métamorphique assez constant, et l'avancée de la nappe a dû être rapide par rapport à la vitesse de refroidissement. Effectivement, si l'on admet que la vitesse de chevauchement est du même ordre de grandeur que la vitesse de convergence - par exemple, 4 cm/an - une avancée de 100 km nécessite 2,5 M.A. : c'est un temps court comparé au temps minimaux de refroidissement mis en évidence par FRANK (1977), dans la région de Kulu - Lahul, en Himachal (âge Rb/Sr du maximum thermique : 30 M.A. ; âge de fermeture des biotites - environ 350° -, loin du front du chevauchement : 16 M.A.), ou par BASSET et AL. (1978) dans la région de l'Everest (âges K/Ar échelonnées de 20.5 M.A. dans le Sédimentaire Tibétain à 3.4 M.A. à proximité immédiate du M.C.T., 9 000 m plus bas).

- l'influence relative différente de la déformation ou du métamorphisme de part et d'autre du M.C.T. :

Dans le domaine chevauché, la température n'a été forte que pendant la déformation : la réalisation des équilibres minéralogiques est contemporaine du cisaillement.

Dans le domaine chevauchant, toute la chaleur disponible n'a pu être dissipée pendant le temps du cisaillement, et une empreinte thermique statique post-date la déformation : structures de recuit, et cristallisation finale post-cinématique des mobilisats migmatitiques ; départ (peut-être lié à un phénomène de détente à température à peu près constante) et mise en place à des niveaux structuraux plus élevés des leucogranites type Manaslu, tardi-tectoniques ⁽¹⁾.

c) Refroidissement et érosion

Le refroidissement du domaine chevauchant, chaud, se fait de deux manières :

- à sa base, par diffusion de chaleur vers le domaine chevauché froid,
- à son sommet (surface topographique), où il est alors d'autant plus rapide que l'érosion est plus forte.

Dans le domaine occidental (c'est-à-dire près du front du chevauchement, cf. § b), toute la cristallogénèse dans les Formations du Moyen Pays est syn-cinématique ; par contre, dans le domaine oriental (plus en arrière dans le chevauchement), il y a jusque assez loin sous le M.C.T. une influence thermique post-cisaillement nette (microstructures de recuit, mobilisats tardifs), montrant qu'ici le refroidissement de la Dalle du Tibet s'est fait plus lentement.

On retrouve là un aspect du refroidissement mis en évidence dans la région de Kulu - Lahul par FRANK (1974 et 1977) à partir de mesures d'âge Rb-Sr sur biotites (fermeture de la biotite au front du chevauchement : 21 M.A., mais seulement 16 M.A. 40 km plus en arrière) : le refroidissement est d'autant plus lent qu'on est loin en arrière du front du M.C.T. Ceci impliquerait qu'il y ait eu érosion importante dès la fin du mouvement de chevauchement (Miocène inférieur-moyen).

(1) Il faut aussi remarquer que la mobilisation ne s'est pas développée près du M.C.T., dans la zone où la température de la croûte avant cisaillement était la plus élevée, mais plus haut dans la Dalle du Tibet, sans doute à la faveur d'un phénomène de détente ; cette distribution marquerait :
- un refroidissement rapide par rapport à la baisse de pression, à la base de la Dalle du Tibet,
- une baisse de pression rapide par rapport à la baisse de température, plus haut dans la Dalle du Tibet.

Dans la zone chevauchée, en avant du front actuel du M.C.T., l'effet thermique est net, mais la pression apparente indiquée par les associations minérales est moins élevée que ne le permettrait la surcharge lithostatique maximale possible (de l'ordre de 30 km, soit près de 10 kb) : on ne connaît pas de paragénèses "haute pression" (des schistes bleus en particulier) à proximité du M.C.T.

Parallèlement, on peut déduire de l'étude des inclusions fluides des loupes tardi-métamorphiques des valeurs de pression en fin de déformation ; leur signification n'est pas parfaitement connue, mais les valeurs basses trouvées, largement inférieures aux chiffres déduits des paragénèses syn-métamorphiques de l'encaissant (au niveau du M.C.T., environ 3 kb dans un cas, 7 à 8 kb dans l'autre) traduisent néanmoins une décroissance forte de la pression sensible dès la fin de la déformation. Ces considérations nous amènent donc aussi à admettre une érosion, et donc une surrection, très précoce.

/ C. EN RESUME : QUELQUES ASPECTS FONDAMENTAUX DU M.C.T. HIMALAYEN /

Dans les pages qui précèdent, j'ai essayé d'analyser les caractères tectonométamorphiques des terrains situés de part et d'autre de l'une des limites majeures de la chaîne himalayenne, le Grand Chevauchement Central (M.C.T.), qui sépare les formations de la Haute chaîne (domaine "tibétain", marge téthysienne du craton indien) des Formations du Moyen Himalaya (d'affinités péennsulaires). Il n'est pas dans mon propos de revenir ici sur les résultats de cette analyse, déjà résumés par ailleurs (en particulier page 93 et sq. et pages 294 à 298) ; j'aimerais cependant souligner, en les schématisant à l'extrême, les quelques lignes directrices qui peuvent guider la compréhension de cette zone :

1) On ne peut dissocier le M.C.T. de toute l'histoire de la structuration continue de la marge Nord du continent indien, depuis la collision Inde - Eurasie, il y a environ 40 M.A., jusqu'à aujourd'hui ; on peut distinguer plusieurs étapes tectoniques - dont la formation du M.C.T. -, mais elles reflètent l'évolution continue du matériau et de ses propriétés mécaniques, et se chevauchent tant dans l'espace que dans le temps (cycles épaissement, refroidissement, blocage du mouvement, déplacement de la déformation et modification de ses caractères).

2) Il n'y a pas un plan M.C.T., mais le clivage de la croûte correspond à une épaisse zone de cisaillement (plus de 10 km).

La géométrie de cette zone est d'une grande simplicité apparente, et se définit à l'aide de deux marqueurs très pénétratifs :

- une schistosité plate, syn-métamorphique, qui a servi de plan de glissement,

- dans ce plan, une linéation de direction très constante (perpendiculaire à l'allongement des mégastructures), qui marque la direction de transport.

3) Le cisaillement est marqué par de nombreuses structures de rotation, méso- ou microscopique ; cohérentes entre elles, elles sont conformes au sens de mouvement déduit des données de la tectonique globale (le mouvement de convergence des plaques continentales se retrouve jusque dans la déformation du grain minéral).

4) Métamorphisme et déformation sont ici indissociables : la distribution particulière des associations minérales (métamorphisme "inverse") est une conséquence directe du chevauchement et s'explique par une déformation transitoire des isothermes dans la croûte, selon un mécanisme connu dans les zones de subduction. Elle est dissymétrique, et diffère en cela de la géométrie prévisible du métamorphisme induit par un cisaillement vertical.

5) En contre-partie, l'étude du métamorphisme (conditions d'équilibre des associations minérales, inclusions fluides, géochronologie) permet de préciser certains aspects géodynamiques de la déformation post-collision de la plaque indienne.

L'évolution dans le temps et dans l'espace des pressions et des températures montrent que :

- la déformation a été rapide (le M.C.T. a dû se faire en 2 ou 3 M.A., il y a environ 20 M.A.), mais le refroidissement (qui n'est peut-être pas encore achevé) a été beaucoup plus lent,

- le chevauchement a été accompagné très tôt d'une érosion importante et rapide, mais la trace actuelle du front du chevauchement n'est que peu en retrait de sa limite maximum d'avancée,

- le clivage de la croûte a sans doute eu lieu dans un contexte thermique global particulier (lithosphère mince et chaude).

En définitive, l'Himalaya apparaît comme une chaîne très simple, et à ce titre exemplaire. Il ne faut cependant pas perdre de vue que cette simplicité n'est peut-être que simplification, et que ce travail, qui n'est qu'une étape, laisse en suspens de nombreux problèmes non résolus (en particulier, l'évolution longitudinale et verticale du M.C.T. : comment se fait le passage des plis du Sédimentaire Tibétain ou du Sud du Moyen Pays aux plis glissés de la zone du M.C.T. ? Comment et pourquoi ce qui est ici cisaillement unique éclate-t-il ailleurs en chevauchements multiples ? ...).

Mais dès à présent, il semble que le M.C.T. himalayen puisse servir de modèle, ou tout au moins de point de comparaison, pour l'étude d'un certain nombre d'autres régions.

Dans la zone chevauchée, en avant du front actuel du M.C.T., l'effet thermique est net, mais la pression apparente indiquée par les associations minérales est moins élevée que ne le permettrait la surcharge lithostatique maximale possible (de l'ordre de 30 km, soit près de 10 kb) : on ne connaît pas de paragénèses "haute pression" (des schistes bleus en particulier) à proximité du M.C.T.

Parallèlement, on peut déduire de l'étude des inclusions fluides des loupes tardi-métamorphiques des valeurs de pression en fin de déformation ; leur signification n'est pas parfaitement connue, mais les valeurs basses trouvées, largement inférieures aux chiffres déduits des paragénèses syn-métamorphiques de l'encaissant (au niveau du M.C.T., environ 3 kb dans un cas, 7 à 8 kb dans l'autre) traduisent néanmoins une décroissance forte de la pression sensible dès la fin de la déformation. Ces considérations nous amènent donc aussi à admettre une érosion, et donc une surrection, très précoce.

/ C. EN RESUME : QUELQUES ASPECTS FONDAMENTAUX DU M.C.T. HIMALAYEN /

Dans les pages qui précèdent, j'ai essayé d'analyser les caractères tectonométamorphiques des terrains situés de part et d'autre de l'une des limites majeures de la chaîne himalayenne, le Grand Chevauchement Central (M.C.T.), qui sépare les formations de la Haute chaîne (domaine "tibétain", marge téthysienne du craton indien) des Formations du Moyen Himalaya (d'affinités péninsulaires). Il n'est pas dans mon propos de revenir ici sur les résultats de cette analyse, déjà résumés par ailleurs (en particulier page 93 et sq. et pages 294 à 298) ; j'aimerais cependant souligner, en les schématisant à l'extrême, les quelques lignes directrices qui peuvent guider la compréhension de cette zone :

1) On ne peut dissocier le M.C.T. de toute l'histoire de la structuration continue de la marge Nord du continent indien, depuis la collision Inde - Eurasie, il y a environ 40 M.A., jusqu'à aujourd'hui ; on peut distinguer plusieurs étapes tectoniques - dont la formation du M.C.T. -, mais elles reflètent l'évolution continue du matériau et de ses propriétés mécaniques, et se chevauchent tant dans l'espace que dans le temps (cycles épaissement, refroidissement, blocage du mouvement, déplacement de la déformation et modification de ses caractères).

2) Il n'y a pas un plan M.C.T., mais le clivage de la croûte correspond à une épaisse zone de cisaillement (plus de 10 km).

La géométrie de cette zone est d'une grande simplicité apparente, et se définit à l'aide de deux marqueurs très pénétratifs :

- une schistosité plate, syn-métamorphique, qui a servi de plan de glissement,
- dans ce plan, une linéation de direction très constante (perpendiculaire à l'allongement des mégastructures), qui marque la direction de transport.

3) Le cisaillement est marqué par de nombreuses structures de rotation, méso- ou microscopique ; cohérentes entre elles, elles sont conformes au sens de mouvement déduit des données de la tectonique globale (le mouvement de convergence des plaques continentales se retrouve jusque dans la déformation du grain minéral).

4) Métamorphisme et déformation sont ici indissociables : la distribution particulière des associations minérales (métamorphisme "inverse") est une conséquence directe du chevauchement et s'explique par une déformation transitoire des isothermes dans la croûte, selon un mécanisme connu dans les zones de subduction. Elle est dissymétrique, et diffère en cela de la géométrie prévisible du métamorphisme induit par un cisaillement vertical.

5) En contre-partie, l'étude du métamorphisme (conditions d'équilibre des associations minérales, inclusions fluides, géochronologie) permet de préciser certains aspects géodynamiques de la déformation post-collision de la plaque indienne.

L'évolution dans le temps et dans l'espace des pressions et des températures montrent que :

- la déformation a été rapide (le M.C.T. a dû se faire en 2 ou 3 M.A., il y a environ 20 M.A.), mais le refroidissement (qui n'est peut-être pas encore achevé) a été beaucoup plus lent,
- le chevauchement a été accompagné très tôt d'une érosion importante et rapide, mais la trace actuelle du front du chevauchement n'est que peu en retrait de sa limite maximum d'avancée,
- le clivage de la croûte a sans doute eu lieu dans un contexte thermique global particulier (lithosphère mince et chaude).

En définitive, l'Himalaya apparaît comme une chaîne très simple, et à ce titre exemplaire. Il ne faut cependant pas perdre de vue que cette simplicité n'est peut-être que simplification, et que ce travail, qui n'est qu'une étape, laisse en suspens de nombreux problèmes non résolus (en particulier, l'évolution longitudinale et verticale du M.C.T. : comment se fait le passage des plis du Sédimentaire Tibétain ou du Sud du Moyen Pays aux plis glissés de la zone du M.C.T. ? Comment et pourquoi ce qui est ici cisaillement unique éclate-t-il ailleurs en chevauchements multiples ? ...).

Mais dès à présent, il semble que le M.C.T. himalayen puisse servir de modèle, ou tout au moins de point de comparaison, pour l'étude d'un certain nombre d'autres régions.

D. LES CHEVAUchemENTS DE TYPE M.C.T., UN MECANISME DE DEFORMATION
CRUSTALE TRES REPANDU ?

En conclusion (en justification ?) de cette étude du M.C.T. himalayen, il faut en effet rappeler que des chevauchements analogues existent sans doute dans de nombreuses chaînes de montagne, chaînes encore individualisées en tant que telles, ou déjà intégrées à de vieux cratons.

On retrouve en effet dans de nombreuses régions un dispositif tectonique analogue à celui décrit ici, marqué par :

- une schistosité plate sur de grandes distances, mais des plis assez rares et petits,
- une linéation "d'écoulement", très pénétrative et très régulièrement orientée,
- une parallélisation plus ou moins complète de cette ligne et des axes des plis.

Or, la convergence de ces caractères, qui est normale dans un mécanisme de cisaillement plat de grande ampleur type M.C.T., est difficilement explicable en faisant appel à d'autres modèles tectoniques. Un tel dispositif serait donc en définitive assez largement répandu, si ce n'est même l'un des éléments essentiels de toute déformation "d'infrastructure".

Ainsi MATTAUER (1974) a pu comparer les Cévennes au Moyen Pays népalais, soulignant ainsi l'existence probable de cisaillements de grande ampleur dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Dans le cas des Cévennes, l'étude des microstructures (MATTAUER et ETCHECOPAR, 1977) fait ressortir un parallélisme très remarquable de la déformation dans les deux chaînes jusqu'à l'échelle de la lame-mince.

Par ailleurs, une rapide revue de la littérature montre qu'il existe des domaines de déformation ductile sub-horizontale de grande ampleur dans de nombreuses régions ; on retrouve en effet des "M.C.T." (la liste suivante n'étant pas exhaustive) :

- dans les cratons Précambriens : en Australie, où BELL et ETHERIDGE (1976) et BELL (1978) décrivent de part et d'autre du Woodroffe Thrust des structures tout à fait analogue à celles qui existent en Himalaya ; en Scandinavie méridionale (SKJERNA, 1972 ; SAXOV et LIND, 1972 ; ZECK et MALLING, 1976 ; BERTHELSEN, 1977) ; au Groenland (BAK, KORSTGARD et SØRENSEN, 1975) ; au Mozambique (JOHNSON, 1968),

- dans les Calédonides, où il semble s'agir d'un mode de déformation très général : en Scandinavie, où KVALE, dès 1953, puis LINDSTROM (1961), HOSSACK (1968), HOPPER (1968),

RHODES et GAYER (1977), ont souligné la relation entre le mouvement de cisaillement et le parallélisme des structures linéaires et des directions de transport ; en Ecosse, où le célèbre Moine Thrust montre beaucoup des caractères d'un M.C.T. (JOHNSON, 1960 ; CHRISTIE, 1963 ; BARBER, 1965 ; McLEISH, 1971 ; WOOD, 1973 ; POWELL, 1974),

- dans les Appalaches (BRYANT et REED, 1969 et 1970 ; MEDLIN et CRAWFORD, 1973 ; STIREWALT et DUNN, 1973).

Dans la plupart des cas cités ici, le dispositif structural décrit est clairement analogue à celui du M.C.T. ; par contre, sa liaison avec un éventuel métamorphisme "inverse" concomitant -l'un des caractères essentiels du chevauchement himalayen- n'est que rarement signalée :

- En Scandinavie méridionale, il existe probablement un métamorphisme inverse associé au Dasland Boundary Thrust (BERTHELSEN, 1977 et communication orale).

CHINNER (1978) propose de réinterpréter dans une optique voisine les données pétrographiques du Nord de l'Ecosse : le classique métamorphisme de type "barovien", décrit ici par BAROW en 1893, correspondrait au métamorphisme inverse, de type himalayen, associé au Moine Thrust.

- BRYANT et REED (1970) notent la convergence des faciès métamorphiques de part et d'autre du chevauchement basal de la nappe de Tablerock (Tablerock Thrust Scheet), dans les Appalaches du Sud : le domaine chevauché est faiblement métamorphique, sauf à proximité du domaine chevauchant fortement métamorphique ; une telle disposition évoque ici aussi une influence directe du chevauchement sur le métamorphisme.

CARME (1970a, 1970b, 1971) a envisagé dans la chaîne de Belledonne la superposition de grandes nappes, tirant en particulier argument de l'existence locale d'une répartition zonéographique inverse du métamorphisme (dans la coupe de la Grande Lance d'Allemont, les migmatites à sillimanite et cordiérite sont situées structuralement au-dessus des gneiss à staurotide-disthène-grenat) ; il est peut-être aussi possible d'interpréter cette anomalie comme un métamorphisme inverse "himalayen".

Enfin, dans la partie Nord du Massif Central, la série de la Sioule montre un très bel exemple de métamorphisme inverse, reconnu dès 1888 par De LAUNAY, et étudié en détail par GROLIER (1971). Aux différentes causes d'inversion de métamorphisme envisagées par cet auteur (en particulier la "montée des isogrades par écoulement laminaire : schéma en jeu de cartes"), on peut sans doute ajouter là encore l'existence possible d'un grand cisaillement plat infracrustal.

Au vu de ces quelques exemples, on peut attribuer la rareté du métamorphisme

inverse à la difficulté de le reconnaître : contrairement aux effets mécaniques du cisaillement, visibles même ponctuellement, une répartition métamorphique anormale ne s'observe que si l'érosion ou la déformation ultérieure ont amené à l'affleurement une coupe suffisamment étendue de la zone de cisaillement.

Une telle explication n'est cependant sans doute pas suffisante ; il est probable que l'anomalie métamorphique associée au chevauchement varie d'une région à l'autre. On peut en effet envisager, pour un même taux de raccourcissement global, deux modes de réaction de la croûte (qui dépendraient surtout de son histoire antérieure) :

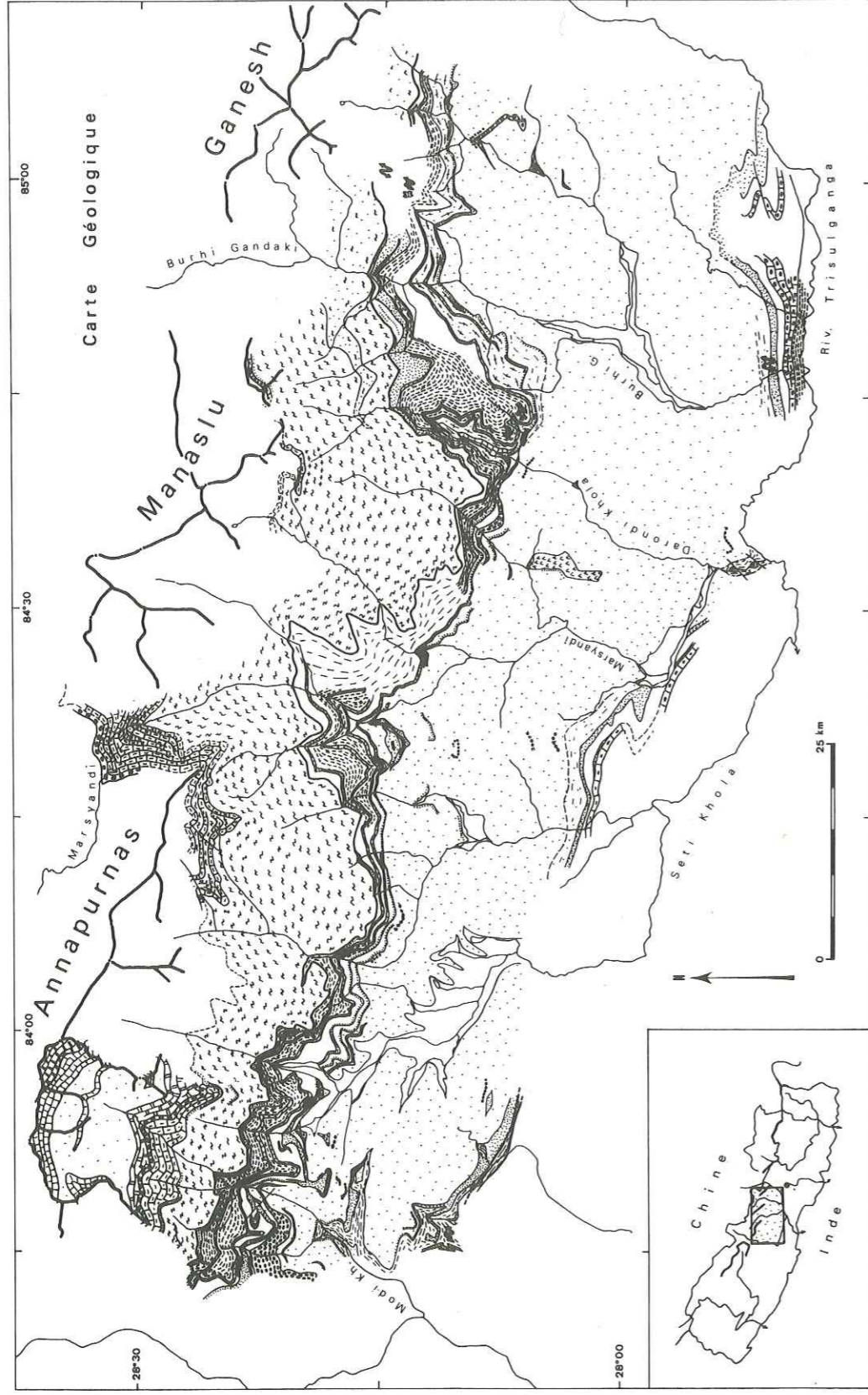
1) Clivage selon une zone de cisaillement unique et très épaisse ; l'importance de la masse chevauchante entraîne alors un déséquilibre thermique fort pendant une assez longue période, ce qui permet l'apparition d'une anomalie métamorphique prononcée,

2) Relai de plusieurs clivages, chacun de moins grande ampleur ; ce mécanisme aurait un "effet multiplicateur" tectonique (possibilité d'une schistosité plate sur de grandes étendues, cf. MATTAUER, 1975), mais à l'inverse restreindrait la durée et l'importance des anomalies thermiques (juxtaposition d'anomalies peu importantes, à la limite de trop courte durée pour entraîner aussi des anomalies métamorphiques).

A N N E X E S

	<u>page</u>
CARTE GEOLOGIQUE	314
COUPES	316
PHOTOS	322
ANALYSES CHIMIQUES NOUVELLES DE ROCHES TOTALES	329
ANALYSES CHIMIQUES DE MINERAUX	337
MICROTHERMOMETRIE :	340
. Courbe d'étalonnage de la platine	
. Chartes V Bulle / V total	
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	341

Planches hors texte : Carte de localisation des noms de lieux
Carte de localisation des échantillons



- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|---|---|---|-----------------|---|---|---|----------------|---|---|----|----|----|----|----|----------------------|----|----|----|----|----------------------|----|----|----|
| Légende | 1 | 2 | 3 | Sédim. Tibétain | 5 | 6 | 7 | Dalle du Tibet | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | F. sup du Moyen Pays | 15 | 16 | 17 | 18 | F. inf du Moyen Pays | 19 | 20 | 21 |
|---------|---|---|---|-----------------|---|---|---|----------------|---|---|----|----|----|----|----|----------------------|----|----|----|----|----------------------|----|----|----|

CARTE GEOLOGIQUE DU VERSANT SUD DES ANNAPURNAS ET DU MANASLU, NEPAL CENTRAL

Formations Sédimentaires Tibétaines

- 1 - Calcaires bicolores des Nilgiris (Ordovicien inférieur)
- 2 - calcaires jaunes de Tukche (de l'Annapurna I)
- 3 - grès gris de Pi
- 4 - cipolins de Larjung - Mutsog

Dalle du Tibet

- 5 - Formation III, gneiss ocellés
- 6 - Formation II, gneiss à microcline et gneiss à minéraux calcaïques ; à la base : quartzites
- 7 - Formation I, gneiss à 2 micas, grenat, disthène (sillimanite) ; a) = niveaux granitiques ; b) = niveaux quartzitiques ; c) = gneiss en plaquettes et quartzites (Burhi Gandaki).

Formation Supérieure du Moyen Pays

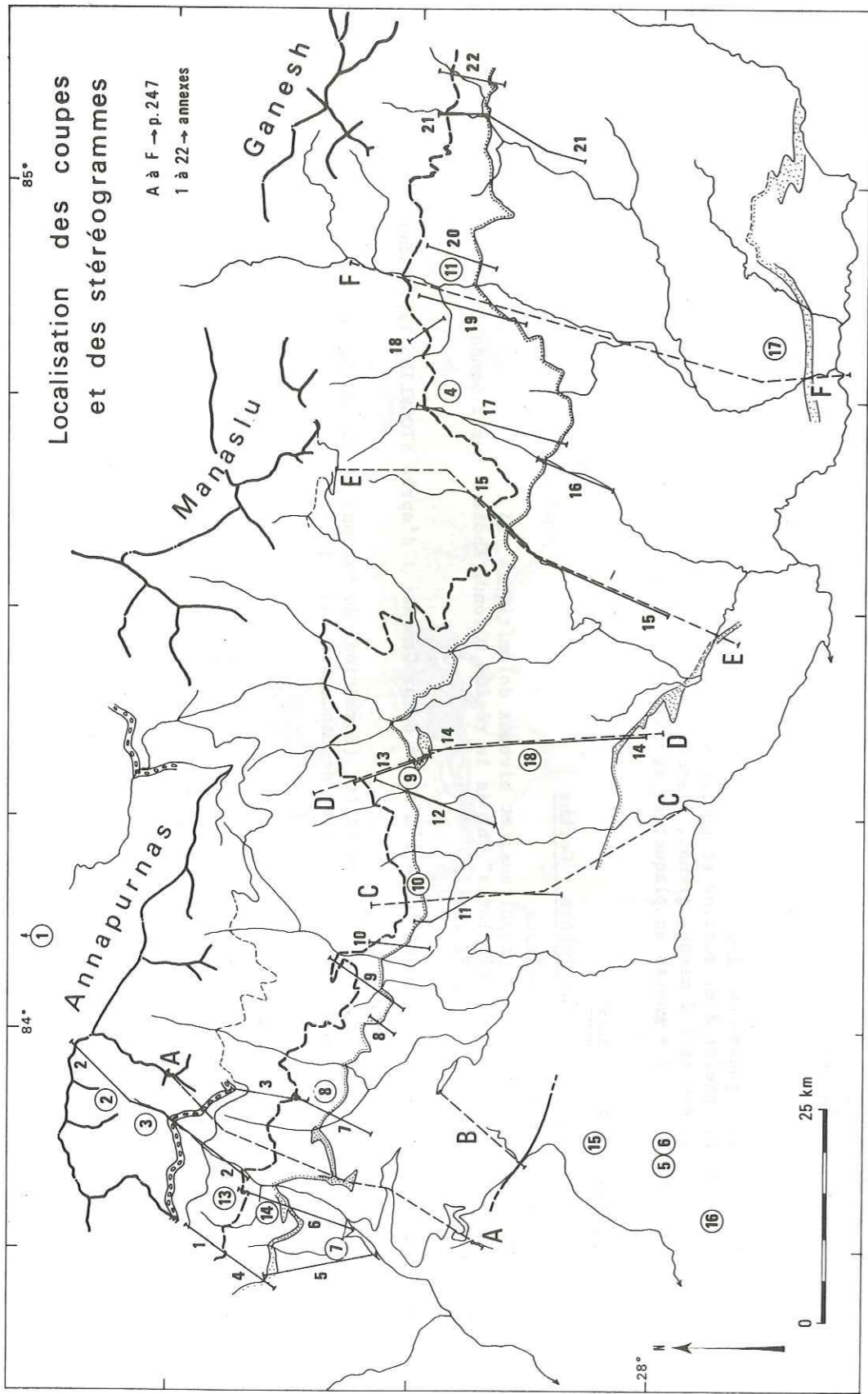
- Flanc Nord de l'anticlinorium Pokhra - Corkha
- 8 - quartzites (dolomies) sommitaux
- 9 - schistes sombres, parfois graphiteux, et niveaux dolomitiques (a)
- 10 - schistes clairs et "grès bicolores" (b) de la région Darondi Khola - Burhi Gandaki
- 11 - Formation Supérieure indifférenciée

Couverture Sud du Moyen Pays (secteur à l'E de la Burhi Gandaki : d'après STOCKLIN, 1977, inédit)

- 12 - schistes sombres de Benighat
- 13 - schistes graphiteux, dolomies et quartzites (Formations de Naurpul et de Dading, op. cité)
- 14 - schistes et grésoschistes gris (phyllites de Dandagaon, op. cité).

Formation Inférieure du Moyen Pays

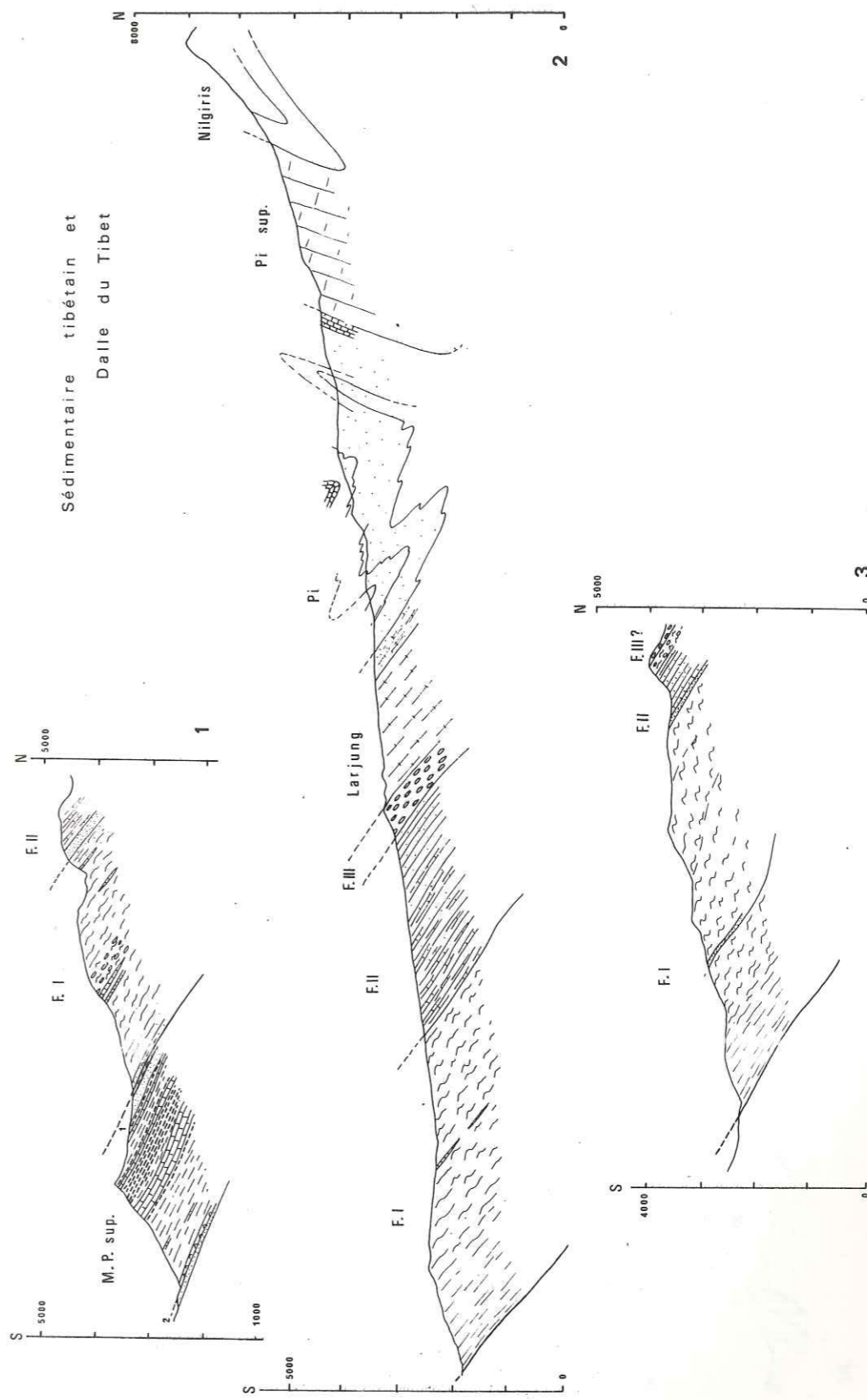
- 15 - quartzites de Chandrung - Tanhu
- 16 - gneiss ocellés d'Ulleri
- 17 - grès et schistes de Kunchha ; a) = conglomérats ; b) = tufs acides
- 18 - quartzites inférieurs
- 19 - amphibolites (dans les Formations Supérieure ou Inférieure)
- 20 - gneiss ocellés amphiboliques d'Ampipal (gneiss alcalins)
- 21 - schistes verts basaux (a) et quartzites de Birethanti (b).



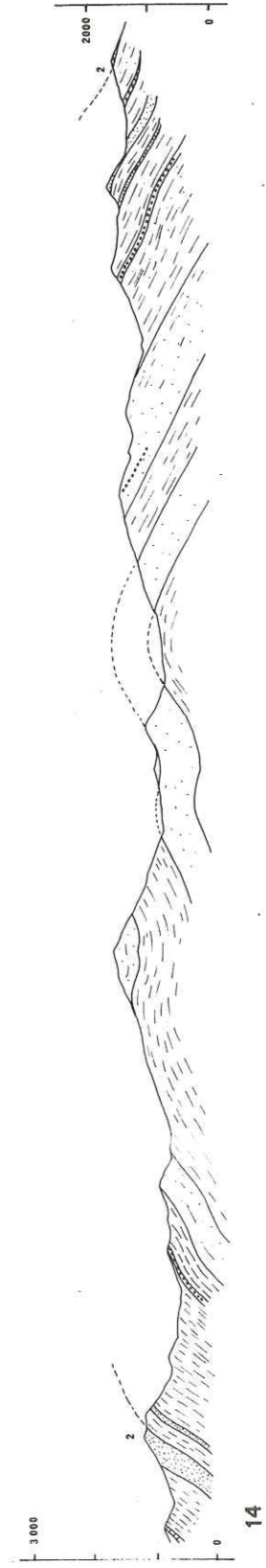
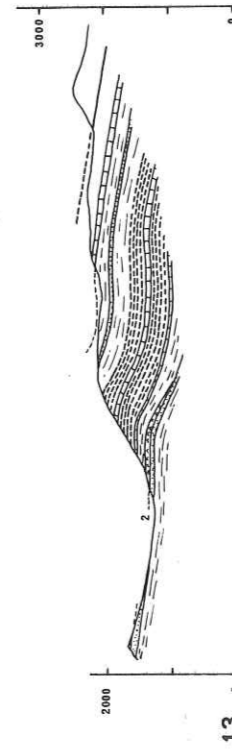
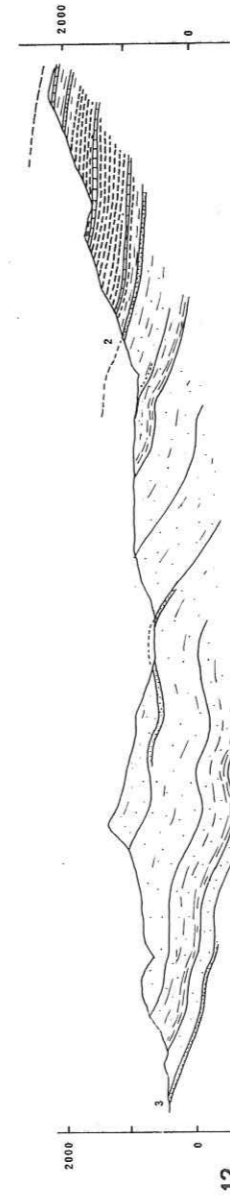
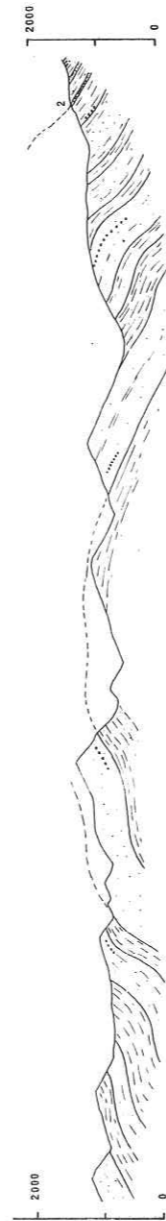
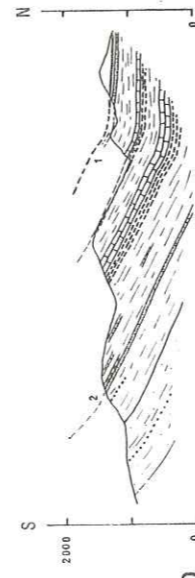
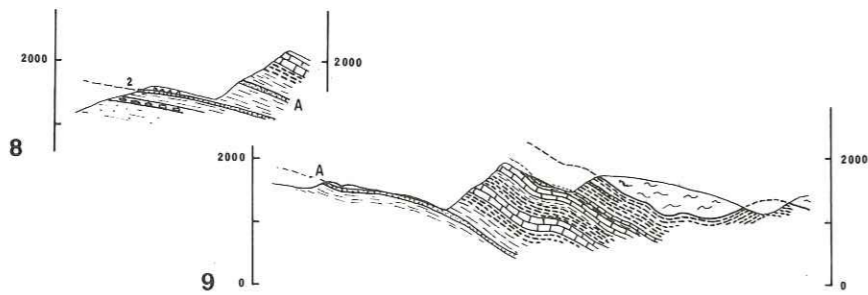
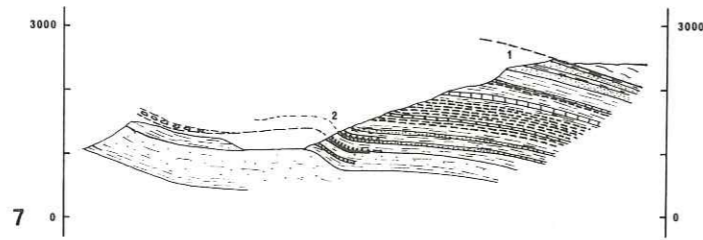
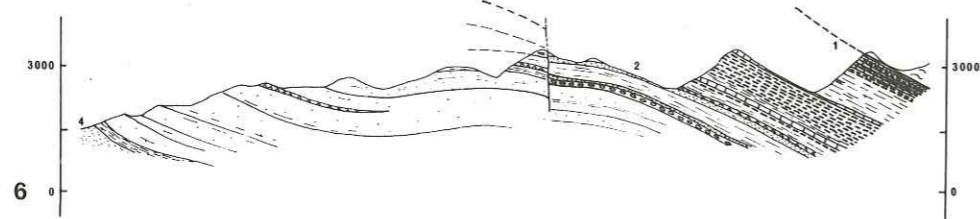
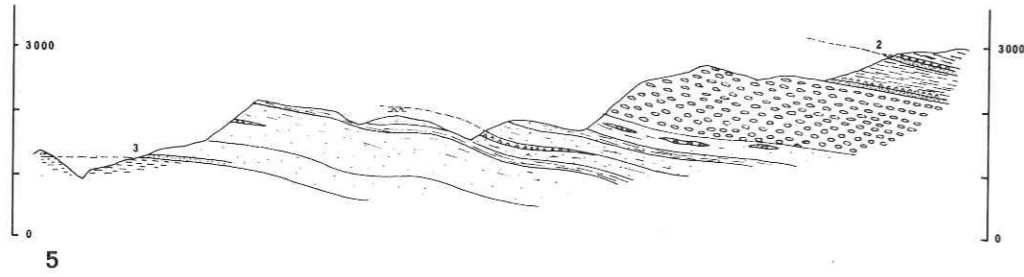
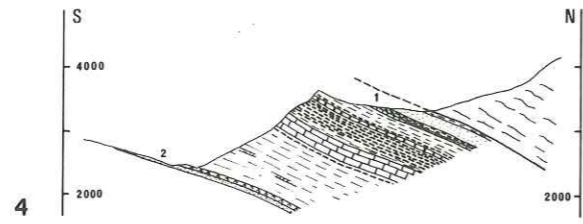
LEGENDE DES COUPES. - Même légende que la carte géologique (cf. p. 315), sauf :

 = gneiss ocellés d'Ulleri ;  = gneiss ocellés amphiboliques d'Ampipal.

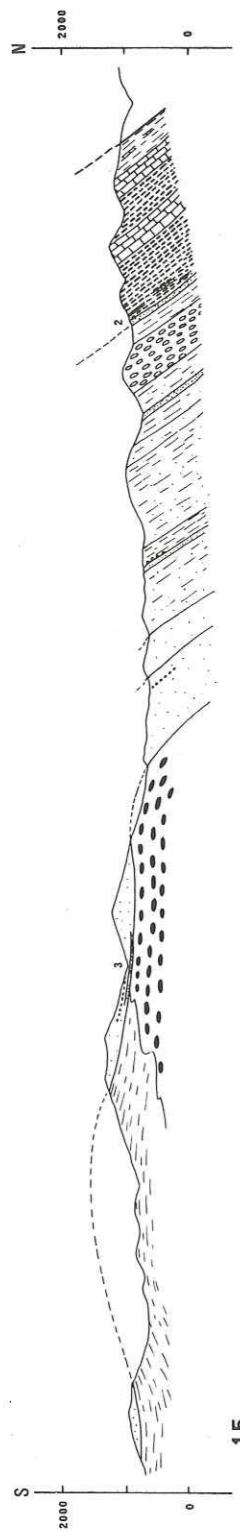
Niveaux repères : 1) = Formation Supérieure du Moyen Pays, quartzites sommitaux ; 2) = Formation Inférieure, quartzite de Ghandrung - Tanhu ; 3) = quartzites de base des grès de Kunchha ; 4) = quartzites de Birethanti.



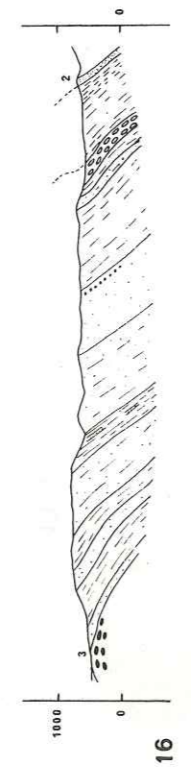
Formations
du Moyen Pays



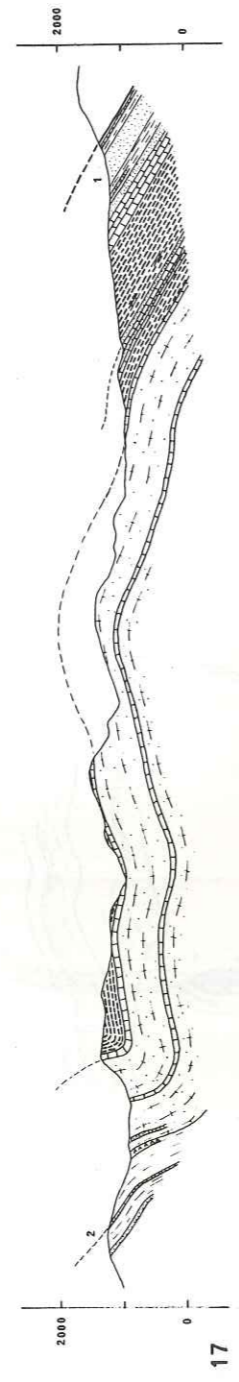
Formations du Moyen Pays



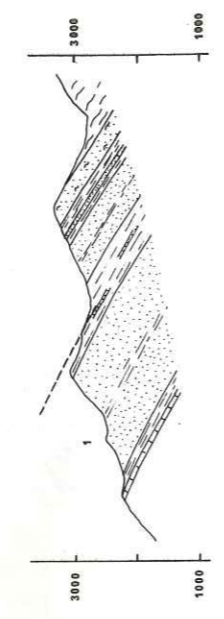
15



16

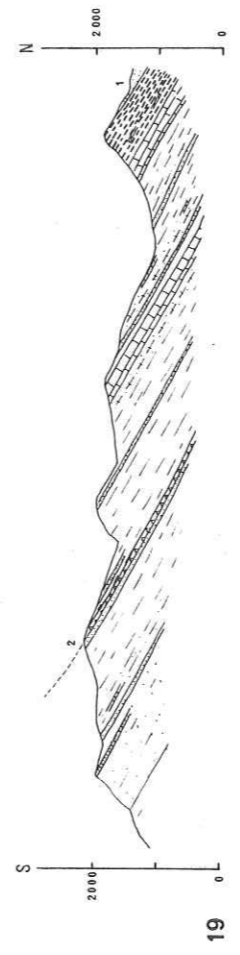


17

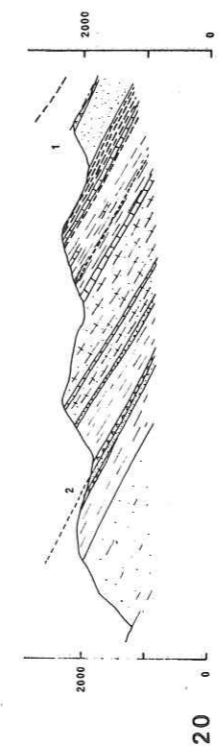


18

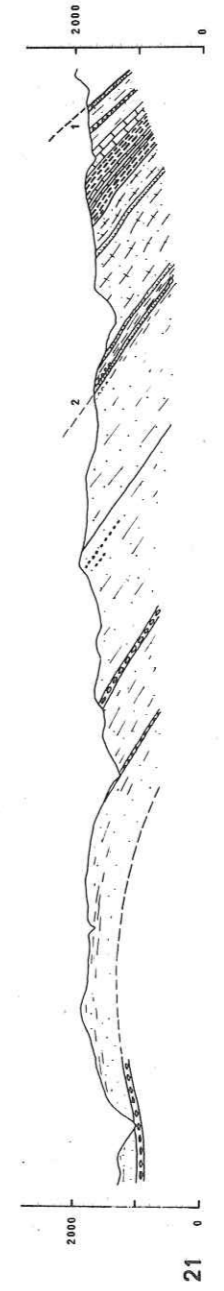
Formations du Moyen Pays



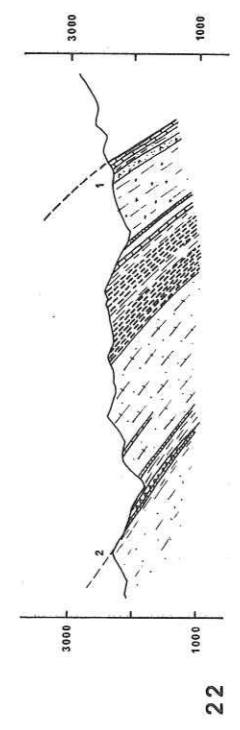
19



20



21



22

Formations du Moyen Pays

LEGENDES DES PHOTOGRAPHIES

Page de garde (72.4.7). Le sommet du Machhapuchhare (6 993 m) vu du sommet de la morraïne rive droite du glacier de l'Annapurna (dans le Sanctuaire).

Photo 1 (72.4.2). L'Annapurna I, 8 091 m, versant Sud. Le point culminant, masqué par les nuages est au sommet du pilier de gauche. On distingue nettement dans cette gigantesque muraille de 3 000 m de hauteur les calcaires jaunes de Pi supérieur (calcaires de l'Annapurna), qui forment toute la partie supérieure de la paroi et les grès gris, qui forment sa base sombre.

Photo 2 (72.6.20). La muraille rive droite du Sanctuaire, du Fang (7 647 m) à l'Annapurna Sud (7 219 m). Cette photo prolonge la précédente vers le Sud. Le sommet du Fang, en grès de Pi, forme le coeur d'un anticlinal suivi au Sud (à gauche) d'un synclinal où affleure les calcaires jaunes de l'Annapurna. - cf. coupe 2, page 224.

Photo 3 (72.18.6). Du sommet de Korchon (3 682 m), la face Sud du Machhapuchhare, (grès gris et calcaires jaunes de Pi). La crête au premier plan est formée des cipolins de Larjung.

Photo 4 (73.4.29). La Dalle du Tibet en Modi Khola : Un contrefort du Mardi Himal, en rive droite des gorges de la Modi Khola. Photo prise à environ 3 300 m d'altitude, vers l'Est.

Photo 5 (75.9.18). La Formation Supérieure du Moyen Pays en Haute Ankhu Khola. Le Confluent de la Bhaletang Khola et de la Manchet Khola, vu de l'Est. Derrière la croupe du premier plan, qui porte le village de Sathigaon, on distingue le village de Tira, situé sur les quartzites de Ghandrung - Labu (base de la Formation Supérieure). La falaise de Timla Danda qui le domine, haute d'environ 1 100 m, est formée des "grès bicolores", surmontés, en haut de la falaise, d'un premier niveau dolomitique.

Photo 6 (72.22.6). Dans le Moyen Pays : le versant Nord Est de la croupe d'Armala, découpé par les terrasses des rizières ; on distingue les différents ressauts formés par les niveaux les plus gréseux des grésoschistes de Kunchha. En arrière, au Sud Ouest, les formations quaternaires fluvio-lacustres de la région de Pokhra, et les collines du Moyen Pays (Formation Inférieure).

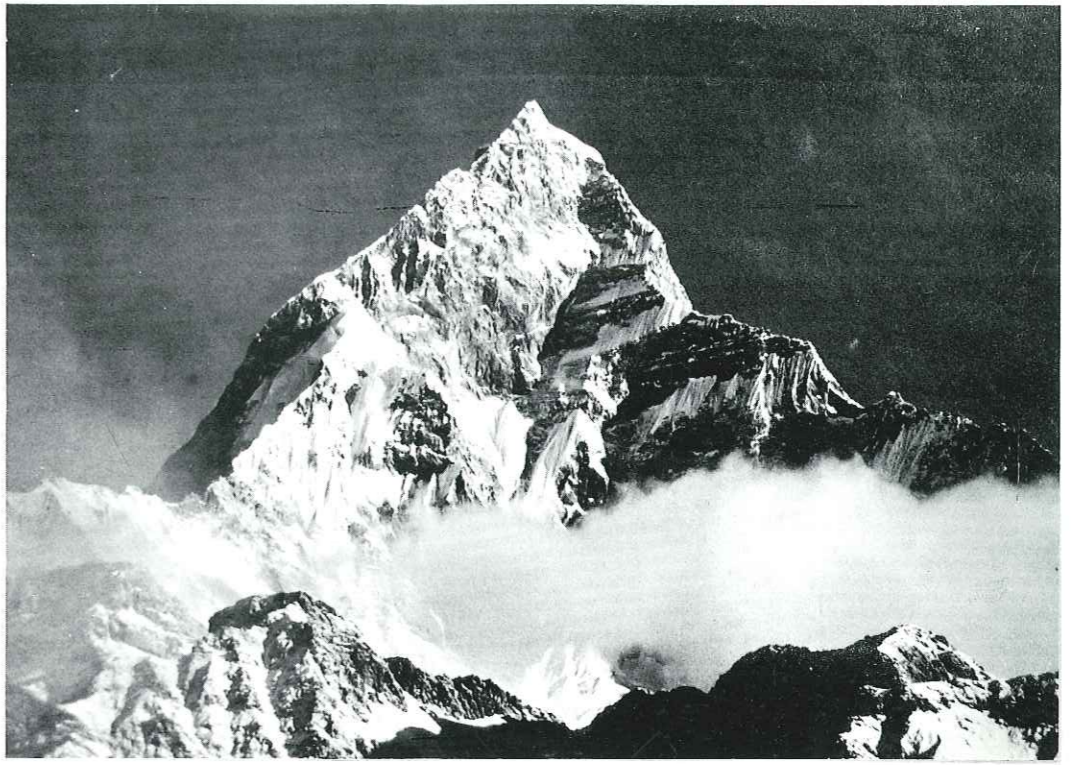
Photographies A. PECHER



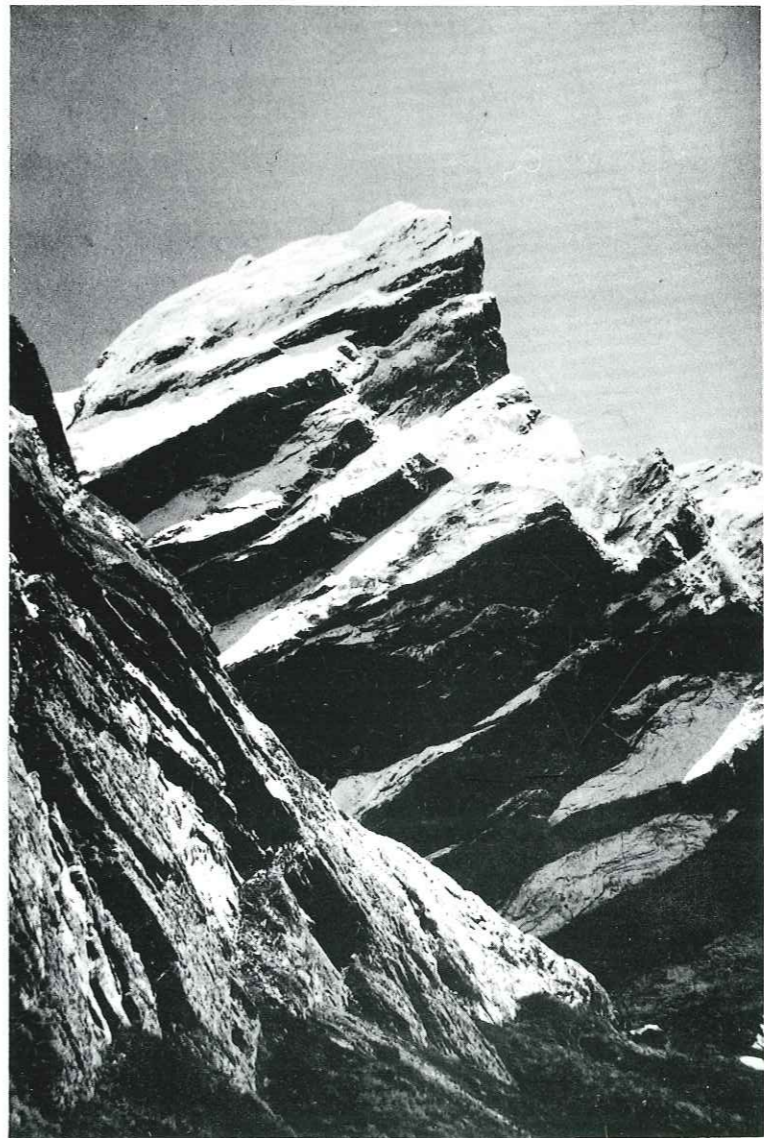
1



2



3



4



5

6



ANALYSES CHIMIQUES NOUVELLES
Séries Sédimentaires Tibétaines

Grès et calcaires de Pi

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
Mo65	32.91	6.45	1.65	0.06	2.85	28.34	0.07	1.62	0.30	25.03	99.28	214	22	57	13	22	266	30
Mo66	72.94	9.65	3.57	0.04	0.87	3.52	3.43	2.28	0.74	3.52	100.46	357	58	58	<10	19	77	10
Mo103	44.74	7.62	1.46	0.06	1.46	21.72	0.35	2.06	0.47	18.95	98.83	523	28	66	16	24	251	45
Mo124	53.97	7.98	1.29	0.03	0.77	6.13	1.38	3.69	0.93	14.20	100.37	541	39	82	12	26	163	39
Mo218	68.20	9.94	1.41	0.06	0.42	7.79	2.32	3.11	0.41	6.19	99.85	854	47	53	11	<10	141	19
Mo223	69.11	12.06	5.39	0.03	1.47	1.86	3.45	4.46	0.59	1.97	100.39	1568	98	61	<10	10	186	20
Mo225	60.79	11.19	3.48	0.06	1.51	9.54	0.96	3.24	0.71	8.31	99.78	697	46	77	15	23	101	41

Calcaires de Larjung

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
Mo32	74.74	10.29	2.57	0.02	1.04	2.47	3.47	2.97	0.57	1.01	99.15	544	84	53	12	10	114	10
Mo43	39.89	8.39	2.49	0.04	2.53	25.26	1.33	2.17	0.45	16.90	99.45	374	29	80	23	29	548	58
Mo129	53.31	7.71	1.63	0.03	1.89	16.11	1.20	3.21	0.46	14.29	99.84	489	39	58	17	17	189	43
Mo130	3.64	2.03	0.60	0.01	2.69	47.80	0.04	0.48	0.05	40.25	97.59	57	27	66	24	33	956	57
Mo133	35.39	7.60	2.53	0.03	1.74	27.71	0.12	2.41	0.41	20.83	98.77	313	24	89	24	36	277	75

Dalle du Tibet

Formation III

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
Mo136	73.57	13.90	2.18	0.04	0.60	0.35	2.92	5.27	0.28	0.71	99.82	348	70	52	12	<10	20	<10
Mo138	70.31	13.51	4.27	0.07	1.49	1.09	2.75	4.14	0.75	0.69	99.07	546	70	50	18	10	45	10
75626	75.88	12.00	1.92	0.04	0.37	0.81	2.86	4.59	0.30	0.56	99.33	212	43	15	<10	<10	44	62

Formation II

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
Mo137	78.13	9.95	3.98	0.04	1.99	0.10	2.49	1.42	0.62	0.47	99.19	219	95	70	<10	20	45	20

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
Mo140	62.37	7.30	0.98	0.07	0.36	14.41	1.40	1.83	0.23	11.03	99.98	1077	53	46	18	27	73	31
Al100	72.70	12.32	5.29	0.04	2.15	0.25	1.09	3.29	0.82	1.87	99.82	742	68	78	19	38	22	106
A111	69.20	13.44	6.00	0.09	3.30	0.64	2.02	2.77	0.75	0.98	99.19	466	59	105	10	46	30	125
A114	72.63	12.54	3.15	0.04	0.99	1.53	2.97	3.77	0.55	0.78	98.95	627	62	18	<10	11	71	62
A117	75.62	9.81	4.62	0.07	2.72	1.90	1.50	2.38	0.73	0.70	100.05	888	67	82	<10	32	68	87
75622	80.61	8.69	2.14	0.04	0.86	0.73	2.40	2.40	0.42	0.66	98.95	310	72	34	24	34	73	68
Mo140	62.37	7.30	0.98	0.07	0.36	14.41	1.40	1.83	0.23	11.03	99.98	1077	53	46	18	27	73	31
75621	59.79	15.37	5.95	0.21	1.02	7.08	1.98	5.59	0.76	1.17	98.92	1521	31	95	24	39	170	131

Mo 137 à 75 622 : gneiss en plaquettes ; Mo140 et 75 621 : gneiss calciques.

Formation I

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E166	74.26	10.86	4.94	0.07	2.37	1.33	1.71	2.30	0.77	1.25	99.86	573	109	109	28	44	69	49
E204	72.59	12.33	5.13	0.07	3.45	tr	2.13	2.06	0.77	1.37	99.90	325	104	118	12	25	10	59
Mo10	90.67	4.57	1.99	0.05	0.55	0.10	0.58	0.94	0.24	0.58	100.27	258	159	36	<10	10	89	<10
Mo13	65.82	16.09	6.34	0.08	1.71	0.29	0.46	4.35	0.84	2.49	98.47	1141	68	99	12	20	20	59
Mo14	77.50	8.80	3.36	0.05	2.08	1.98	1.20	1.69	0.40	1.15	98.21	282	119	51	<10	20	69	40
Mo15	49.75	17.54	8.77	0.11	6.20	2.67	1.70	5.63	0.97	4.69	98.03	1716	57	164	19	57	105	148
Mo143	61.58	16.38	5.88	0.11	3.43	1.57	2.15	4.87	0.76	1.94	98.67	1098	54	137	39	29	78	98
Mo302	72.83	11.66	4.94	0.05	4.25	0.20	2.09	1.82	0.73	1.18	99.75	237	114	111	18	35	10	54
Mo316	71.05	11.84	4.93	0.04	3.95	0.79	2.39	1.73	0.69	1.32	98.73	281	109	99	16	30	35	39
Mo324	66.86	14.29	5.38	0.15	2.30	1.96	3.29	2.36	0.55	2.11	99.25	2349	78	92	20	20	157	357
Mo340	71.13	12.14	4.93	0.04	3.45	0.39	3.44	1.59	0.69	1.34	99.14	217	79	91	18	25	30	44
74253	68.52	14.24	5.15	0.13	1.97	1.40	2.05	3.05	0.63	1.95	99.09	734	56	61	14	49	137	101
74271	69.92	15.29	4.86	0.17	1.05	0.39	1.75	3.54	0.59	1.48	99.04	790	47	60	<10	29	101	85
74278	84.46	8.25	1.61	0.06	0.59	0.65	1.88	1.15	0.39	1.24	100.28	452	67	41	<10	10	157	47
74489	76.70	11.46	3.29	0.07	0.97	0.28	1.11	2.87	0.28	1.78	98.81	761	74	67	<10	15	179	88
75683	70.99	14.72	5.30	0.08	1.40	0.48	1.74	3.53	0.76	0.81	99.81	737	80	65	12	54	132	95
75819	61.15	17.61	7.13	0.02	2.88	0.14	0.78	6.02	0.74	2.38	98.85	467	36	107	18	56	77	131

Mo340 : embréchite ocellée

Formation du Moyen Népalais

Formation Supérieure du Moyen Pays

Schistes clairs

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E97	61.91	13.75	6.16	0.02	5.21	1.85	0.31	5.05	0.64	5.19	100.09	190	29	106	<10	28	<10	52
E199	58.83	19.52	7.62	0.06	2.62	tr	0.51	4.07	0.67	4.80	98.70	738	48	103	42	29	10	29
A86	64.20	19.07	5.93	0.07	0.91	0.43	0.57	4.21	0.83	3.40	99.62	873	65	77	28	34	112	116
74346	60.38	20.63	6.66	0.05	2.43	0.40	0.48	5.28	0.56	3.25	100.12	306	44	103	<10	37	<10	85
75645	63.09	16.55	5.83	0.05	3.09	0.21	0.40	5.12	0.71	4.56	99.61	407	33	96	39	44	38	199
75728	59.01	12.53	10.55	0.09	6.69	4.02	1.92	2.21	1.36	1.28	99.66	479	79	128	30	62	84	246
746	55.31	26.10	9.71	0.07	1.63	tr	0.36	3.73	1.20	2.37	100.48	499	70	132	14	49	64	216
808	61.79	17.89	6.30	0.10	3.65	1.99	1.31	3.76	0.60	2.08	99.52	348	48	49	<10	52	73	99
813	62.47	16.73	7.69	0.04	3.89	0.16	0.33	4.74	0.90	2.57	99.52	332	53	45	<10	57	25	102
822	49.80	16.55	10.92	0.55	5.75	7.02	0.24	3.56	1.03	3.68	99.10	344	54	128	103	92	49	181
823	46.89	28.77	5.31	0.04	2.04	0.75	1.74	8.40	1.20	3.86	99.00	381	<10	201	<10	<10	30	137

Schistes sombres

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E46	73.52	12.50	1.60	0.01	1.41	0.09	1.53	3.14	0.55	5.98	100.33	47	28	79	<10	<10	19	235
A31	73.42	11.00	3.02	0.02	2.84	0.10	0.27	3.31	0.53	4.64	99.15	453	39	61	15	<10	41	81
A147	70.90	14.26	1.97	0.01	1.84	0.22	0.52	4.75	0.66	4.60	99.73	411	50	103	38	23	<10	449
74206	59.72	14.05	3.70	0.08	5.71	4.60	0.22	6.89	0.66	4.85	100.48	1104	21	74	14	15	33	65
242	63.38	17.59	8.27	0.05	2.99	0.15	0.48	3.89	0.99	2.44	100.23	755	39	125	<10	42	46	351
298	66.37	17.39	6.18	tr	1.63	tr	0.24	4.70	0.43	2.15	99.29	319	69	87	<10	41	<10	92
303	65.70	15.86	4.31	0.01	3.11	0.83	0.35	5.10	0.50	3.90	99.67	472	43	100	<10	40	40	118
343	56.39	15.10	7.74	0.30	5.24	7.70	0.48	2.18	0.30	4.14	99.57	253	45	80	20	34	84	71
75693	67.90	15.43	5.40	0.04	2.34	0.06	0.84	3.30	0.71	3.88	99.90	371	50	90	36	36	56	160

Schistes graphiteux

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E33	73.35	10.73	0.92	0.01	0.96	0.10	0.68	3.15	0.50	8.31	98.71	481	73	94	<10	<10	18	532
75807	65.59	9.94	4.64	0.06	3.80	1.88	0.77	1.46	0.40	10.95	99.49	178	61	16	16	90	65	125
825	68.21	12.41	2.46	0.03	2.12	0.56	0.78	2.62	0.57	10.59	100.35	312	40	76	23	68	83	216

"Grès bicolores"

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
74205	70.62	3.12	0.43	0.07	3.11	9.20	0.06	1.56	0.03	10.45	98.65	915	47	28	34	30	29	29
213	60.41	3.70	1.17	0.90	7.28	11.00	0.06	2.38	0.07	12.50	98.66	835	45	36	<10	25	40	32
322	69.39	13.69	7.51	0.05	1.13	0.76	0.18	4.39	0.63	2.31	100.04	478	57	125	48	70	20	173
359	73.68	13.24	2.46	0.09	0.83	0.05	0.50	7.06	0.58	1.07	99.56	630	44	89	14	14	15	77
473	67.29	15.13	5.77	0.10	1.98	1.44	1.29	4.74	0.59	2.02	100.35	560	30	82	<10	<10	41	55
75768	74.02	12.49	2.97	0.01	2.74	0.18	3.16	2.06	0.30	1.60	99.53	96	49	30	322	29	20	62

Calcaires et dolomies

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E41	19.36	2.52	2.06	0.06	14.22	25.17	0.05	0.61	0.08	35.47	99.60	184	29	39	21	26	68	26
E180	29.40	5.22	1.34	0.06	13.78	18.05	0.37	1.41	0.17	29.50	99.30	395	28	49	21	25	42	35
A32	11.82	2.31	1.05	0.11	2.81	44.65	0.42	0.34	0.06	36.33	99.90	52	43	68	14	68	168	61
A83	22.52	1.22	0.65	0.06	15.47	23.56	tr	0.55	0.11	35.37	99.51	38	34	41	<10	34	99	34
74207	27.15	3.10	1.12	0.10	14.95	21.79	0.02	1.68	0.02	29.50	99.43	358	48	73	131	55	66	58
313	10.48	0.98	2.06	0.11	18.68	27.13	0.04	0.46	tr	40.45	100.39	40	33	47	285	35	56	32
351	32.20	6.56	2.35	0.05	11.70	18.29	0.49	1.57	0.20	26.03	99.44	545	44	81	44	38	104	76
804	29.24	3.45	1.97	0.09	13.30	19.04	1.08	0.62	0.23	29.29	98.31	162	24	67	30	30	62	94
75811	33.60	2.76	2.87	0.18	14.01	25.26	0.62	0.32	0.23	19.64	99.49	402	52	47	<10	44	80	72
816	39.38	8.87	3.00	0.08	11.51	14.23	0.09	3.87	0.49	18.08	99.60	725	30	80	<10	34	43	88
865	24.93	1.57	2.83	0.10	14.32	21.05	tr	0.72	0.20	32.91	98.63	91	44	53	17	51	62	75
867	13.91	1.22	0.60	0.06	17.88	25.08	0.12	0.36	0.12	39.41	98.76	67	36	37	<10	34	57	46

865 et 867 : éch. de la couverture Sud du Moyen Pays.

Quartzites

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E196	74.45	14.06	1.09	0.03	0.40	0.20	6.62	0.92	0.50	1.00	99.27	144	59	73	36	10	10	30
75781	67.01	12.26	3.91	0.07	2.67	9.57	1.70	0.17	0.46	1.63	99.45	40	109	58	1253	44	34	89
815	95.08	2.26	0.38	0.03	0.15	0.15	0.86	0.13	0.10	0.55	99.69	<10	198	<10	<10	37	<10	<10

75 781 est un quartzite à nids d'amphibole - biotite.

Schistes médians

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E206	66.49	16.26	5.71	0.03	1.94	0.19	0.74	3.35	0.56	3.22	98.49	556	68	66	12	19	58	10
75572	44.22	14.54	8.64	0.11	1.73	0.63	0.94	1.59	0.93	25.49	98.82	281	53	137	33	89	77	168
801	60.62	17.37	8.51	0.08	3.85	1.63	0.30	4.11	1.06	2.88	100.41	346	27	166	43	77	50	236
830	64.69	17.09	6.34	0.04	1.93	0.55	0.66	4.76	0.76	3.52	100.34	358	43	74	23	42	49	140
29L	58.91	16.59	10.68	0.12	3.41	tr	0.95	3.79	1.24	3.44	99.13	344	74	137	<10	97	30	210
30L	55.91	13.98	10.86	0.13	3.01	0.56	0.39	3.91	2.03	3.25	100.16	374	72	<10	<10	98	35	259
31L	52.19	17.10	10.86	0.11	13.68	0.04	0.14	0.22	1.62	7.23	100.07	38	106	10	<10	146	20	269
32L	47.64	15.15	10.26	0.11	15.92	0.06	0.26	0.07	1.77	7.97	99.21	25	91	236	<10	168	23	275
110L	57.42	15.63	13.46	0.10	2.32	2.15	2.38	3.03	1.27	1.20	98.96	328	77	155	<10	104	68	189
112L	57.92	15.30	13.19	0.28	3.20	3.81	0.78	1.83	1.00	2.29	99.60	281	87	130	44	121	53	264
114L	57.47	14.83	15.51	0.09	3.06	0.18	0.40	3.70	1.26	2.64	99.14	347	56	14	<10	94	31	274
115L	55.32	15.97	14.10	0.13	2.92	2.32	1.55	3.48	1.52	1.92	99.23	386	53	157	14	109	64	207
116L	56.51	17.11	11.99	0.05	3.04	0.34	2.65	4.47	1.35	1.61	99.12	230	41	142	34	59	20	201
151L	57.60	17.77	11.93	0.09	1.88	0.76	1.05	5.02	1.29	2.77	100.16	441	49	143	<10	80	45	191
153L	59.18	16.54	10.49	0.14	3.04	1.82	1.12	2.98	0.89	2.96	99.16	425	75	117	<10	93	68	182

29L à 153L : échantillons récoltés par J.L. LASSERRE, 1975.

Formations inférieures du Moyen Pays

Schistes de Kunchha

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E211	65.53	18.00	4.33	0.03	2.60	tr	0.44	4.80	0.58	3.77	100.08	722	34	81	17	29	10	19
A174	62.45	19.76	5.57	0.03	2.10	tr	0.33	5.42	0.61	3.77	100.04	1147	34	88	<10	40	<10	101
A212	75.50	11.46	4.26	0.02	1.54	tr	0.02	3.21	0.48	3.06	99.55	319	90	49	<10	25	<10	43
74199	53.81	23.32	9.86	0.15	2.23	1.04	0.98	4.75	1.14	2.96	100.24	687	30	124	<10	19	89	88
334	56.99	22.56	7.72	0.11	2.45	0.08	0.97	4.79	0.66	3.84	100.17	746	44	120	<10	53	55	103
375	73.56	13.55	4.25	0.02	1.32	0.48	0.92	3.39	0.13	2.15	99.77	885	54	72	19	21	99	64
417	54.42	23.47	6.34	0.07	0.95	tr	0.33	6.99	0.37	5.48	98.42	608	11	116	55	<10	21	186
447	54.48	22.63	6.71	0.05	3.62	0.25	1.06	4.99	0.52	5.04	99.35	1156	27	120	<10	32	137	124
524	56.22	22.18	8.56	0.11	2.65	tr	0.70	5.44	0.70	3.78	100.34	800	24	114	<10	26	83	104
75657	57.77	21.98	7.76	0.09	2.80	0.23	0.64	4.98	0.70	2.67	99.62	720	25	105	26	45	61	156
874	55.39	24.47	5.77	0.06	1.55	tr	0.49	6.96	0.50	4.81	100.00	874	11	86	19	33	65	118
969	64.35	17.80	6.12	0.04	1.61	tr	0.09	4.55	0.63	4.06	99.25	671	21	104	39	57	69	147
972	64.09	16.91	8.29	0.03	1.61	tr	0.04	4.21	0.89	4.42	100.49	356	26	10	<10	69	44	143

Grés-schiste

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
A44	75.02	12.98	3.93	0.05	1.39	0.27	0.80	3.12	0.45	2.48	100.49	358	53	29	17	26	16	42
A169	77.79	10.95	3.95	0.03	1.27	tr	0.22	3.05	0.47	2.44	100.17	497	63	47	<10	39	<10	64
A192	71.57	13.17	4.20	0.03	1.41	-	0.66	3.06	0.58	3.66	98.34	607	43	73	<10	31	<10	81
A214	65.89	16.23	4.80	0.02	1.99	tr	0.06	4.98	0.72	3.89	98.58	670	28	73	<10	30	<10	72
747	74.77	11.53	4.37	0.05	1.83	tr	0.64	2.43	0.41	2.71	98.74	389	29	46	28	23	37	37
9	81.13	8.52	3.11	0.02	1.58	tr	0.05	2.32	0.21	2.14	99.08	340	48	56	12	40	51	90
13	81.03	9.69	2.53	0.03	1.40	tr	0.14	3.03	0.37	1.97	100.19	501	37	51	18	23	49	75
136	82.88	7.78	2.31	0.02	0.75	tr	0.26	3.00	0.35	1.33	98.68	451	31	34	<10	35	47	33
385	62.47	19.35	6.94	0.02	1.89	tr	0.52	5.19	0.46	3.26	100.10	770	28	101	<10	40	60	92
390	64.69	18.09	5.44	0.02	1.51	tr	0.18	4.88	0.56	4.72	100.09	909	18	84	<10	13	28	69
537	77.06	10.29	4.84	0.07	0.97	tr	0.35	3.08	0.42	2.15	99.23	455	40	36	16	<10	51	46
75843	72.95	13.18	4.82	0.03	2.03	tr	0.80	3.48	0.41	2.20	99.90	360	37	45	<10	35	40	96
857	82.78	8.84	2.45	0.03	0.87	tr	0.48	2.60	0.38	1.27	99.70	350	62	14	10	37	52	81
888	72.20	14.44	4.32	0.03	1.79	0.10	1.02	3.36	0.50	2.71	100.47	449	47	73	<10	45	53	116

Grès massifs

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E68	85.29	7.64	1.69	0.03	0.25	0.25	1.23	2.62	0.28	0.83	100.11	590	109	18	12	<10	60	<10
A39	82.01	8.86	2.40	0.03	1.16	0.57	1.67	1.49	0.40	1.40	99.99	380	102	29	<10	20	51	39
A49	80.69	9.05	2.64	0.04	1.14	0.08	1.52	2.06	0.45	1.61	99.28	809	78	44	23	33	49	57
A68	84.56	7.13	1.85	0.03	0.56	0.11	1.03	2.31	0.43	1.17	99.18	573	80	31	10	23	40	51
A71	86.80	5.76	1.83	0.06	0.31	0.07	0.61	1.94	0.31	1.06	98.75	524	77	23	10	21	38	35
A185	84.58	7.64	1.89	0.04	0.45	0.15	1.12	2.43	0.42	1.04	99.76	611	79	34	<10	24	64	50
74167	77.16	10.69	3.04	0.03	1.34	0.15	1.62	1.91	0.63	2.70	99.27	829	26	54	<10	30	145	47
198	85.35	7.72	1.67	0.07	0.91	0.21	1.11	1.84	0.48	1.11	100.47	422	67	29	35	<10	67	44
440	84.78	6.89	1.88	0.05	0.44	0.39	1.16	1.92	0.36	0.92	98.79	520	86	35	<10	<10	124	39
454	81.28	9.55	2.45	0.08	1.15	0.35	1.25	2.12	0.40	1.52	100.15	560	65	44	18	<10	100	46
75834	80.10	9.76	3.20	0.02	0.80	tr	1.46	2.55	0.50	1.10	99.49	398	80	37	22	66	52	104
835	79.17	10.33	2.79	0.03	0.43	0.55	1.58	3.37	tr	0.90	99.15	562	76	38	<10	37	108	89

A71 = conglomérat.

Quartzites

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
826	97.85	1.04	0.49	tr	0.11	tr	tr	0.30	0.16	0.28	100.23	22	141	<10	23	30	<10	31
828	90.14	4.46	2.32	0.02	0.82	tr	tr	1.04	0.27	0.83	99.80	75	111	13	15	41	14	68

"Tufts acides"

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E120	96.32	0.39	0.39	tr	0.49	0.69	0.01	0.13	tr	1.31	99.73	20	133	<10	24	10	<10	<10
74197	93.09	3.49	0.84	0.03	0.39	0.00	0.39	0.76	0.17	0.60	99.76	138	81	32	<10	28	42	52
75592	95.41	1.53	0.58	0.02	0.43	tr	0.04	0.37	0.10	0.47	98.95	26	118	<10	<10	32	<10	20
601	96.86	1.38	0.46	0.00	0.26	0.00	0.05	0.30	0.10	0.68	100.09	<10	136	<10	<10	35	<10	10
838	72.36	14.49	1.42	tr	3.45	tr	0.23	3.73	0.30	3.05	99.03	101	51	24	<10	27	31	79
862	93.85	3.17	1.06	0.03	0.46	tr	0.16	1.16	0.20	0.21	100.30	189	112	23	12	39	23	51
955	83.53	8.03	1.63	0.02	1.25	tr	0.83	1.36	0.42	2.00	99.07	260	70	46	20	47	26	86

Gneiss oeilés d'Ulleri

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E15	73.46	12.84	2.37	0.06	0.35	0.89	2.51	5.08	0.26	1.26	99.08	410	99	20	<10	20	44	<10
E56	76.00	12.99	1.18	0.02	0.94	tr	3.89	2.62	0.14	1.56	99.34	108	103	12	<10	10	<10	<10
E191	77.92	12.85	0.99	0.02	0.54	tr	4.88	1.70	0.12	1.12	100.14	138	79	<10	<10	10	10	<10
75668	74.87	13.12	2.08	0.04	0.54	0.47	3.07	4.10	0.32	1.53	100.14	316	46	18	<10	<10	68	59
836	73.77	15.10	1.60	0.02	0.42	0.85	5.32	2.08	0.20	0.60	99.67	419	54	21	17	26	297	67
846	73.26	14.39	2.01	0.04	0.85	0.15	4.21	3.29	0.26	1.03	99.46	379	26	<10	<10	<10	168	52
109L	76.35	13.80	1.34	0.03	0.31	0.36	4.76	1.89	0.10	0.99	99.93	50	56	47	17	18	31	27
U21	73.55	13.69	1.92	0.04	0.56	0.36	2.61	4.98	0.29	1.29	99.29	-	-	-	-	-	-	-
L65	73.42	12.87	2.11	0.01	0.64	0.40	2.62	5.33	0.26	1.57	99.23	-	-	-	-	-	-	-

109L : éch. récolté par J.L. LASSERRE, en Darondi Khola ; U21 et L65 : éch. récoltés par P. LE FORT, sur la crête entre Chepe Khola et Darondi Khola (U21) et en rive gauche de la Tribuli, à Syabru Bensi (L65) (in PECHER et LE FORT, 1977).

Schistes basaux

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
E112	41.84	14.78	17.64	0.06	13.58	0.09	0.08	tr	3.05	7.64	98.76	<10	65	66	11	28	<10	457
A54	47.70	14.48	12.80	0.13	13.26	0.23	0.02	0.52	2.57	8.30	100.01	678	36	111	<10	47	45	105
A59	57.75	22.04	7.23	0.04	1.53	tr	0.50	5.98	0.69	3.61	99.37	11	39	314	58	121	<10	281
7425	44.69	14.94	13.73	0.06	14.81	tr	0.01	0.44	1.94	7.97	98.59	325	48	168	11	80	<10	169
124	58.04	17.31	10.09	0.05	3.16	tr	0.02	5.34	1.13	3.87	99.01	254	48	169	46	94	32	209
559	58.42	19.26	10.08	0.13	1.93	tr	0.36	3.97	1.12	4.58	99.85	210	39	120	<10	82	29	216
589	63.49	14.59	9.73	0.04	2.71	0.02	0.16	4.60	1.09	3.05	99.48	209	38	119	<10	86	25	200
590	61.84	16.63	3.95	0.05	7.16	0.04	0.15	4.05	1.18	4.82	99.87	290	44	138	19	81	28	227
603	57.35	17.41	11.29	0.04	3.22	0.10	0.18	5.14	1.26	3.58	99.57							

Amphibolites (dans les Formations Supérieure ou Inférieure du Moyen Pays)

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V
A60	49.76	14.96	13.52	0.17	8.88	1.98	2.95	0.05	2.07	6.13	100.48	23	58	81	12	59	31	308
A152	51.96	14.26	14.80	0.22	6.24	6.20	2.75	0.30	2.18	1.50	100.41	46	75	121	21	65	51	353
E50	50.07	14.53	12.20	0.16	6.30	10.07	1.19	0.52	1.59	3.15	99.78	131	82	329	70	107	169	232
E59	44.36	14.23	15.12	0.22	7.85	10.21	2.33	0.45	2.10	1.85	98.72	93	98	400	<10	108	206	250
E79	50.57	14.47	15.24	0.11	8.71	0.95	2.12	0.01	2.02	4.77	98.97	<10	100	21	<10	29	<10	343
U75	52.45	14.73	12.83	0.17	5.45	8.47	2.52	0.56	1.72	0.96	99.86							
74321	49.32	15.18	12.74	0.26	4.60	11.37	1.30	0.54	1.66	1.75	98.72	44	61	362	20	110	62	316
484	52.59	14.00	13.84	0.21	4.17	8.53	2.54	1.16	1.55	0.82	99.41	285	55	32	98	28	178	317
75568	47.54	13.98	14.47	0.21	7.35	8.71	2.73	0.58	2.28	1.76	99.61	177	71	309	49	156	233	325
575	51.98	13.54	14.31	0.19	5.12	6.89	3.35	0.77	2.18	1.71	99.98	152	77	70	17	71	171	323
576	53.28	13.08	14.35	0.18	5.20	6.61	4.02	0.43	1.91	1.39	100.45	91	63	66	36	70	124	311
582	50.72	14.27	15.03	0.18	4.47	7.83	3.42	0.35	2.35	0.47	99.02	113	98	102	31	67	290	345
583	47.16	14.74	17.04	0.13	9.35	2.09	1.54	0.27	2.48	5.10	99.90	64	82	103	11	71	47	358
705	53.47	14.35	13.09	0.19	5.42	7.91	2.14	0.78	1.31	1.16	99.82	217	87	97	61	115	159	315
720	52.77	14.15	14.37	0.15	4.43	6.79	2.97	1.25	1.64	0.81	99.33	169	74	81	72	86	141	337
751	48.36	14.87	13.84	0.17	5.31	9.24	3.53	0.70	2.72	0.76	99.50	141	53	174	92	75	171	341
754	52.21	13.77	15.59	0.21	4.56	7.74	2.60	0.89	1.70	0.69	99.50	202	68	66	122	76	209	348
764	53.22	13.86	13.04	0.15	5.30	9.35	1.18	0.75	1.89	1.67	100.36	214	74	166	41	71	206	338
775	48.93	15.25	12.77	0.17	8.08	6.44	3.03	0.83	1.84	1.66	98.94	79	65	335	17	194	119	310
779	52.64	17.46	11.12	0.15	3.60	7.92	4.59	0.76	1.09	0.78	100.11	151	56	25	280	58	201	274
787	48.40	12.59	20.01	0.25	3.76	8.17	2.70	0.92	3.16	0.21	100.17	136	68	14	344	49	213	322
799	51.79	15.00	11.94	0.19	7.02	7.85	2.57	1.28	1.85	1.49	99.98	80	50	381	132	154	175	337
842	49.49	13.41	15.66	0.22	6.59	7.29	2.75	1.42	2.05	0.80	99.38	209	57	87	50	71	164	296
933	48.29	16.36	12.51	0.18	8.63	6.14	3.34	0.24	1.78	2.28	99.75	67	70	367	38	176	103	290
939	49.79	14.97	13.36	0.19	7.65	7.55	2.92	0.16	1.01	1.73	99.33	37	74	208	55	124	155	281
942	50.15	15.78	10.67	0.15	7.99	7.66	2.74	0.55	0.99	2.09	98.77	196	76	403	35	136	254	244

ANALYSES NOUVELLES DE MINERAUX

Analyses marquées * : analyses par fluorescence X, Institut Dolomieu, Grenoble ;
 analyste : F. KELLER (Fer total sous forme de Fe₂O₃).
 Autres analyses : analyses à la microsonde, Université de Harvard, Boston (U.S.A.) ;
 analyste : P. LYTTLE (Fer total sous forme de FeO).

Biotite et Phlogopite

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
D94	35.29	4.12	15.70	25.80	6.82	0.31	0.06	9.25	0.12	3.63	-	101.10
E50	33.74	1.27	18.62	17.46	13.04	0.15	0.50	6.12	0.15	3.84	-	94.88
E56	38.58	0.84	17.90	15.16	15.23	0.27	0.07	7.91	0.07	3.88	-	99.92
E56	35.81	0.84	20.18	13.53	14.47	0.23	0.24	9.05	0.09	3.83	-	98.26
E97	42.64	0.75	16.68	4.09	23.56	0.04	0.17	9.42	0.18	5.66	-	103.20
E97	40.18	0.79	17.35	4.09	24.17	0.04	0.12	9.79	0.20	5.66	-	102.39
M	35.39	4.30	18.68	23.92	6.92	0.26	0.06	9.46	0.15	3.59	-	102.71
M	34.39	3.84	18.55	23.28	6.72	0.25	0.04	9.32	0.11	3.50	-	100.00
Mo13	36.15	2.26	19.33	21.04	9.58	0.10	0.03	8.12	0.27	3.69	-	100.57
Mo15	37.97	2.11	17.39	17.13	13.60	0.17	0.02	9.34	0.11	3.81	-	101.67
Mo340	35.45	1.49	17.26	15.28	15.46	0.11	0.09	8.57	0.65	3.89	-	98.24

Calcite et dolomite

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
E97	0.03	0.00	0.00	1.18	21.23	0.14	28.90	0.02	0.03	0.00	47.58	99.11
T255	0.04	0.01	0.01	0.30	0.23	0.01	51.46	0.03	0.09	0.00	44.17	96.35

Chlorite

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
E17	24.36	0.11	23.40	32.52	10.52	0.14	0.04	0.14	0.04	9.64	-	100.92
E50	26.08	0.13	22.69	20.56	19.99	0.33	0.08	0.78	0.06	10.35	-	101.06

Chloritoïde

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
E17	24.55	0.04	40.12	27.53	2.06	0.41	0.01	0.05	0.02	0.00	-	94.79

Epidote

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
E50	38.62	0.18	27.24	10.21	0.06	0.24	24.69	0.03	0.18	2.01	-	103.45
E50	38.04	0.09	26.22	10.54	0.07	0.10	25.42	0.04	0.06	2.02	-	102.58
Mo15	37.20	0.19	28.39	4.49	0.44	0.08	22.95	0.06	0.05	2.01	-	95.86

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
Mo15	39.11	0.22	26.58	4.40	0.12	0.15	24.80	0.05	0.09	2.03	-	97.55
Mo15	38.72	0.22	29.78	5.58	0.53	0.16	22.06	0.06	0.04	2.00	-	99.15
Mo15	38.06	0.23	28.81	5.22	0.34	0.13	22.22	0.07	0.08	2.00	-	97.15
Mo15	38.09	0.08	19.07	22.08	2.84	2.09	15.35	0.07	0.11	2.05	-	101.82
Mo15	38.30	0.06	19.28	21.86	2.75	2.57	15.24	0.06	0.09	2.04	-	102.24
Mo15	38.40	0.08	19.16	21.36	2.61	3.90	14.23	0.09	0.12	2.04	-	102.00

Ech. Mo15 : 2 épidotes zonées, analyses de la périphérie au coeur (dans l'ordre).

Feldspath potassique

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
D94	64.70	0.01	18.32	0.27	0.02	0.01	0.06	15.46	0.71	0.00	-	99.55
Mo340	65.46	0.03	18.82	0.07	0.03	0.04	0.03	15.11	1.06	0.00	-	100.65
T255	65.01	0.00	18.25	0.05	0.02	0.00	0.12	16.59	1.10	0.00	-	101.14

Grenat

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
E17	37.74	0.12	18.44	34.41	1.11	4.18	4.73	0.06	0.04	0.00	-	100.83
E17	36.96	0.10	18.34	34.02	1.20	3.86	4.99	0.06	0.11	0.00	-	99.65
Mo6 *	38.34	0.35	19.93	33.65	5.52	1.10	2.97	-	0.01	-	-	101.91
Mo13	36.16	0.05	17.92	33.69	2.49	1.93	5.94	0.07	0.06	0.00	-	98.31
Mo13	38.08	0.04	18.85	34.88	3.96	1.09	3.11	0.07	0.10	0.00	-	100.18
Mo13	37.87	0.06	18.65	36.07	3.35	1.62	3.20	0.05	0.02	0.00	-	100.90
Mo340	38.05	0.04	19.13	33.32	7.25	1.75	0.78	0.06	0.12	0.00	-	100.49
Mo340	38.27	0.04	18.90	33.73	6.79	1.89	0.76	0.07	0.06	0.00	-	100.50
74 347 *	37.74	0.49	16.59	36.19	2.70	1.05	5.66	-	-	-	-	100.48
74 632 *	37.22	0.23	20.12	34.06	6.57	0.96	2.61	-	-	-	-	101.82

Ech. E17 et Mo13 : centre et périphérie d'un grenat hélicitique (dans l'ordre).

Muscovite

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
D5/1	47.54	0.43	33.37	0.94	1.90	0.00	0.02	9.51	0.91	4.72	-	99.35
D5/1	47.02	0.48	33.73	1.08	1.68	0.02	0.09	9.96	1.04	4.70	-	99.80
E56	34.19	0.80	17.58	2.17	1.16	0.02	0.06	11.06	0.37	5.05	-	72.47
E56	47.02	0.02	36.11	1.87	1.05	0.04	0.05	11.07	0.41	4.62	-	102.27
E56	47.79	0.09	33.25	0.00	0.00	0.00	0.04	10.72	0.37	4.66	-	96.92
E97	46.52	0.56	30.27	3.68	2.55	0.03	0.21	9.11	0.21	4.79	-	97.93
M	45.95	1.34	35.20	0.00	0.00	0.00	0.03	10.32	0.57	4.61	-	98.03
M	46.16	1.47	35.39	1.42	0.66	0.00	0.03	10.02	0.63	4.63	-	100.41
Mo13	46.61	1.21	34.71	1.61	1.10	0.01	0.02	9.59	0.65	4.66	-	100.16

Plagioclase

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
D94	61.51	0.01	23.95	0.10	0.01	0.07	5.95	0.34	7.73	0.00	-	99.67
D94	61.62	0.00	23.91	0.08	0.01	0.02	5.89	0.30	7.62	0.00	-	99.46

Plagioclase (suite)

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
E50	62.97	0.03	18.71	0.09	0.01	0.01	0.44	0.09	11.43	0.00	-	93.80
E50	68.96	0.01	20.22	0.07	0.01	0.00	0.36	0.07	11.96	0.00	-	101.67
E56	70.34	0.02	20.49	0.01	0.01	0.00	0.15	0.11	12.15	0.00	-	103.26
E56	69.82	0.02	19.74	0.00	0.00	0.03	0.10	0.07	12.01	0.00	-	101.81
E56	70.24	0.03	20.12	0.00	0.00	0.00	0.18	0.08	11.83	0.00	-	102.48
E56	70.33	0.05	20.09	0.00	0.00	0.00	0.14	0.07	11.76	0.00	-	102.45
M	64.67	0.01	22.49	0.01	0.00	0.02	4.02	0.19	9.73	0.00	-	101.14
M	64.59	0.00	22.64	2.32	2.02	0.05	4.56	0.22	9.61	0.00	-	106.01
Mo15	57.59	0.02	27.94	0.07	0.01	0.02	10.34	0.22	6.23	0.00	-	102.44
Mo15	57.02	0.03	28.14	0.09	0.03	0.03	10.64	0.23	6.02	0.00	-	102.23
Mo340	67.59	0.02	20.92	0.01	0.00	0.01	1.69	0.06	10.96	0.00	-	101.25
Mo340	67.09	0.03	18.35	0.05	0.01	0.03	1.83	0.08	10.79	0.00	-	98.27

Pyroxène

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
T255	52.68	0.04	0.58	10.64	11.94	0.15	24.64	0.02	0.29	0.00	-	100.98
T255	52.51	0.03	0.70	12.97	11.43	0.10	24.47	0.04	0.25	0.00	-	102.50

Scapolite

N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
T255	47.22	0.01	27.33	0.10	0.08	0.00	17.91	0.16	3.58	0.00	4.80	101.18
T255	45.70	0.01	26.17	0.10	0.06	0.00	17.55	0.23	3.69	0.00	4.81	98.31

Sillimanite

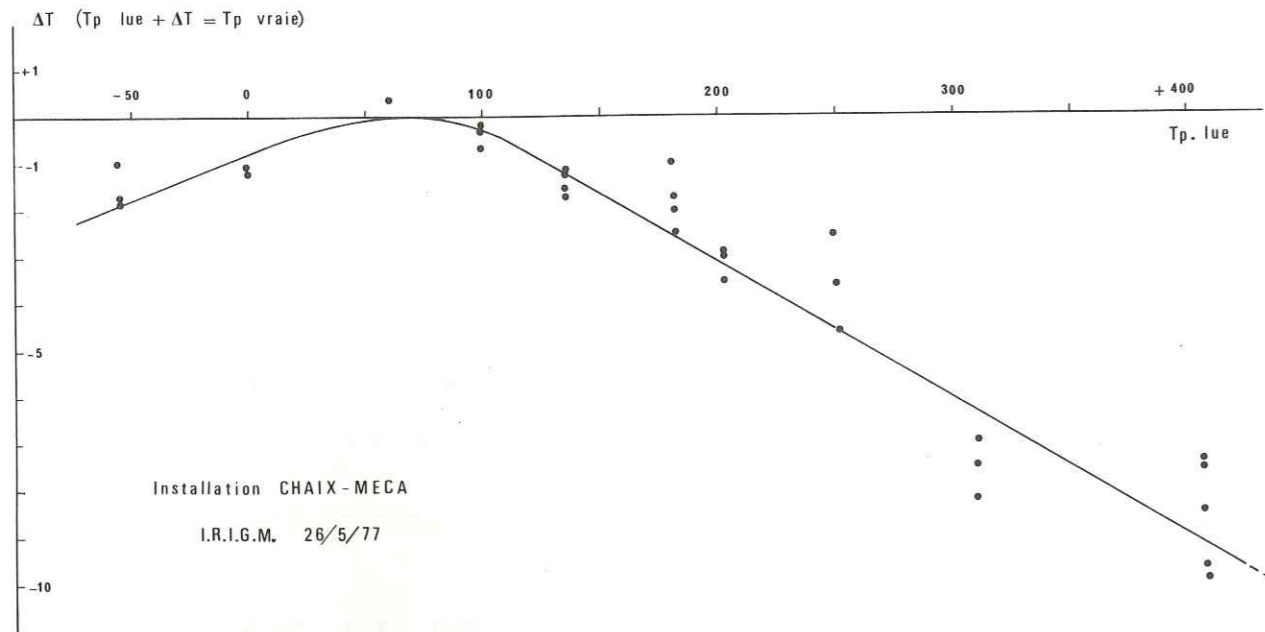
N° éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Total
M	36.75	0.05	61.64	0.27	0.03	0.02	0.03	0.25	0.01	0.00	-	99.06

Provenance des échantillons :

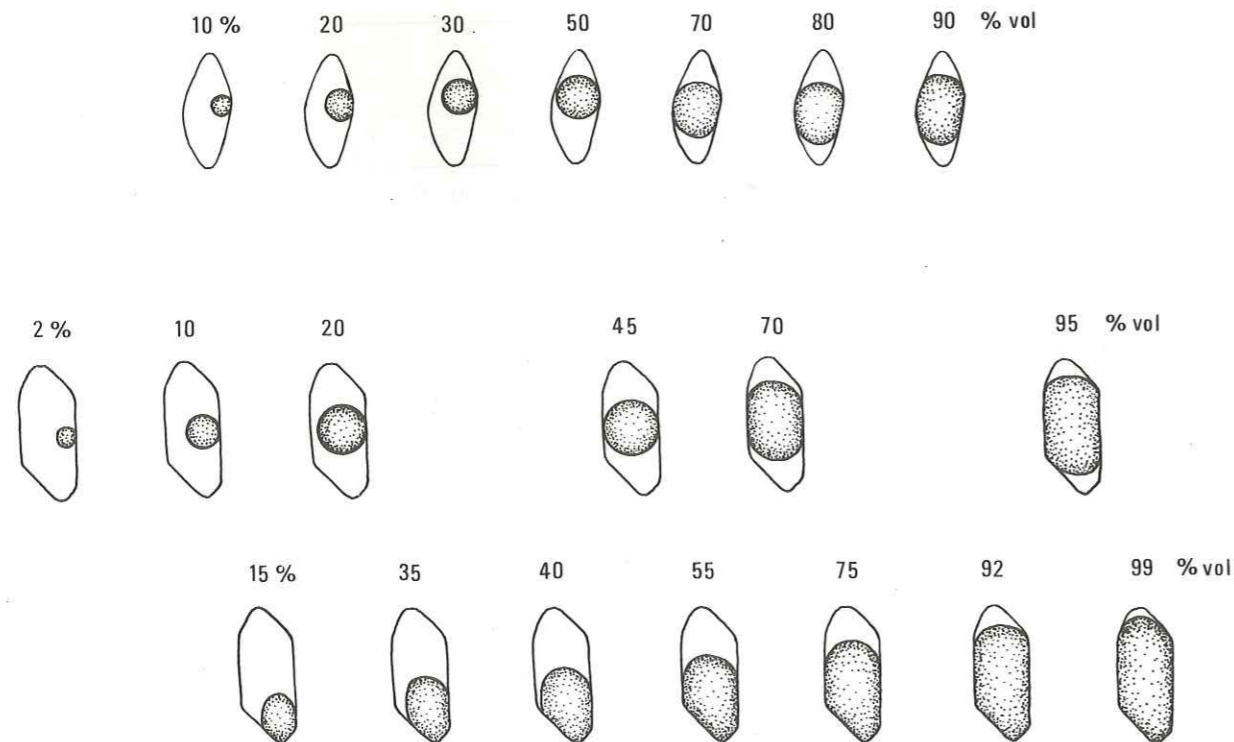
Echantillons P. LE FORT, Vallée de la Marsyandi :

D 5/1 = pyroxénite de la Formation II, Dudh Khola, 2 505 m ; D 94 = gneiss oeilé de la Formation III, à l'entrée du vallon de Siklikpuk, vers 3 535 m (pour ces deux échantillons, cf. analyse R.T. in LE FORT, 1975, p. 47) ; M = anatexite à sillimanite de la partie supérieure de la Formation I ; T 255 = pyroxénite de la Formation II, falaise de Thonje ; E 17 = schiste à Chl-Ctd-Grt-Pl, schistes clairs de la base de la Formation Inférieure du Moyen Pays, Ghandrung, Modi Khola ; E 50 = amphibolite, base de la Formation Inférieure, au-dessus du chemin Ghorepani - Ulleri ; E 56 = gneiss oeilé d'Ulleri, affleurement en aval d'Ulleri ; E 97 = niveau quartzito-dolomitique du sommet des Formations du Moyen Pays, haute Bhurungdi Khola ; Mo 6 = Dalle du Tibet, Formation I, près de sa base, Modi Khola ; Mo 13 et Mo 15 = Formation I, affleurement en amont de Khuldi Ghar (cf. p. 24) ; Mo 340 = embréchite oeilée dans la Formation I, Ritirbini (cf. p. 28) ; 74 347 = schiste à Grt-Sta-Ky, Formation Supérieure du Moyen Pays, crête entre Darondi Khola et Burhi Gandaki ; 75 632 = schistes clairs, au niveau du M.C.T., crête de Korchon, col au N. du P.C. 8238 f.

MICROTHERMOMETRIE



Courbe d'étalonnage de l'installation de microthermométrie Chaix Méca.



Estimation du rapport V Bulle / V total inclusion (en %), dans des inclusions en forme de cristaux négatifs. Les taux de remplissage indiqués ici correspondent à des inclusions aussi épaisses que larges, de section à peu près circulaire.

REFERENCES

- ACHARYYA (S.K.), 1973. - Stratigraphy and structure of the frontal zone of Darjeeling. Western Duars area, Eastern Himalayas, with special reference to the Gondwana sediments. Univ. of Calcutta, D. Sc. Thesis, 193 p.
- ACHARYYA (S.K.), 1977. Palaeogeography and orogenic evolution of the Eastern Himalayas. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268 : Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Paris-Sèvres 1977. p. 21-30.
- ALBEE (A.L.), 1965. A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. Am. J. Sci., V. 263, p. 512-563.
- ALBEE (A.L.), 1972. Metamorphism of pelitic schists : reactions relations of chloritoid and staurolite. Geol. Soc. America Bull., V. 83, p. 3249-3268.
- ALTHAUS (E.), 1967. The triple point andalusite - sillimanite - kyanite. Contr. Mineral. Petrol., 16, p. 29-44.
- ANDRIEUX (J.), BRUNEL (M.) et HAMET (J.), 1977. Metamorphism, granitisation and relations with the Main Central Thrust in Central Nepal : 87 Rb/87 Sr age determinations and discussion. Coll. Intern. du C.N.R.S. n° 268. Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976, Vol. Sc. de la Terre, p. 31-40.
- AUDEN (J.B.), 1935. Traverses in the Himalaya. Rec. Geol. Surv. India, T. 69, p. 123.
- AUDEN (J.B.), 1937. Geological Structure of the Garhwal Himalaya. Rec. Geol. Surv. India, T. 73, p. 4.
- AUDEN (J.B.), 1952. Geological notes in Central Nepal. Rec. Geol. Surv. India, T. 82, p. 354-57.
- ARGAND (E.), 1924. La tectonique de l'Asie : C.R., 13e Congr. géol. intern., 1922, Liège, p. 169-371.
- BAK, KORSTGRAD, SØRENSEN, 1975. A major shear zone within the Nagssugtoqidian of West Greenland. Tectono. 27, p. 191-209.
- BARBER, 1965. The history of Moine Thrust Zone, Lochcarron and Lochalsh, Scotland. Proc. Geol. Assoc., 76, p. 215-242.
- BARROW (G.), 1893. On an intrusion of muscovite - biotite gneiss in the South-eastern Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism. Q. J. Geol. Soc. London, 49, p. 330-358.
- BARTH (T.F.), 1962. Theoretical petrology. 2d ed. WILEY and Sons, London - New-York, 416 p.
- BASSETT (A.M.), KINGERY (F.A.), KRUMMENACHER (D.), LAYNE (H.F.), 1978. Petrology, Metamorphisme and K/Ar age determinations in Eastern Nepal. (A paraître).
- BELL, 1978. Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone : the Woodroffe Thrust. Tectonophysics 44, p. 285-320.
- BELL et ETHERIDGE, 1976. The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, central Australia. Tectonophysics 32, p. 1-33.
- BERTHELSEN (A.), 1977. Himalayan tectonics : A key to the understanding of Precambrian shield patterns. Col. Intern. C.N.R.S. n° 268 : Ecologie et Géologie de l'Himalaya. Paris-Sèvres 1976, Vol. Sc. de la Terre, p. 61-68.
- BIRD (G.W.) et FAWCETT (J.J.), 1973. Stability Relations of Mg-chlorite-muscovite and quartz between 5 and 10 kb water pressure. J. of Petrology, 14/3, p. 415-428.
- BIRD (P.), TOKSOZ (M.N.) and SLEEP (N.H.), 1975. Thermal and mechanical models of Continent-Continent convergence zones. J. Geophys. Res., 80 (32), p. 4405-4416.
- BIRD (P.) et TOKSOZ (M.N.), 1975. Structure and evolution of the Tibetan Plateau. E.O.S. Trans. A.G.U.56, p. 397.
- BLACKWELL (D.D.), 1971. The thermal structure of the continental crust. In : The structure and physical properties of the Earth's crust, Heacock, J.G. Ed., A.G.U., Washington, p. 169-184.
- BODENHAUSEN (J.W.A.), DE BOOY (T.), EGELER (C.G.) et NITJHUIS H.J.), 1964. On the geology of the central-west Nepal ; Preliminary note. Congr. géol. intern. Delhi. Sect. 11, p. 101.
- BOETTCHER (A.L.), 1970. The system CaO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O at high pressures and temperatures. J. of Petrology, 11, p. 337-379.
- BORDET (P.), 1961. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Région du Makalu. Ed. C.N.R.S., Paris, 275 p.

- BORDET (P.), 1973. On the position of the himalayan Main Central Thrust within Nepal Himalaya. Sem. on Geodyn. Himal. Reg., Hyderabad, p. 48-55.
- BORDET (P.), 1977. Géologie de la Dalle du Tibet (Himalaya central). Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr., n° 8, p. 235-250.
- BORDET (P.), CAVET (J.), PILLET (J.), 1960. La faune de Phulchauki, près de Kathmandu (Himalaya du Népal). Bul. Soc. Géol. France (7), t. 2, p. 3-14.
- BORDET (P.), KRUMMENACHER (D.), MOUTERDE (R.), REMY (J.M.), 1964. Sur la stratigraphie des séries affleurant dans la vallée de la Kali Gandaki (Népal central). C.R. Ac. Sc., Paris, T. 259, p. 414.
- BORDET (P.), KRUMMENACHER (D.), MOUTERDE (R.), REMY (J.M.), 1964. Sur la tectonique des séries affleurant dans la vallée de la Kali Gandaki (Népal central). C.R. Ac. Sc., Paris, T. 259, p. 854.
- BORDET (P.), KRUMMENACHER (D.), MOUTERDE (R.), REMY (J.M.), 1964. Sur la stratigraphie des séries secondaires de la Thakkhola (Népal central). C.R. Ac. Sc., Paris, T. 259, p. 1425.
- BORDET (P.), COLCHEN (M.), KRUMMENACHER (D.), LE FORT (P.), MOUTERDE (R.), REMY (J.M.), 1971. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola. Paris, Ed. C.N.R.S., 279 p., 1 carte.
- BORDET (P.), COLCHEN (M.) and LE FORT (P.), 1972. Some features of the geology of the Annapurna range, Nepal. Himalayan Geol., vol. 2, p. 537-563.
- BORDET (P.), COLCHEN (M.), LE FORT (P.), 1975. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang. Paris, Ed. C.N.R.S., 138 p., 1 carte.
- BOSSI (G.), 1972. La minéralisation plombo-zincifère d'Asprières - Bouillac (Aveyron - Lot, France) : essai génétique. Thèse de spécialité, Nancy, manuscrit, 177 p.
- BOUCHEZ (J.L.), 1971. Exemples de traitement automatique des données numériques en géologie structurale et en pétrologie. Thèse 3e cycle, Nantes, 117 p.
- BOUCHEZ (J.L.), 1977. Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse Etat, Nantes, 176 p.
- BOUCHEZ (J.L.) et MERCIER (J.C.), 1974. Construction automatique des diagrammes de densité d'orientation. Présentation d'un réseau de comptage. Sc. de la Terre, Nancy, XIX, p. 55-64.
- BOUCHEZ (J.L.) et PECHER (A.), 1976. Textures et orientations préférentielles du quartz en relation avec le cisaillement du Grand Chevauchement Central himalayan. C.R. 4e Réunion Annuelle Sc. Terre, Paris, p. 67.
- BOUCHEZ (J.L.) et PECHER (A.), 1976. Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central himalayan. Bull. Soc. Geol. France. XVIII, 6, p. 1375-1383.
- BOUDIER (F.), 1976. Le massif therzolitique de Lanzo (Alpes Piedmontaises). Etude structurale et pétrologique. Thèse, Univ. Nantes. 180 p.
- BOUDIER (F.), 1977. Structure-stress relations in the Lanzo peridotite. Coll. C.N.R.S., Grenoble 1977 : Orogenic Basic Ultra Mafic Association (Résumé).
- BOWEN (N.L.), 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton, N.J. ed. Princeton University Press, 334 p.
- BROWN (G.), 1961. The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. 2d Ed., London, Mineralogical Society, 544 p.
- BROWN (E.H.), 1975. A Petrogenetic Grid for Reactions Producing Biotite and other Al-Fe-Mg Silicates in the Greenschist Facies. J. of Petrol., 16, p. 258-271.
- BROWN (E.H.) et SKINNER (B.J.), 1974. Theoretical Prediction of Equilibrium Phase assemblages in Multicomponent systems. American Journal of Science, Vol. 274, November 1974, p. 961-986.
- BRUNEL (M.), 1975. La nappe du Mahabharat, Himalaya du Népal central. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 280, p. 551-554.
- BRUNEL (M.) et ANDRIEUX (J.), 1977. Déformations superposées et mécanismes associés au chevauchement central himalayan "M.C.T." : Népal oriental. Coll. Intern. C.N.R.S., n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976, Vol. Sc. de la Terre, p. 69-83.
- BRYANT (B.), REED (J.C.), 1969. Significance of lineation and minor folds near major thrust faults in the Southern Appalachians and the British and Norwegian Caledonides. Geol. Mag. 106, p. 412-429.

- BRYANT (B.), REED (J.C.), 1970. Geology of the Grandfather Mountain Window and vicinity, N. Carolina and Tennessee, US. Geol. Surv. Prof. Paper 615, 190 p.
- BURNHAM (C.W.), HOLLOWAY (J.R.) et DAVIS (N.F.), 1969. The specific volume of water in the range 1000 to 8900 bars, 20° to 900°C. Am. J. Sci., 167 A, p. 70-95.
- CALKINS (J.A.), OFFIELD (T.W.) et TAYYAB ALI (S.), 1969. Geology and mineral resources of the Southern Hazara district, West Pakistan and part of western Kashmir. US. Geol. Survey, 92 p.
- CARME (F.), 1970a. Age Briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 271, p. 631-633.
- CARME (F.), 1970b. Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse ante-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles-Rouges. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 271, série D, p. 1733-1736.
- CARME (F.), 1971. Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 273, Série D, p. 2038-2041.
- CARMICHAEL (D.M.), 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 20, p. 244-267.
- CARMICHAEL (D.M.), 1970. Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. J. Petrology, 11, p. 147-181.
- CARON (J.M.), 1977. Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse Strasbourg, 325 p.
- CERMAK (V.), 1977. Geothermal models of the Bohemian massif (Variscan) and the western Carpathians (Alpine) and their mutual relation. Tectonophysics, v. 41, p. 127-137.
- CHAPMAN (D.S.) et POLLAK (H.N.), 1977. Heat flow and heat production in Zambia : evidence for lithospheric thinning in central Africa. Tectonophysics, 41, 1/3, p. 79-100.
- CHATTERJEE (N.D.) et JOHANNES (W.), 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. Contrib. Mineral. Petrol., v. 48, p. 89-114.
- CHINNER (G.A.), 1978. Metamorphic zones and fault displacement in the Scottish Highlands. Geol. Mag. 115 (1), p. 37-45.
- CHOUKROUNE (P.), 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syn-cinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XIII, 3/4, p. 257-271.
- CHRISTIE (J.M.), 1963. The Moine thrust zone in the Assynt region, northwest Scotland. Univ. Calif. Pub. Geol. Sci., 40, p. 345-440.
- CHUN (K.Y.) et YOSHII (T.), 1977. Crustal structure of the Tibetan Plateau : a surface-wave study by a moving window analysis. B.S.S.A., vol. 67, n° 3, p. 735-750.
- CLARK (S.P.), 1966. Handbook of Physical Constants. Geol. Soc. Am. Mem. 97.
- CLOOS (E.), 1946. (Réimprimé en 1962). Lineation: a critical review and annotated bibliography. Geol. Soc. Am. Memoir n° 18. 122 p.
- COLCHEN (M.), 1971. Les formations paléozoïques de la Thakkhola. In : Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola, chap. IV, p. 83-117, Paris, Ed. C.N.R.S.
- COLCHEN (M.), 1975. Les séries tibétaines. In : Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de Nyi-Shang, Chap. IV. Ed. C.N.R.S., Paris, p. 67-97.
- COLCHEN (M.) et LE FORT (P.), 1977. Some remarks and questions concerning the geology of the Himalaya. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sc. de la Terre, p. 131-137.
- CORRENS (C.W.), 1969. Introduction to mineralogy. Ed. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 484 p.
- COULON (C.), 1977. Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse d'Etat, Marseille. 288 p.

DAS (B.K.), 1973. Petrochemical study of pelitic schists and coexisting minerals of Lower Kumaun, Himalaya. N. Jb. Miner. Mh., H. 12, p. 547-563.

DAS (B.K.) et PANDE (I.C.), 1973. Zones of progressive regional metamorphism in Dudatoli Syncline, Garhwal Himalaya. Himalayan Geology, v. 3, p. 190-208.

DAY (H.W.), 1972. Geometrical analysis of the phase equilibria in ternary system of six phases. Am. J. Sci. 272, p. 711-734.

DEATON (W.H.) et FROST (E.M. Jr), 1948. Gas Hydrates and their relation to the operation of Natural gas pipelines. Bureau of Mines, Monography 8, U.S. Dept of the Interior, 103 p.

DEICHA (G.), 1955. Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Signification dans la genèse des gites minéraux. Masson, Paris, 126 p.

DEWEY (J.F.) et BIRD (J.M.), 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. J. Geophys. Res., 75, p. 2625-2647.

DEWEY (J.F.) et BURKE (C.A.), 1973. Tibetan, variscan and precambrian basement reactivation : products of continental collision. Journ. Geol., v. 81, p. 683-692.

DUNNET (D.), 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, 7 (2), p. 117-136.

ENGEL (A.E.J.), ENGEL (C.G.), HAVENS (R.G.), 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Am., 76, p. 719-734.

ESKOLA (P.), 1920. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr. 6, p. 143-194 (1920/1921).

ETCHECOPAR (A.), 1974. Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse Nantes, 135 p.

FAWCETT (J.J.) et YODER (H.S.), 1966. Phase relationships of chlorite in the system MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O. Am. Miner. 51, p. 353-380.

FISHER (R.L.), SCLATER (J.G.), MCKENZIE (D.P.), 1971. Evolution of the Central Indian Ridge, Western Indian Ocean. Geol. Soc. Am. Bull., v. 82, p. 553-562.

FLINN (D.), 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. Quart. J. Geol. Soc. London, 118, p. 385-433.

FRANK (W.), 1974. Daten und Gedanken zur Entwicklungsgeschichte des Himalaya. Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67, p. 1-7.

FRANK (W.), FUCHS (G.R.), 1970. Geological investigations in West Nepal and their significance for geology of the Himalayas. Geol. Rund., B. 59, p. 552.

FRANK (W.), HOINKES (G.), MILLER (C.), PURTSCHELLER (F.), RICHTER (W.) et THONI (M.), 1973. Relations between metamorphism and orogeny in a typical section of the Indian Himalayas. Tscherm. Min. Petr. Mitt., c. 20, p. 303-332.

FRANK (W.), THONI (M.) et PURTSCHELLER (F.), 1977. Geology and petrography of Kulu - South Lahul area. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268 : Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976, Sc. de la Terre, p. 147-172.

FUCHS (G.), 1967. Zum Bau des Himalayas. Osterr. Akad. Wis. Math. Nat. Kl. Denksch., 113, 211 p.

FUCHS (G.), 1977. The geology of the Himalayas in synoptic view. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268 : Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976, vol. Sc. de la Terre, p. 173-180.

FUCHS (G.) et FRANK (W.), 1970. The Geology of West Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. Jahrb. Geolog. Bund. Anst. S. 18, 103 p.

FYFE (W.S.), TURNER (F.J.), VERHOOGEN (J.), 1958. Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. America Mem. 73, 259 p.

GAIROLA (V.K.), 1975. On the petrology and structure of the Central Crystallines of the Garhwal Himalaya, Uttar Pradesh. Himalayan Geology, 5, p. 455-468.

GANGULY (J.), 1968. Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system FeO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O - O₂. Am. J. Sci., 266, p. 277-298.

GANGULY (J.), 1969. Chloritoid stability and related parageneses : theory, experiments and applications. Am. J. Sci., 267, p. 910-944.

GANGULY (J.), 1972. Staurolite stability and related parageneses : theory, experiments and applications. J. of Petrology, 13, 62, p. 335-365.

GANGULY (J.) et NEWTON (R.C.), 1968. Thermal stability of chloritoid at high pressure. J. of Petrology, 9, p. 444-466.

GANGULY (J.) et KENNEDY (G.C.), 1974. The energetics of natural garnet solid solution. I. Mixing of the aluminosilicate end-members. Contr. Miner. Petrol., 48, p. 137-148.

GANSSER (A.), 1964. Geology of Himalayas. Interscience. Publ. John Wiley and S., London, 289 p.

GANSSER (A.), 1966. The Indian Ocean and the Himalayas : a geological interpretation. Ed. Geol. Helv., T. 59, p. 831.

GANSSER (A.), 1977. The great suture zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268 : Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sc. de la Terre, p. 181-191.

GAY (N.C.), 1968. Pure shear and simple shear deformation in inhomogeneous viscous fluids. 2 - The determination of the total finite strain in a rock from objects such as deformed pebbles. Tectonophysics, 5 (4), p. 295-302.

GOETZE (C.), 1975. Textural and microtextural systematics in olivine and quartz. E.O.S. trans., Am. Geophys. Union, 56 (6), p. 455.

GORDON (T.M.) et GREENWOOD (H.J.), 1971. The stability of grossularite in H₂O - CO₂ mixtures. Amer. Mineral., vol. 56, p. 1674-1688.

GRAHAM (C.M.) et ENGLAND (P.C.), 1976. Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults : an example of shear heating and inverted metamorphism zonation from Southern California. Earth Planet Sc. Let., 31, p. 142-152.

GRANT (J.A.), 1973. Phase equilibria in high-grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks. Am. J. Sci. 273, p. 289-317.

GRATIER (J.P.), PECHER (A.), VIALON (P.), 1977. Relations entre déformation interne et déplacement-glisement dans les roches. Colloque au Jubilé Goguel, Orléans 1977. A paraître Bull. B.R.G.M. 1978.

GREEN (H.W.), GRIGGS (D.T.) et CHRISTIE (J.M.), 1970. Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained quartz aggregates. In : Experimental and natural rock deformation. Paulitsch volume, Springer-Verlag Ed., p. 272-335.

GREENWOOD (H.J.), 1975. Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. Am. J. Sc., 275, p. 573-593.

GRIEVE (R.A.F.) et FAWCETT (J.F.), 1974. The stability of chloritoid below 10 kb P_{H₂O}. J. of Petrology, vol. 15, 1, p. 113-139.

GRIFFEN (D.T.) et RIBBE (P.H.), 1973. The crystal chemistry of staurolite. Am. J. Sc. 273 A, p. 479-495.

GRIGGS (D.T.), 1938. Deformation of single calcite crystals under high confining pressures. Am. Mineral., 23/1, p. 28-33.

GROLIER (J.), 1971. Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central Français : La série de la Sioule (Puy de Dôme, Allier). Mém. B.R.G.M. n° 64, 163 p.

GUPTA (V.F.), 1972. A note on the stratigraphic position of the Sirdang quartzite of the type area, Kumaun Himalayas. Verh. Geol. B. A., v. 2, p. 263-264.

GUPTA (V.J.), 1977. Indian precambrian stratigraphy.

GUPTA (V.J.) et NARRAIN (H.), 1967. Crustal structure in the Himalayan and Tibet plateau region from surface wave dispersion. Bull. seism. Soc. Am. 57, p. 235-248.

GUPTA (V.J.) et CHETRI (V.S.), 1974. Geology of the area around Phulchauki - Kathmandu, Nepal. Geol. Rdsch., B. 64, p. 540.

HAGEN (T.), 1968. Report of the geological Survey of Nepal. II - Geology of Thakkhola, including adjacent areas. Mem. Soc. Helv. Sc. Nat., T. 86, 160 p.

HAGEN (T.), 1969. Report on the geological Survey of Nepal, vol. 1 et 2. Soc. Helv. Sc. Nat., Zurich. Mem. v. 86.

HAJASH (A.), 1975. Hydrothermal processes along Mid-Ocean Ridges : an experimental investigation. Contr. Mineral. Petr. 53/3, p. 205-226.

- HANCOCK (P.L.), 1972. The analysis of "en échelon" veins. *Geol. Mag.* 109 (3), p. 269-276.
- HANDING (J.W.) et GRIGGS (D.T.), 1951. Deformation of Yule marble. Part II : Predicted fabric changes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62, p. 863-886.
- HANSEN (E.), 1971. Strain facies. G. Allen & Unwin Ed., Londres, 207 p.
- HARKER (A.), 1932. *Metamorphism: A study of the transformations of rocks masses.* New-York, Dutton.
- HASEBE (K.), FUJII (N.) et UYEDA (S.), 1970. Thermal processes under island arcs. *Tectonophysics*, v. 10, p. 335-355.
- HASHIMOTO (S.) and al., 1973. *Geology of the Nepal Himalayas.* Saikon Publishing Co., 286 p. Sapporo (Japan).
- HEIM (A.) et GANSSER (A.), 1939. Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1936. *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat.*, 73, p. 1-247.
- HEIRTZLER (J.R.), LE PICHON (X.), 1968. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and Sea Flor Spreading. *Journ. of Geophys. Reas.*, T. 73, p. 2101.
- HERRIN (E.), 1972. A comparative study of upper mantle models : Canadian shield and Basin and Range Provinces. In : *The nature of the solid earth*, Robertson, E.C., Hays, J.F. et Knopoff, L. Eds, New York, McGraw-Hill, p. 217-231.
- HIETANEN (A.), 1969. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium - rich schists in various metamorphic zones North of the Idaho batholith. *Am. J. Sc.*, vol. 267, n° 3, p. 422-456.
- HOBBS (B.E.), MEANS (W.D.), et WILLIAMS (P.F.), 1976. *An outline of structural geology.* Wiley Ed. Intern., 571 p.
- HOLDAWAY (M.J.), 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sc.*, vol. 271, n° 2, p. 97-131.
- HOOPER (P.R.), 1968. The a lineation and the trend of the Caledonides of Northern Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 48, p. 261-268.
- HOSCHEK (G.), 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in the metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. and Petro.*, 22, p. 208-232.
- HOSSACK, 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). *Tectonophysics*, 5, p. 315-339.
- HSU (L.C.), 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H : a model for garnet equilibria. *J. of Petrology*, vol. 9, 1, p. 40-83.
- HSU (L.C.) et BURNHAM (C.W.). Phase relationship in the system $Fe_3Al_2Si_3O_{12} - Mg_3Al_2Si_3O_{12} - H_2O$ at 2.0 kilobars. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, p. 2395-2408; (1969).
- International Geodynamic Project : carte "Terrestrial Heat Flow Data". Publié par : World Data Center A., Boulder, Colorado, U.S.A., 1976.
- JOHNSON, 1960. The structural history of the Moine Thrust zone at Loch Carron, Wester Ross., *R. Soc. Edinburgh Trans.* 64, p. 139-168.
- JOHNSON, 1968. Structural history of the Western front of the Mozambique Belt in north-east southern Rhodesia. *Bull. Geo. Soc. Am.* 79, p. 513-526.
- JOHNSON (M.R.W.), 1957. The structural petrology of the Moine Thrust zone in the Coulin Forest, wester Ross. *Geol. Soc. London Quart. Jour.* 113, p. 241-270.
- KAMB (W.B.), 1959. Theory of preferred orientation developed by crystallisation under stress. *J. Geol.* 67, p. 153-170.
- KENNEDY (G.C.), 1950. Pressure - volume - temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 248, p. 540-564.
- KENNEDY (G.C.), 1954. Pressure - volume - temperature relations in CO_2 at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 252, p. 225-241.
- KERRICK (D.M.), 1972. Experimental determination of muscovite + quartz stability with $PH_2O < P$ tot. *Am. J. Sc.*, 272, p. 946-958.
- KINSMAN (D.J.J.), 1973. Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins, in FISCHER (A.G.) et JUDSON (S.), *Petroleum and Global Tectonics* : Princeton Univ. Press, Hedberg V.

- KLEVTSOV (P.V.) et LEMMLEIM (G.G.), 1959. Correction de pression pour les températures d'homogénéisation des solutions aqueuses de NaCl; *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 128 (6), p. 1250-1253.
- KORJINSKII, 1957. Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses des minéraux. Traduction B.R.G.M. n° 2294.
- KRETZ (R.), 1966. Interprétation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. *J. Petrology*, 7, p. 68-94.
- KVALE (A.), 1953. Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. *Q. Jl. Geol. Soc. Lond.*, 109, 1, n° 433, p. 51-74.
- KWAK (T.A.P.), 1974. Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressure. *Contr. Mineral. Petr.*, 44, p. 57-80.
- LAHIRI (S.) et GANGOPADHYAY (P.), 1974. Structural pattern in rocks in Panklabari - Tindharin region in Darjeeling district (West Bengal) with special reference to its bearing on stratigraphy. *Himal. Geol.*, 4, p. 151-170.
- LAMEYRE (F.); *Roches et minéraux.* Paris, Doin, 2 vol., 347 p.
- LAPPARENT (J. de), 1909. Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, V. 32, p. 174-304.
- LARSEN (S.L.), 1956. Phase studies of the two-component carbon dioxide - water system involving the carbon dioxide-hydrate. University Microfilms n° 15, 235, Ann. Arbor., Michigan Dissertation Abstr. 16, 248 p.
- LASSERRE (J.L.), 1977. Amphibolites and alkaline gneisses in the Midlands Formations of Nepal. *Petrography, Geochemistry, Geodynamic involvements.* Coll. Intern. C.N.R.S. : Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sc. de la Terre, p. 213-236.
- LASSERRE (J.L.), PECHER (A.) et LE FORT (P.), 1976. An occurrence of nepheline syenite and alkaline gneiss at Ampipal, Lesser Himalaya of Central Nepal. Preliminary note. *Chayanica Geologica*, 2/1, p. 71-78.
- LAUNAY (L. de), 1888. Les dislocations du terrain primitif dans le Nord du Plateau Central. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 1045-1063.
- LA ROCHE (H. de), 1968. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 267/1, p. 39-42.
- LA ROCHE (H. de), 1974. Geochemical characters of the metamorphic domains : survival and testimony of their premetamorphic history. *Sc. de la Terre, Nancy*, XIX, 2, p. 101-117.
- LA ROCHE (H. de), 1978. La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent - application aux roches ignées. *Chemical Geology*, vol. 21, n° 1/2, p. 63-87.
- LE FORT (P.), 1971a. La chaîne himalayenne et la dérive des continents. *Rev. Géogr. phys. Geol. dynam.* (2), T. 13, p. 5-12.
- LE FORT (P.), 1971b. Les formations cristallophylliennes de la Thakkhola. in *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola*, ch. III, p. 42-81. Paris, Ed. C.N.R.S.
- LE FORT (P.), 1974. Modèle thermique de la subduction intracontinentale himalayenne. 2e Réunion annuelle Sc. Terre, Nancy, p. 253.
- LE FORT (P.), 1975a. Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sci.*, 75, p. 1-44.
- LE FORT (P.), 1975b. Les formations cristallophylliennes de la "Dalle du Tibet" en Mar-syandi. In : BORDET et Al., 1975. *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang*, ch. III, C.N.R.S., Paris, p. 21-42.
- LE FORT (P.), 1975c. A spilitic episode in the Tibetan Upper Paleozoic Series of Central Nepal. *Bull. Ind. Geol. Assoc.*, 8 (2), p. 100-105.
- LE FORT (P.) et JEST (C.), 1974; Les sources thermales. Dans *Objets et Mondes : "L'Homme et la haute montagne : l'Himalaya"*, t. XIV, fasc. 4, p. 213-218.
- LE FORT (P.) et PECHER (A.), 1974. Les gneiss ocellés du Moyen Pays népalais ; un ensemble volcano-sédimentaire acide d'âge paléozoïque ou plus ancien en Himalaya. *C. R. Ac. Sc., Paris*, t. 278, p. 3283-3286.

- LE MAITRE (R.W.), 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *J. of Petrology*, vol. 17, Part. 4, p. 589-637.
- LEMMLEIM (G.G.) et KLEVTSOV (P.V.), 1961. Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system $H_2O - NaCl$. *Geochemistry*, 2, p. 148-158.
- LE PICHON (X.), 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journ. of Geophys. Res.*, T. 73, p. 3661.
- LE PICHON (X.) et HEIRTZLER (J.R.), 1968. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading : *J. Geophys. Res.*, 73/6, p. 1858-1982.
- LE ROY (J.), LE FORT (P.), POTY (B.), 1975. Some quartz crystals and their fluid inclusions from the Nepal Himalaya. *Himalayan Geology*, 5, p. 139-152.
- LE THEOFF (B.), 1977. Déformation d'un ensemble de particules elliptiques par cisaillement simple. *C. R. 5ème R. Ann. Sc. Terre, Rennes*, p. 317.
- LINDSTROM (M.), 1961. Beziehungen zwischen klein Faltenvergenzen und andern Gefugemerkmalen in den Kaledoniden Skandinaviens. *Geol. Rundschau* 51, p. 144-180.
- LIU (J.G.), 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $CaAl_2Fe_1$. *J. Petrology*, 14, 3, p. 381-413.
- LOMBARD (A.), 1958. Un itinéraire géologique dans l'Est du Népal (Massif du Mont Everest). *Mém. Soc. Helv. Sc. Nat.*, T. 82, 107 p.
- McKENZIE (D.P.), 1969. Speculations on the causes and consequences of plate motions. *Geophys. J.*, 18, p. 1-32.
- McKENZIE (D.P.), 1972. Plate tectonics, in : *The Nature of the Solid Earth*, E. C. ROBERTSON Ed., p. 323-360.
- McKENZIE (D.P.) et SCLATER (J.G.), 1971. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, V. 25, p. 437-528.
- McLEISH, 1971. Strain analysis of deformed pipe rock in the Moine Thrust zone, Northwest Scotland. *Tectono.*, 12, p. 469-504.
- McNAMARA, 1966. Chlorite - biotite equilibrium reactions in a carbonate free system. *J. Petrology*, 7, p. 404-413.
- MARTINI (J.), 1968. Etude pétrographique des grès de Taveyane entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Schw. Mineral. Petrogr. Mitt.*, B. 48, H. 2, p. 539-654.
- MASCLE (G.), 1976. Structure du Mahabharat au méridien de Lumbini (Himalaya du Népal central). *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 6, p. 279-281.
- MASCLE (G.), 1977. Quelques réflexions sur la question de l'océan Téthysien. *Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres, 1976. Ed. C.N.R.S., Paris 1977, vol. Sc. Terre*, p. 251-260.
- MASCLE (G.) et PECHER (A.), 1977. Tectonique "polyphasée" des séries du Moyen Pays himalayen (transversale de Lumbini, Himalaya du Népal). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 231-234.
- MATTAUER (M.), 1974. Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France. *C. R. 2ème Réunion Ann. Sc. Terre, Pont à Mousson*, p. 279.
- MATTAUER (M.), 1975. Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 28, p. 144-154.
- MATTAUER (M.) et ETCHECOPAR (A.), 1977. Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. *Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres, 1976. Ed. C.N.R.S., Paris 1977, vol. Sc. Terre*, p. 261-268.
- MEDLICOTT (H.B.), 1864. On the geological structure and relations of the southern portion of the Himalayan ranges between the rivers Ganges and the Ravee. *India Geol. Survey Mem.*, V. 3, n° 2, p. 1-212.
- MEHNERT (K.R.), 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.
- MEDLIN et CRAWFORD, 1973. Stratigraphy and structure along the Brevard Fault Zone in Western Georgia and Eastern Alabama. *Am. J. Sc.* 273A, p. 89-104.
- MEYERHOFF (A.A.) et HATTEN (C.W.), 1974. Bahamas Salient of North America. In : *The geology of continental margins*, Burk, C.A. et Drake, C.L. Eds. New York, Springer-Verlag, p. 429-446.
- MIYASHIRO (A.), 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* 2, p. 277-318.

- MIYASHIRO (A.), 1973. Metamorphism and metamorphic belts. New York, Halsted, 492 p.
- MIYASHIRO (A.) et SHIDO (F.), 1973. Progressive compositional change of garnet in metapelites. *Lithos*, 6, p. 13-20.
- MINEAR (J.W.) et TOKSOZ (M.N.), 1970a. Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, p. 1397-1419.
- MINEAR (J.W.) et TOKSOZ (M.N.), 1970b. Thermal regime of a downgoing slab. *Tectonophysics*, vol. 10, p. 367-390.
- MOINE (B.) et LA ROCHE (H. de), 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 267, p. 2084-2087.
- MOLNAR (P.) et TAPPONNIER (P.), 1975. Cenozoic Tectonics of Asia : Effects of a continental collision. *Science*, 189, p. 419-426.
- MOLNAR (P.), CHEN (W.P.), FITCH (T.J.), TAPPONNIER (P.), WARSI (W.E.K.) et WU (F.T.), 1977. Structure and tectonics of the Himalaya : a brief summary of relevant geophysical observations. *Col. Intern. C.N.R.S. n° 268 : Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976. Ed. C.N.R.S. Paris 1977, vol. Sc. Terre*, p. 269-294.
- MOUTERDE (R.), 1971. Les formations mésozoïques de la Thakkhola. In : "Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola", ch. V, p. 119-175, Paris, Ed. C.N.R.S.
- MU AN-TZE, WEN SHI-HSUAN, WANG YI-KANG, CHANG PING-KAO, 1973. Stratigraphy of the mount Jolmo Lungma region in Southern Tibet - China (en anglais). *Scientia Sinica.*, V. 16, p. 96-111.
- MUKHOPADHYAY (M.K.) et GANGOPADHYAY (P.K.), 1971. Structural characteristics of rocks around Kalimpong, West Bengal. *Himalayan Geol.*, vol. 1, p. 213-230.
- MUELLER (R.F.) et SAXENA (S.K.), 1977. *Chemical Petrology*. Springer Verlag, New York, 394 p.
- MULLER (G.) et SCHNEIDER (A.), 1971. Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. and Petrol.* 31, p. 178-200.
- NAHA (K.), RAY (S.K.), 1970. Metamorphic history of the Jutogh Series in the Simla Klippe, Lower Himalaya. *Contr. Min. and Petr.* 28, p. 117-164.
- NARAIN (H.), 1973. Crustal structure of the Indian Subcontinent. *Tectonophysics*, 20, p. 249-260.
- NICOLAS (A.), 1977. Stress estimated from structural studies in some mantle peridotites. *Coll. C.N.R.S. Grenoble 1977. Orogenic Basic Ultra Mafic Association (Résumé)*.
- NICOLAS (A.) et POIRIER (J.P.), 1976. Crystalline Plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Ed. Wiley-Interscience, Londres, 444 p.
- NICOLAS (A.), BOUDIER (F.) et BOULLIER (A.M.), 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. J. Sci.*, 273, p. 853-876.
- NIGGLI (P.), 1930. P-T Diagramme für bestimmte Phasenzahl. *Chemie der Erde*, 5, p. 201-224.
- NITSH (K.H.), 1970. Experimentelle Bestimmung der oberstabilitätsgrenze von Stilpnomelan. *Fortschr. Min.* 47, p. 48-49, Frankfurt 1970.
- OHTA (Y.), AKIBA (C.), ARITA (K.), MARUO (Y.), 1973. Geology of Pokhara - Gurkha region. In : *Geology of the Nepal Himalaya*, Hashimoto et al., 1973, Ch. 6, p. 159-188.
- OLENSEN (A.), 1978. Distinguishing between Inter-Kinematic and Syn-Kinematic Porphyroblastesis. *Geol. Rdsch.*, 67/1, p. 278-287.
- OXBURGH (E.R.), 1972. Flake tectonics and continental collision. *Nature*, 239, p. 202-204.
- OXBURGH (E.R.) et TURCOTTE (D.L.), 1970. Thermal structure of islands arcs. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 81, p. 1665-1688.
- OXBURGH (E.R.) et TURCOTTE (D.L.), 1971. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilatation in island arcs regions. *J. Geophys. Res.*, v. 76, p. 1315-1327.
- PARRISH (D.K.), KRIVZ (A.) et CARTER (N.L.), 1976. Finite-element folds of similar geometry. *Tectonophysics* 32, p. 183-207.
- PECHER (A.), 1974. Métamorphisme et tectonique en régime de "Subduction intracontinentale". Exemple du massif des Annapurnas (Himalaya du Népal Central); *C. R. 2e Réunion Ann. Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson*, p. 311.
- PECHER (A.), 1975. The main central thrust of the Nepal Himalaya and the related metamorphism in the Modi-Khola cross section (Annapurna range). *Himal. Geol.* 5, p. 115-132.

- PECHER (A.), 1977. Geology of the Nepal Himalaya : deformation and petrography in the Main Central Thrust zone. Coll. Intern. C.N.R.S., n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres, 1976. Ed. C.N.R.S. Paris, 1977, vol. Sci. Terre, p. 301-318.
- PECHER (A.), 1978. Les fluides dans la zone du Grand Chevauchement Central himalayen : la distribution du CO₂ au Népal Central. C. R. 6e Réun. Ann. Sc. de la Terre, Orsay.
- PECHER (A.) et BOUCHEZ (J.L.), 1976. Microstructures and quartz preferred orientations in quartzites of the Annapurna area (Annapurna Range). Himalayan Geology, 6, p. 118-132.
- PECHER (A.) et LE FORT (P.), 1977. Origin and Significance of the lesser Himalaya augen Gneisses. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976. Ed. C.N.R.S. Paris, 1977, vol. Sci. Terre, p. 319-329.
- PERCHUK (L.L.), 1970. Equilibrium of biotite with garnet in metamorphic rocks. Geochemistry International, vol. 7, n° 1-2, p. 157-179.
- PILGRIM (G.E.) et WEST (W.D.), 1928. The structure and the correlation of the Simla rocks. Mem. Geol. Surv. India, 53, 140 p.
- POST (R.H.) et GRIGGS (D.T.), 1973. The Earth's mantle ; evidence of non-Newtonian flow. Science, 181, p. 1242-1244.
- POTY (B.), LEROY (J.), JACKIMOWICZ (L.), 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaix meca. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 99, p. 182-186.
- POWAR (K.B.), 1972. Petrology and structure of the Central Crystalline zone, northeastern Kumaun. Himalayan Geology, 2, p. 34-46.
- POWELL, 1974. Stratigraphy and structure of the Western Moine and the problem of Moine orogenesis. J. Geol. Soc. Lond. 130, p. 575-594.
- POWELL (C. McA.) et CONAGHAN (P.J.), 1973a. Plate tectonics and the Himalayas. Earth Planet. Sci. Lett., v. 20, p. 1-12.
- POWELL (C. McA.) et CONAGHAN (P.J.), 1973b. Polyphase deformation in Phanerozoic rocks of the Central Himalayan Gneiss, N.W. India. J. Geol., v. 81, p. 127-143.
- POWELL (D.) et TREAGUS (J.E.), 1967. On the geometry of S-shaped inclusions trails in garnet porphyroblasts. Min. Mag. 36, p. 453-456.
- POWELL (D.) et TREAGUS (J.E.), 1970. Rotational fabrics in metamorphic minerals. Miner. Mag. 37, p. 801-813.
- PRINTZ (M.), 1967. Geochemistry of basaltic rocks : trace elements. In : "Basalts", t. 1, H.H. HESS Ed., Wiley and Sons, New York.
- PUCHELT (B.), 1972. Baryum. In : "HANDBOOK of geochemistry".
- PURDY (J.W.) et STALDER (H.A.), 1973. K-Ar ages of fissures minerals from the Swiss Alps. Schw. Mineral. Petrogr. Mitt., B. 53, H. 1, p. 79-98.
- QUINQUIS (H.) et COBBOLD (P.), 1978. Etude de plis non-cylindriques résultant d'un cisaillement simple. C. R. 6e Réun. Ann. Sc. de la Terre, Orsay.
- RALEIGH (C.B.), 1968. Mechanisms of plastic deformation of olivine. J. Geophys. Res. 73/14, p. 5391-5406.
- RAMBERG (H.), 1952. The origin of Metamorphic and Metasomatic rocks. Chicago Univ. Press.
- RAMSAY (J.G.), 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, Ed., New York, 568 p.
- RAMSAY (J.G.) et GRAHAM (R.H.), 1970. Strain variations in shear belts. Can. J. of Earth. Sci., 7, p. 786-813.
- RAST (N.), 1965. Nucleation and growth of metamorphic minerals. In : W.S. Pitcher et G.S. Flinn (Ed.), controls of metamorphism, Oliver & Boyd, Edinburgh, p. 73-96.
- RAY (S.K.), 1947. Zonal metamorphism in the eastern Himalaya and some aspects of local geology : Mining Met. Soc. India Quart. Jour. Geology, v. 19, p. 117-140.
- RAY (S.K.), 1976. The colliding continents in the Himalaya geodynamics : Progress and prospects. Ch. L. Drake Editor, Am. Geophysical Union, p. 115-118.
- RAY (S.K.) et NAHA (K.), 1971. Structural and metamorphic history of the "Simla Klippe" : a summary. Himalayan Geology, V. 1, p. 1-24.
- REMY (M.), 1966. Sur la stratigraphie et la tectonique des séries affleurant au Sud de la vallée de la Kali Gandaki (Népal Central). C. R. Acad. Sc. Paris, 263, p. 1553-1555.

- REMY (M.), 1972a. Résultats de l'étude géologique de l'Ouest du Népal, les séries népalaises. C. R. Acad. Sc. Paris, 275, p. 2299-2302.
- REMY (M.), 1974. Le métamorphisme et ses divers types dans l'ouest du Népal (Himalaya). C. R. Acad. Sc. Paris, 279, p. 461-464.
- RHODES et GAYER, 1977. Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction, and mylonites developed during translation of the Caledonian Kalax Nappe Complex of Finnmark. Geol. Mag., vol. 114, p. 329-408.
- RICHARDSON (S.W.), 1968. Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. J. Petrol. 9, p. 467-488.
- RICHARDSON (S.W.), BELL (P.M.) et GILBERT (M.C.), 1968. Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° and 1500°C. Amer. J. Sci., 266, p. 513-541.
- RICHARDSON (S.W.), GILBERT (M.C.) et BELL (P.M.), 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria ; the aluminium silicate triple point. Amer. J. Sci., 267, p. 259-272.
- ROEDDER (E.), 1962. Studies of fluid inclusions. I. Low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. Econ. Geol. 57, p. 1045-1061.
- ROEDDER (E.), 1963. Studies of fluid inclusions. II. Freezing data and their interpretations. Econ. Geol. 58, p. 167-211.
- ROEDDER (E.), 1965. Liquid CO₂ inclusions in olivine bearing nodules and phenocrysts from basalts. Am. Min. 50, p. 1746-1782.
- ROEDDER (E.), 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In : "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", Lloyd Barnes Ed., Pennsylvania State University, Ch. 12, p. 515-566.
- ROEDDER (E.), 1970. Application of an improved crushing microscope stage to studies of the gases in fluid inclusions. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 50, p. 41-59.
- ROEDDER (E.), 1972. Data of geochemistry. Sixth ed. : Composition of fluid inclusions. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-455, 164 p., 12 pl.
- ROEDER (D.H.), 1973. Subduction and orogeny. Jour. Geophys. Res., v. 78, p. 5005-5024.
- ROSENFELD (J.L.), 1968. Garnet rotations due to the major Paleozoic deformation in south-east Vermont. In : Zen, White, Hadley and Thompson Eds, Study of Appalachian Geology, New York Interscience, p. 185-202.
- ROSENFELD (J.L.), 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Sp. Pap. 129, 105 p.
- ROY (F.R.), BLACKWELL (D.D.) et DECKER (E.R.), 1972. Continental heat flow. In : Robertson, E.C., Hays, J.F. et Knopoff, L. Eds. The nature of the solid earth : New York, McGraw-Hill, p. 506-543.
- RUPKE (J.), 1974. Stratigraphic and structural evolution of the Kumaun Lesser Himalaya. Sedimentary Geology, 11, 2-4, I : text. 265 p., II : cartes et coupes.
- SAGGERSON (E.P.), 1974. Porphyroblastesis and displacement : some new textural criteria from pelitic hornfels. Min. Mag., 39, p. 793-797.
- SAKLANI (P.S.), 1973. Metamorphic petrology of the area south of Mukhem, Garhwal Himalaya. In : Recent Researches in Geology, v. 1, Delhi, Hindustan Publishing Corporation, p. 82-106.
- SANDER (B.), 1930. In : "An introduction to the study of fabrics of geological bodies". Pergamon Ed., 641 p. 1970.
- SANDERSON (D.J.), 1973. The development of fold axes oblique to the regional trend. Tectonophysics, vol. 16, n° 1/2, p. 55-70.
- SAXENA (S.K.), 1969. Silicate solid solutions and geochemistry, 3 ; distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. Contrib. Mineral. Petrol., 22, p. 257-259.
- SAXENA (M.N.), 1973. Problems in Himalayan geology. Geol. Rundschau, B. 62, p. 563-581.
- SAXOV (S.) et LIND (G.), 1972. The establishment of a gravity base net in Østfold Sylke with adjacent areas. Norges Geol. Unders, Vol. 277, 1972 p.
- SCHLICH (R.), 1974. Structure et âge de l'Océan Indien Occidental. Soc. Geol. France, Mém. Hors Série, n° 6, p. 1-103.
- SCHLICH (R.), 1975. Campagnes océanographiques dans l'Océan Indien occidental. Courrier du C.N.R.S., 17, p. 14-23.

- SCHREINEMAKERS (F.A.H.), 1915-1925. In-, mono-, and divariant equilibria. Koninkl. Akad. Wetenschappen to Amsterdam Proc., English Ed., V. 18-28.
- SCHWERDTNER (W.M.), 1973. A scale problem in paleo-strain analysis. *Tectonophysics*, 16, 1/2, p. 49-54.
- SCLATER (J.G.) et FISHER (R.L.), 1974. Evolution of the east central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast-Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 85, p. 683-702.
- SHARMA (V.P.), 1974. On the lateral gradation of Seawa Para gneiss into calcareous massive and flaggy gritty and pebbly quartzites and slates with bands of dolomite and limestone and its significance in the stratigraphy and tectonics of the northwest Himalaya. Sem. Blainis and Related formations, Indian Geologists Association, Pb. Univ. Chandigarh, D.
- SHARMA (V.P.), 1977. Stratigraphy and structure of Jammu Himalaya, Jammu and Kashmir state, India. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268, *Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976*, vol. Sc. de la Terre, p. 379-386.
- SHAW (D.M.), 1960. The geochemistry of Scapolite. *J. of Petrol.*, T. 1, p. 218.
- SHIROZU (H.), 1958. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorite in Japan with a note on their interference colour. *Mineralog. Jour. Jap.*, p. 209-223.
- SHONEVELD (C.), 1977. A study of typical inclusions patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics*, 39, p. 453-471.
- SIDDANS (A.W.B.), 1972. Slaty cleavage, a review of research since 1815. *Eart Sc. Review*, Vol. 8, 2, p. 205-232.
- SINHA ROY (S.), 1974. Polymetamorphism in Daling Rocks from a part of eastern Himalaya and some problems of Himalayan metamorphism. *Himal. Geol.*, t. 4, p. 74-101.
- SINHA ROY (S.), 1977. Relation between coplanar folds of variable orientation, stretching lineation and thrust in the Daling and associated rocks from the inner tectonic belt of Sikkim Himalayas. *J. Geol. Soc. India*, 18, (4), p. 153-169.
- SKJERNA (L.), 1972. The discovery of a regional crush belt in the Ørje area, Southern Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, vol. 52, p. 459-462.
- SORBY (H.C.), 1858. On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 14, p. 453-500.
- SPRY (A.), 1963. The origin and significance of snowball structure in garnet. *J. Petrology*, 4, p. 211-222.
- SPRY (A.), 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Ed., 350 p.
- STIREWALT et DUNN, 1973. Mesoscopic fabric and structural history of Brevard zone and adjacent rocks, North Carolina, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 1629-1650.
- STOKLIN (J.), et BHATTARAI (K.D.), 1977. Geological map of Kathmandu area and central Mahabharat Range. Kathmandu, non publié.
- STONELEY (R.), 1974. Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys. In: *The geology of continental margins*, Burk, C.A. et Drake, C.L., Eds, New York, Springer-Verlag, p. 889-903.
- STORRE (B.) et KAROTKE (E.), 1971. An experimental determination of the upper stability limit of muscovite + quartz in the range 7-20 kb water pressure. *N. Jb. Miner. Mh.*, 5, p. 237-240.
- TALALOV (V.), 1972. *Geology and ores of Nepal: Kathmandu, Nepal*. Geol. Survey, 4 tomes.
- TANDON (A.N.) et CHAUDHURY, 1964. Thickness of the earth's crust between Dehli and Shillong from surface wave dispersion. *Ind. J. Met. Geophys.* 14, p. 467-474.
- TAPPONIER (P.), 1978. Les mécanismes de la déformation intracontinentale: exemple de la tectonique alpine en Asie et en Europe. Thèse, Montpellier. Réunion de plusieurs articles.
- TAYLOR (S.R.), 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks, *Proceedings of the Andesite conference*. McBIRNEY Ed., Bull. 65, p. 43-64.
- THAKUR (V.C.), 1977. Divergent isograds of metamorphism in some part of Higher Himalaya zone. Coll. Intern. C.N.R.S., *Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976*, vol. Sc. de la Terre, p. 433-438.
- THAKUR (V.) et JAIN (A.), 1975. Some observations on deformation, metamorphism and tectonic significance of the rocks of some part of the Mismi hills, Lohit district (N E F A) Arunachal Pradesh. *Himal. Geol.*, 5, p. 339-364.

- THAKUR (V.C.) et TANDON (S.K.), 1976. Significance of pebble and mineral lineation in the Chamba Syncline of Punjab Himalaya, Himachal Pradesh, India. *Geol. Mag.*, 113 (2), p. 141-149.
- THOMPSON (J.B.), 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineralogist*, V. 42, p. 842-858.
- THOMPSON (A.B.), 1976a. Mineral reactions in pelitic rocks. I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, vol. 276, p. 401-424.
- THOMPSON (A.B.), 1976b. Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, vol. 276, p. 425-454.
- THOMPSON (J.B.) et THOMPSON (A.B.), 1976. A model system for mineral facies in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, p. 243-277.
- THOMPSON (A.B.) et ALGOR (J.R.), 1977. Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2 - NaAlO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Contr. Mineral. Petrol.* 63, p. 247-269.
- THONI (M.), 1977. Metamorphic and structural evolution of Kulu area, especially in the inverted metamorphic sections. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268, *Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sèvres 1976*, vol. Sc. de la Terre, p. 151-156.
- THOURET (J.C.), 1977. Contribution à l'étude de l'évolution des grands versants de la montagne himalayenne: l'exemple du bassin versant de l'Ankhu Khola, Népal Central. Thèse 3e C., Univ. Paris-Panthéon-Sorbonne, 419 p, polygraphié.
- TOKSOZ (M.N.), MINEAR (J.W.) et JULIAN (B.), 1971. Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.*, V. 76, p. 1113-1138.
- TOKSOZ (M.N.), SLEEP (N.H.) et SMITH (A.T.), 1973. Evolution of the downgoing lithosphere and the mechanisms of deep focus earthquakes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 35, p. 285-310.
- TOKSOZ (M.N.) et BIRD (P.), 1977a. Tectonophysics of the continuing Himalayan orogeny. Coll. Intern. C.N.R.S. n° 268, *Géologie et Ecologie de l'Himalaya, Sc. de la Terre*, p. 443-448.
- TOKSOZ (M.N.) et BIRD (P.), 1977b. Modelling of temperatures in continental convergence zones. *Tectonophysics*, V. 41, p. 181-193.
- TOURAY (J.C.), 1968. Recherches géochimiques sur les inclusions à CO_2 liquide. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal.* 91, p. 367-382.
- TOURAY (J.C.), 1970. Analyse thermo-optique des familles d'inclusions à dépôts salins (principalement halite). *Schw. Mineral. Petrog. Mitt.*, B. 50, H.1, p. 67-80.
- TOURET (J.), 1969. Le Socle Précambrien de la Norvège Méridionale. Thèse, Nancy, 3 vol. polygraphiés.
- TOURET (J.), 1970. Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 271, p. 2228-2231.
- TOURET (J.), 1976. Modèle d'une répartition des fluides dans la croûte continentale et le manteau supérieur. *C. R. 4ème R. Ann. Sc. de la Terre, Paris*, p. 383.
- TROEGER (W.E.), 1959. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. T. 1, E. Schweizerbart'sche, Stuttgart.
- TULLIS (J.A.), CHRISTIE (J.M.) et GRIGGS (D.T.), 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 297-314.
- TURCOTTE (D.L.) et SCHUBERT (G.), 1973. Frictional heating of the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.*, v. 78, p. 5876-5886.
- TUREKIAN (K.K.) et WEDEPOHL (K.H.), 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, p. 175-192.
- TURNER (F.J.), 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sci.*, 251, p. 276-298.
- TURNER (F.J.) et WEISS (L.E.), 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw Hill Book Co.
- VALDIYA (K.S.), 1962. An outline of the stratigraphy and structure of the Southern part of Pithoragarh District, Uttar Pradesh. *J. Geol. Soc. India*, 3, p. 27-48.
- VALDIYA (K.S.), 1964. The unfossiliferous formations of the Lesser Himalaya and their correlations. *Proc. 22d Inter. Geol. Congr.*, New Dehli, 11, p. 15-36.

VALDIYA (K.S.), 1969 . Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formations and the Vindhya. India Geol. Soc. Jour., V. 10, p. 1-25.

VALDIYA (K.S.), 1973. Lithological subdivision and tectonics of the "Central crystalline zone" of Kumaun Himalaya. Seminar on Geodynamics of the Himalayan Region, Hyderabad, 1973.

VALDIYA (K.S.), 1975. Lithology and age of the Tal formation in Garhwal, and implication on the stratigraphic sheme of the Krol Belt in Kumaun. Jour. Geol. Soc. Ind., 16, p. 119-134.

VALDIYA (K.S.), 1976. Himalayan transverse faults and folds and their parallelism with subsurface structure of North Indian plain. Tectonophysics, 32, 3/4, p. 353-386.

VALDIYA (K.S.), 1977. Structural set up of the Kumaun Lesser Himalaya. Coll. Intern. C.N. R.S. Sèvres 1976, Vol. Sc. de la Terre, p. 449-463.

VERNON (R.H.), 1976. Metamorphic Processes - Reactions and microstructure Development. George Allen and Unwin Ltd Ed., Londres, 247 p.

VERNON (R.H.), 1978. Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. Geol. Rdsch. 67, p. 288-305.

VERNON (R.H.), et FLOOD (R.H.), 1977. Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanites. Contr. Mineral. Petrol. 59, p. 227-235.

VIALON (P.), RUHLAND (M.) et GROLLIER (J.), 1976. Elements de tectonique analytique. Paris, Masson, 118 p.

VINOGRADOV (A.P.), 1962. Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust. Geochemistry, 7, p. 641-664.

WADIA (D.N.), 1928. Geology of Poonch State and the adjacent portion of Punjab. Mem. Geol. Survey, India, vol. 51, p. 185-370.

WADIA (D.N.), 1975. Geology of India. 4e édition. McMillan, Londres.

WARSJ (W.E.K.) et MOLNAR (P.), 1977. Gravity anomalies and plate tectonics in the Himalaya. Col. Intern. C.N.R.S. n° 268 : Géologie et Ecologie de l'Himalaya, Sèvres 1976, Sc. de la Terre, p. 463-478.

WEDEPOHL (K.H.), 1962. Beitrage zur Geochemie des Kupfers. Geol. Rdsch. 52, p. 492-504.

WEISBROD (A.), 1970. Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes Médiannes (Massif Central Français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse, Nancy, 3 vol. ronéotypés.

WILSON (M.R.), 1971. On syntectonic porphyroblast growth. Tectonophysics, 11, p. 239-260.

WILSON (C.J.L.), 1973. The prograde microfabrics in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. Tectonophysics, 19, p. 39-81.

WINKLER (H.G.F.), 1967. Petrogenesis of metamorphic rocks. 1ère éd. 1965, 2e éd. New York, 1967, 237 p.

WINNE-EDWARDS (H.R.), 1968. Plutonites, gneisses and granulites of the granulite facies. Queen's Univ. Kingston, Canada (non publié).

YPMA (P.J.M.), 1963. Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metaliferous province. Thesis, Univ. of Leiden, 212 p.

ZECK (H.P.) et MALLING (S.), 1976. A major global suture in the Precambrian basement of SW Sweden. Tectonophysics, vol. 31, p. T35-T40.

ZEN (E.An), 1966. Constructions of pressure-temperature diagrams for muticomponent systems after the method of Schreinemaker - a geometric approach. Bull. U.S. Geol. Surv., 1225, 56 p.

ZEN (E.) et ROSEBOOM (E.H.), 1972. Some topological relationships in multisystems of n + 3 phases. III. Ternary Systems. Am. J. Sci. 272, p. 711-734.

ZWART (H.J.), 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrénées. Geol. Rundschau, 50, p. 203-218.

ZWART (H.J.), 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrénées). Geol. Rdsch. 52, 38/65.

dernière page de la thèse

AUTORISATION DE SOUTENANCE

VU les dispositions de l'article 5 de l'arrêté du 16 Avril 1974,

VU les rapports de M. P. VIALON

M. P. LE FORT

M. M. MATTAUER

M. Annaud PECHER

est autorisé

à présenter une thèse en soutenance pour l'obtention du grade de

DOCTEUR D'ETAT ES SCIENCES.

Fait à GRENOBLE, le 28 mars 1978

Le Président de l'U.S.M.G.

Le Président de l'I.N.P.G.

Handwritten signature

M. G. CAU



Ph. TRAYNARD
Président
de l'Institut National Polytechnique

P.O. le Vice-Président,

Handwritten signature