Structure et géochimie d'un leucogranite en régime de collision continentale : l'exemple du massif de Gangotri-Badrinath (Himalaya du Garhwal)

Bruno Scaillet

▶ **To cite this version:**

Bruno Scaillet. Structure et géochimie d'un leucogranite en régime de collision continentale : l'exemple du massif de Gangotri-Badrinath (Himalaya du Garhwal). Géochimie. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1990. Français. NNT : . tel-00794809

HAL Id: tel-00794809

https://theses.hal.science/tel-00794809

Submitted on 26 Feb 2013

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

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

B. SCAILLET

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
G.RE.CO. Himalaya Karakorum
C.N.R.S.

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION

Thèse présentée à
l'Institut National Polytechnique de Lorraine
pour l'obtention du titre de:
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialité Géosciences et Matières Premières
par
Bruno Scaillet

Structure et Géochimie d'un leucogranite en régime de collision continentale: l'exemple du massif de Gangotri-Badrinath

(Himalaya du Garhwal)

soutenue le 2 février 1990
devant la commission d'examen

Patrick Le FORT	Directeur de thèse
Michel PICHAVANT	Rapporteur
Jean Luc BOUCHEZ	Rapporteur
Arnaud PECHER	Examinateur
Jacques DARDEL	Examinateur
Jean Pierre BRUN	Examinateur
Mike SEARLE	Examinateur

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
G.RE.CO. Himalaya Karakorum
C.N.R.S.

Thèse présentée à
l'Institut National Polytechnique de Lorraine
pour l'obtention du titre de:
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialité Géosciences et Matières Premières
par
Bruno Scaillet

Structure et Géochimie d'un leucogranite en régime de collision continentale: l'exemple du massif de Gangotri-Badrinath

(Himalaya du Garhwal)

soutenue le 2 février 1990
devant la commission d'examen

Patrick Le FORT	Directeur de thèse
Michel PICHAVANT	Rapporteur
Jean Luc BOUCHEZ	Rapporteur
Arnaud PECHER	Examinateur
Jacques DARDEL	Examinateur
Jean Pierre BRUN	Examinateur
Mike SEARLE	Examinateur

SOMMAIRE

AVANT PROPOS

INTRODUCTION

CHAPITRE I

CADRE GEOLOGIQUE

A) GENERALITES 17
B) DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE 19
1) les formations du Moyen Pays 20
2) la Dalle du Tibet 25
a) les schistes basaux 26
b) l'unité intermédiare 27
c) l'unité sommitale 28
3) la formation de Harsil 35
4) le granite de Bhaïrongathi 38
5) le leucogranite à tourmaline-muscovite 41
a) le glacier du Gangotri 42
b) les glaciers du Meru et du Kirti 50
c) le glacier du Bhrigupanth 53
d) la vallée du Kedar gad 55
e) le secteur de Gangotri (village) 58
f) les relations du leucogranite avec ses encaissants 60
f.1) leucogranite-granite de Bhaïrongathi 60
f.2) leucogranite-formation de Harsil 63
C) CONCLUSION 64

CHAPITRE II

LA STRUCTURE DU HAUT HIMALAYA AU GARHWAL (INDES)

Par Arnaud Pêcher et Bruno Scaillet

(article publié dans Eclogae geolog.Helv.,1989, 82/2: 655-668)

RESUME 67
ABSTRACT 67
INTRODUCTION 69
A. LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRUCTURAUX 69
B. DEFORMATION DES SERIES DU MOYEN HIMALAYA 74
C. DEFORMATION DU CRISTALLIN DU HAUT HIMALAYA 76
D. DEFORMATION DE LA BASE DES SERIES SEDIMENTAIRES TIBETAINES. 78
E. DISCUSSION. 83

CHAPITRE III

ETUDE STRUCTURALE DES LEUCOGRANITES

A) INTRODUCTION 87
B) ASPECTS CARTOGRAPHIQUES, DE TERRAIN ET EN LAMES MINCES 87
1) aspects cartographiques 87
2) géométrie tridimensionelle 89
a) les coupes N-S 89
b) les coupes E-w 89
3) les données de terrain 93
a) analyse des données directionelles 95
4) aspect microscopiques 98
a) le groupe à texture isotrope 98
b) le groupe à texture orientée 99
c) le groupe à déformation plastique naissante 99
5) Conclusion 101
C) ETUDE MAGNETIQUE 103
1) Introduction 103
2) Principe et traitements 103
a) origine et différents types de magnétisme 103
b) l'anisotropie de suceptibilité magnétique 105
c) techniques de mesures-appareillage 106
c.1) carottage 106
c.2) acquisition des données 106
d) traitements des données 107
e) conclusion 108
3) Résultats 108
a) les minéraux porteurs de l'ASM 109
b) les données directionnelles 113
b.1) les faciès à biotite 119
b.2) les faciès à tourmaline 119
b.3) les faciès mixtes 121
c) signification de la linéation 121
c.1) les faciès à biotite dominante 121
c.2) les faciès à tourmaline 121
d) aspects quantitatifs 124
d.1) faciès à biotite 125
d.2) faciès à tourmaline 125
4) Conclusion 129
D) QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION MAGMATIQUE 130
1) Introduction 130
2) Méthodes utilisables 130
a) les méthodes considérant la position des objets 130
b) les méthodes considérant la forme et l'orientation des objets 131
b.1) la méthode Rf-phi 131
b.2) la méthode de projection de Panozzo 132
b.3) la méthode des diamètres de Féret. 132
b.4) les orientations préférentielles de forme 133
b.4.1) le contraste de viscosité 134
b.4.2) la densité de marqueurs 134
b.4.3) le paramètre de forme 135
b.4.4) le régime de déformation 135
3) Organisation de l'analyseur vidéographique interactif 137
4) Résultats 139

a) définition des marqueurs utilisés 139
b) résultats 140
b.1) aspect directionnel 142
b.2) aspect quantitatif 146
5) Conclusion 147
E) SYNTHESE TECTONIQUE 151

CHAPITRE IV

PETROGENESIS OF THE BADRINATH-GANGOTRI LEUCOGRANITE. EVIDENCE FOR FRACTIONATION PROCESSES IN A HIGH HIMALAYAN LEUCOGRANITE

Par Bruno Scaillet, Christian France -Lanord et Patrick Le Fort
(article soumis à Journal of Volcanic and Geothermal Research)

ABSTRACT 163
INTRODUCTION 165
A) GEOLOGICAL SETTING 165
B) PETROGRAPHY 167
1) macroscopic 167
2) microscopic 169
C) GEOCHEMISTRY 171
1) majors elements 171
2) trace elements 182
3) isotopic results 182
a) hydrogen 183
b) oxygen 183
c) rubidium and strontium 183
D) COMPARISON WITH OTHERS HHL 184
1) petrography 184
2) geochemistry 185
E) MECHANISMS OF EVOLUTION 187
1) fractionation of the major phases 187
a) restite unmixing model 187
b) crystal fractionation 188
c) fractional melting 189
2) additional constraints from the accessory phases 190
a) apatite 190
b) monazite 191
c) zircon 191
F) CONSTRAINTS ON MELT SOURCE 193
G) CONSTRAINTS ON MELT EXTRACTION 194
H) REMARKS CONCERNING MELT EMPLACEMENT 195
CONCLUSIONS 196

CHAPITRE V

DETERMINATION EXPERIMENTALE DES RELATIONS DE PHASES DE GRANITES PERALUMINEUX EN CONDITIONS DE SOUS SATURATION EN EAU. L'EXEMPLE DU GANGOTRI (TOURMALINE) ET DU MANASLU (BIOTITE). RESULTATS PRELIMINAIRES

A)INTRODUCTION 201
B) SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX PRECEDENTS 202
1) Huang et Wyllie (1973, 1981). 202
2) Clemens et Wall (1981) 204
3) Benard et al (1985) 205
4) Nekvasil et Bhurnam (1986) 206
5) Weidner et Martin (1987) 206
6) Puziewicz et Johannes (1988) 207
7) London (1987) et London et al (1988, 1989) 208
C) LES CONDITIONS EXPERIMENTALES 211
1) la pression totale (Pt) 211
2) la fugacité d'oxigène (fO_2) 211
3) la température (T°C) 212
4) l'activité de l'eau (aH_2O) 212
D) LES TECHNIQUES EXPERIMENTALES 213
1) contrôle de la pression et de la température 213
2) Le contrôle et la lecture de la fO_2. 215
a) systèmes à 1 atms. 215
b) systèmes à hautes pressions. 219
b.1) la technique de la double capsule. 219
b.2) la membrane de Shaw (Shaw, 1963) 224
b.3) la technique des sensors. 232
3) variation et contrôle de l'activité de l'eau (aH_2O) 236
E) RESULTATS PRELIMINAIRES 239
1) produits de départ 239
2) préparation des verres. 243
3) confection des capsules. 243
4) caractérisation des produits. 244
5) résultats 244
F) CONCLUSION 245

SYNTHESE GENERALE

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

AVANT PROPOS

Au terme de ce travail je tiens à remercier toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail. Les organismes qui ont financé les travaux de terrains ainsi que les travaux de laboratoires sont également remerciés. En particulier l'interêt et le soutient généreux manifesté par le CEA et Jacques Dardel ont permis de mener à bien cette étude. Qu'ils en soient ici très vivement remerciés.

Patrick Le Fort et Arnaud Pêcher m'ont appris la géologie Himalayenne lors de la première mission menée conjointement avec un "team" d'alpinistes et de géologues anglais de l'université de Leicester (dont le leader était Mike Searle), entre fin mars et début juin 1987. Au cours de ce premier contact avec l'Himalaya, j'ai donc du m'initier à la fois à l'anglais (d'Oxford et des Indes), à la pratique du ski de fond et de descente (sans jamais retirer les peaux de phoques) et, lorsque les conditions climatiques le permettaient (12 mètres de neige en 2 mois), à la géologie de haute altitude. Malgré tout cela, les découvertes effectuées furent suffisament encourageantes pour que, fin septembre de la même année, je m'expéditionne (encore un belgicisme), tout seul cette fois, pour deux autres mois et demi de mission. Les conditions climatiques exceptionelles régnant lors de ce deuxième séjour (la limite des neiges était au delà de 6000 m) me permirent de conclure les ébauches des cartes géologiques amorcées lors de la première mission. La solitude de cette deuxième mission fut cependant essentiellement scientifique (ce qui n'est pas forcément, pour le géologue de terrain, une mauvaise chose), dans la mesure ou, sur le plan humain, ce fut pour moi la découverte des habitants des régions. Parmi ceux-ci, Karan et Laxman, "mes" deux guides d'altitudes, doivent recevoir ici mes plus profonds remerciements, ne serait ce que pour m'avoir permis d'atteindre les affleurements situés de part et d'autre des glaciers et d'en revenir avec l'échantillon (orienté) considéré par moi (mais pas par eux) comme critique, sans avoir visité pour autant le fond des crevasses.

Les années 1988 et 1989 furent consacrées aux études de laboratoires. Dans un premier temps je me suis initié à la technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique sous la direction de Jean Luc Bouchez, à Toulouse, puis à Grenoble avec Pierre Rochette ou l'essentiel des mesures présentés dans ce travail a été effectuée. Je les remercie tous deux également. Parallèlement et en collaboration avec Michel Champenois (que je salue donc bien bas ici), j'ai utilisé (et non développé au grand dam de certains) l'analyseur d'images interactif du CRPG. Je ne peut pas oublier, non plus, la courte incursion effectuée dans le laboratoire d'isotopes stables de Simon Sheppard (avec son accord, je l'espère) sous la contrainte orientée de Christian France Lanord, un de mes illustres prédécesseurs de la géologie himalayenne (plus précisément Népalaise). Qu'ils en soient remerciés également car maintenant je sais quel est le "poids" d'une bonne analyse isotopique. Ma visite des différents laboratoires du CRPG ne s'est pas arrétée là, puisque à la fin 1988, un programme d'experiences fut établi avec Michel Pichavant. J'intégrais dès lors la petite équipe d'expérimentaliste(s) (encore appelée garagiste(s)) essentiellement constituée à l'époque par Michel Pichavant qui n'hésitat pas à perdre beaucoup de temps à m'expliquer les arcanes de la pétrologie expérimentale. Enfin, le seul laboratoire auquel je n'ai pas eu accès, fort heureusement diront certains, est celui de la sonde ionique et ceci grâce à Marc Chaussidon qui, malgré ses explications maintes fois répétées, n'a jamais put faire de moi un géochimiste averti. Bien que ce ne soit que partie remise, je lui en suis gré également.

Je ne peut pas terminer sans remercier dans leur ensemble, les membres du jury qui ont accepté d'évaluer la teneur scientifique de ce travail.

Enfin, je salue également Simos Eugène, Dominique Blamart, Marc Brouand et autres étudiants du CRPG qui ont partagé avec moi quelques parcelles de leur temps lors de discussions géologique ou extra-géologique

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les ceintures des granites tertiaires du Haut et du Nord Himalaya sont les seuls produits magmatiques connus de la collision Indo-Asiatique, commencée il y a 40 Ma. En raison de sa situation géopolitique (principalement localisée au Tibet), la ceinture Nord Himalayenne est moins connue à l'heure actuelle que ne l'est la ceinture du Haut Himalaya. Cette dernière a a fait l'objet depuis les années 1950 d'études de terrain, pétrographiques et géochimiques qui ont permis d'établir ses caractéristiques principales. Les travaux effectués concernent plus particulièrement la branche Est de la ceinture où se localisent les massifs portant les noms prestigieux de quelques-uns des sommets de plus de 8000 m que compte la chaîne Himalayenne, tels l'Everest, le Makalu ou encore le Manaslu. Les massifs affleurant au Bhutan ont bénéficié pour leur part, de l'attention toute particulière du pionnier de la géologie himalayenne A. Gansser.

La branche ouest de cette ceinture est, par comparaison, beaucoup moins bien connue. Un des buts de ce travail était donc d'essayer de combler, en partie au moins, cette lacune. Cependant, quel massif choisir? A l'ouest du Manaslu, les massifs recensés comme appartenant à la ceinture sont au nombre de quatre. Il s'agit du Mustang, de l'Api à l'extrême ouest du Népal, du Badrinath et du massif du Nanga Parbat. Entre ces deux derniers se situe le Zanskar où ont été reconnues également des affleurements de leucogranites. Cependant, par rapport aux autres régions, le Zanskar se distingue par l'absence de massif important bien individualisé. Contrairement aux estimations de Searle et Fryer (1986), il ne semble y avoir que des lames excèdant rarement quelques centaines de mètres d'épaisseur (Herren, 1987). Le Nanga Parbat reste, pour sa part, très mal connu mais, au vu des documents cartographiques disponibles, il ne semble pas former de massif important. Cette remarque vaut également pour le massif de l'Api. Par contre les granites du Mustang et du Badrinath sont parmi les plus gros massifs de la ceinture du Haut Himalaya. Le premier est, pour des raisons politiques, inaccessible actuellement .

Notre choix s'est donc porté sur le granite de Badrinath. De par sa taille ce massif constitue un bon équivalent du granite du Manaslu. Sa position occidentale permet également de tester dans quelle mesure les acquis obtenus sur le massif du Manaslu peuvent être étendues à d'autre massifs ou au contraire réveler des différences à l'échelle de la chaîne. .

Le deuxième but de ce travail était également d'entreprendre une étude structurale du granite. En effet, si les leucogranites du Haut Himalaya sont particulièrement bien étudiés sur le plan géochimique (Le Fort et al, 1987 et références), ils souffrent cependant, sur le plan structural, d'une méconnaissance presque totale. Ainsi, si leur position au sein de l'édifice himalayen actuel est relativement bien établie (en général intercalés entre la Dalle du Tibet et les formations sédimentaires tibétaines), la nature de leur (s) structure (s) et ses relations avec celle

(s) affectant l'encaissant sont mal connus. Les informations les plus précises que nous possédons à l'heure actuelle dans ce domaine sont issues d'études menées sur des filons de leucogranites dont l'épaisseur n'excède jamais quelques centaines de mètres. Ce sont, le bras de Chhokang à l'est du Manaslu au Népal central (Pêcher et al, 1984), certains gros filons dans la zone de Nyalam, au sud Tibet (Burg et al, 1984) et, plus récemment des filons de leucogranites s'intercalant dans la partie sommitale de la Dalle du Tibet au Zanskar (Herren, 1987).

Ces travaux montrent que ces granites ont subi un mécanisme de déformation cisaillante à vergence nord important, lié en général au décollement gravitaire de la pile surmontant les granites (les séries sédimentaires tibétaines) parfois associé à un mouvement de décrochement dextre (Pêcher et al, 1984). Dans tous les cas, les structures liées à cette tectonique sont des structures de déformation plastique de haute température qui se caractérisent, sur le terrain, par une orthogneissification progressive du granite. Dans le cas des corps granitiques de la région de Nyalam, il semble qu'il y ait continuité entre la fabrique magmatique et la fabrique plastique tardive. Par contre, dans le cas du Zanskar, les structures développées par ce mouvement en faille normale recoupent à l'emporte pièce les structures magmatiques initiales.

Ce court rappel met l'accent sur le manque de données en ce qui concerne la déformation magmatique *sensu stricto* de ce type de granite. Celles-ci sont cependant de toute première importance ne serait-ce que pour pouvoir situer la mise en place du granite au cours des différentes phases de déformations régionales. Ces dernières, ainsi que leurs relations avec les phases de métamorphisme, sont en général bien établies pour l'ensemble de l'Himalaya Central (Caby et al, 1983; Pêcher et Le Fort, 1986).

Cette thèse a donc débuté par deux missions de terrain, d'une durée de deux mois et demi chacune, effectuées au printemps et à l'automne 1987, en Himalaya du Garhwal, dans la région de Gangotri située à l'ouest du village de Badrinath (Fig1 et Fig 3). Le travail de terrain a consisté avant tout au lever de la carte géologique au 1/50000, inexistante jusqu'alors (à l'exception de la carte établie par Pant (1986), centrée sur le village de Gangotri), en focalisant nos efforts sur les massifs de leucogranites. Parallèlement, une récolte d'échantillons orientés a été entreprise pour des études de laboratoire plus détaillées concernant la structure, la pétrographie et la géochimie du granite.

Ce travail se subdivise en 6 parties principales.

La première partie de la thèse constitue une présentation du travail réalisé sur le terrain, et précise le cadre géologique des massifs de leucogranites. Cette présentation se fera en allant des zones externes vers les zones internes de la chaîne Himalayenne, en terminant par une description détaillée des leucogranites.

Le deuxième chapitre est une étude structurale à petite échelle de l'ensemble des formations du cristallin du Haut Himalaya destinée à caractériser le cadre de mise en place du leucogranite de Gangotri-Badrinath.

La troisième partie concerne l'étude structurale proprement dite des leucogranites. Pour cela, outre les données de terrain et les observations réalisées en lames minces, nous nous sommes attachés à définir le plus précisément possible les éléments structuraux caractéristiques de l'état magmatique, au moyen de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) de minéraux tels que la biotite et la tourmaline. L'utilisation de cette technique a permis par ailleurs une approche semi-quantitative de l'état de déformation du granite. Ces données ont été ensuite complétées par l'utilisation d'un analyseur d'images vidéographique interactif, permettant de quantifier la déformation finie du granite en fin de cristallisation, par l'étude de la forme des grains de quartz à l'échelle de la lame mince. Les résultats obtenus par le biais de ces trois approches sont synthétisés et confrontés aux données structurales relatives à l'encaissant.

La quatrième partie est une étude pétrographique et géochimique du granite. La composition en éléments majeurs, traces, terres rares ainsi que isotopique (O, H, Rb/Sr) des différents massifs étudiés est discutée et comparée d'une part aux données pétrographiques et, d'autre part, aux résultats expérimentaux disponibles actuellement sur ce genre de composition. Plusieurs mécanismes d'évolution sont envisagés et discutés.

Après une revue critique des principaux travaux relatifs à la pétrologie expérimentale des compositions granitiques peralumineuses, le cinquième chapitre présente les résultats préliminaires d'une approche expérimentale effectuée sur deux compositions granitiques pour en déterminer les relations de phases et ce afin de mieux contraindre l'évolution intrinsèque des granites. Les conditions expérimentales sont fixées de façon à reproduire autant que possible les conditions physicochimiques régnant lors de la mise en place du granite.

Enfin, la synthèse générale confronte les résultats acquis par ces différentes méthodes et discute de leurs implications dans le contexte himalayen. Ce travail se termine par une revue des principaux problèmes restant à résoudre dans le domaine de la pétrogenèse de ces granites .

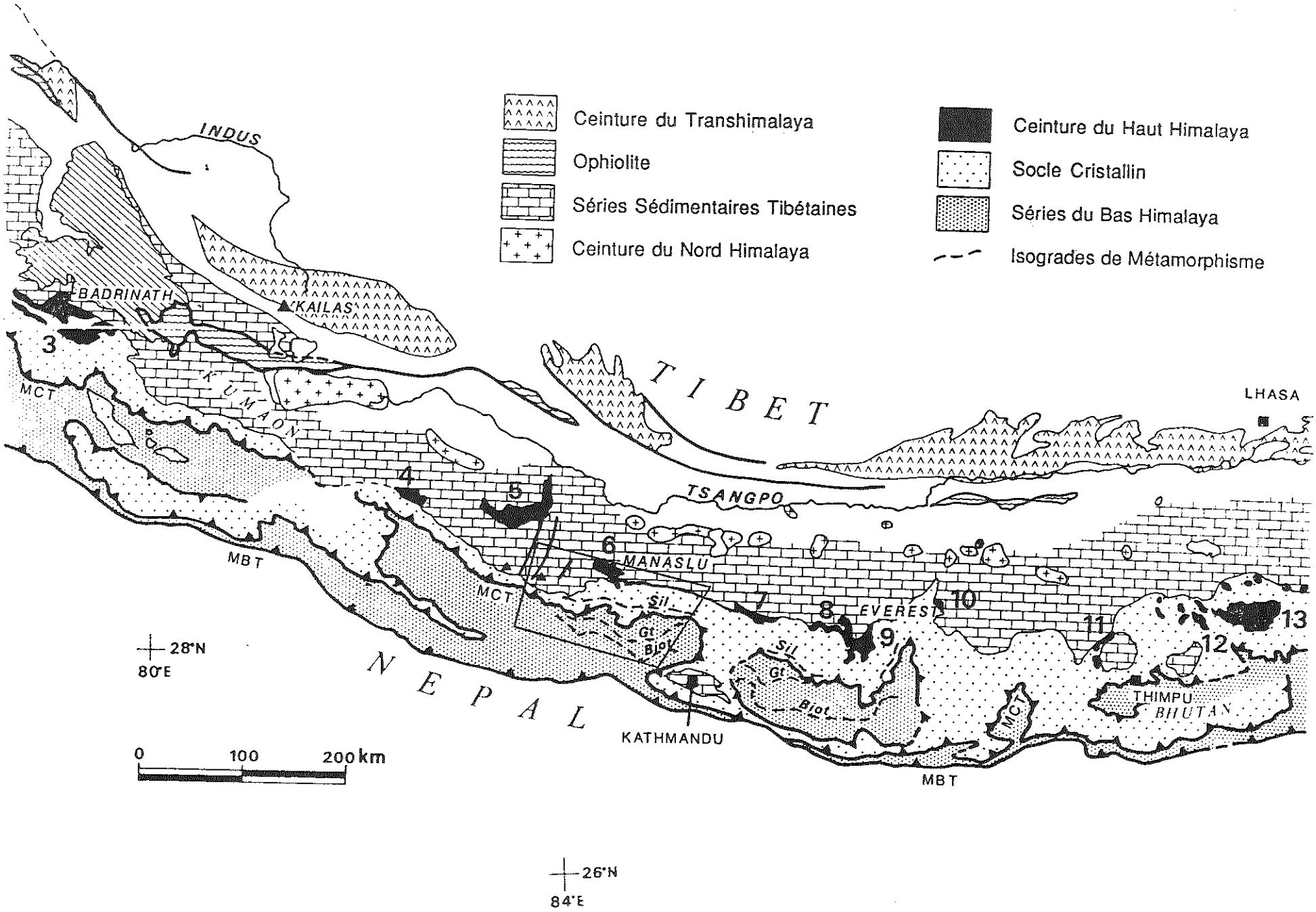


Fig. 1: Localisation du massif du Badrinath dans la chaîne de l'Himalaya central.
(d'après Le Fort , 1986).

CHAPITRE I

CADRE GEOLOGIQUE

A. GENERALITES

Bien que ne possédant pas les plus hauts sommets (exception faite de la Nanda Devi, qui culmine à 7800 m, aucun sommet n'excède les 7500 m), l'Himalaya du Garhwal présente les mêmes caractéristiques que le reste de la chaîne à savoir, un relief abrupt disséqué en profondeur par des cours d'eau importants. Ceux-ci, de direction générale NE-SW, c'est à dire transverses aux structures, offrent des coupes plus ou moins continues sur l'ensemble de la chaîne. Dans cette région il existe principalement quatre grandes rivières qui sont, d'Est en Ouest, la Yamuna, la Bhagirathi, la Bhilangana et la Mandakini. Plus à l'Est coule l'Alaknanda qui descend de Badrinath. Exceptée la Yamuna, l'ensemble de ces rivières se regroupe progressivement pour ne former, à l'entrée de la plaine, qu'un seul et puissant fleuve, le Gange.

Le caractère religieux de la plupart de ces rivières fait que leurs régions sources constituent des centres de pélérinages importants pour la population de confession Hindouiste. En conséquence, cette région bénéficie d'une infrastructure routière déjà bien développée. A titre d'exemple on peut citer le cas du village de Gangotri situé à 3000 m d'altitude et qui, en période de beau temps, est desservi par un réseau de bus journalier (liaison Uttarkashi-Gangotri). Il est ainsi possible de joindre New Dehli à Gangotri en 2-3 jours.

Ces cinq grands cours d'eau représentent donc cinq axes de pénétration privilégiés de la chaîne. Cependant seules deux vallées, celles de la Bhagirathi et de l'Alaknanda, donnent accès aux cols frontaliers qui mènent au Tibet. Leur caractère stratégique (du aux litiges frontaliers Sino-Indien) fait que d'importants effectifs militaires peuvent être concentrés dans la région ce qui ne facilite pas toujours le travail du géologue.

Sur le plan de la végétation on peut grossièrement subdiviser la région en deux ensembles:

- un ensemble Nord surtout représenté ici par la branche Nord de la Bhagirathi (orientée N 110) dans laquelle on trouve essentiellement des forêts de conifères (mélèzes et cèdres) avec de temps à autres de petits ensembles de bouleaux. Vers 3500 m cette végétation arborescente laisse la place aux herbes denses et rases ainsi qu'aux mousses de types variés, mieux acclimatés aux conditions de haute montagne.

- un ensemble Sud représenté par les vallées de la Mandakini et de la Bhilangana où la végétation possède un caractère tropical plus marqué s'accompagnant d'une diversité

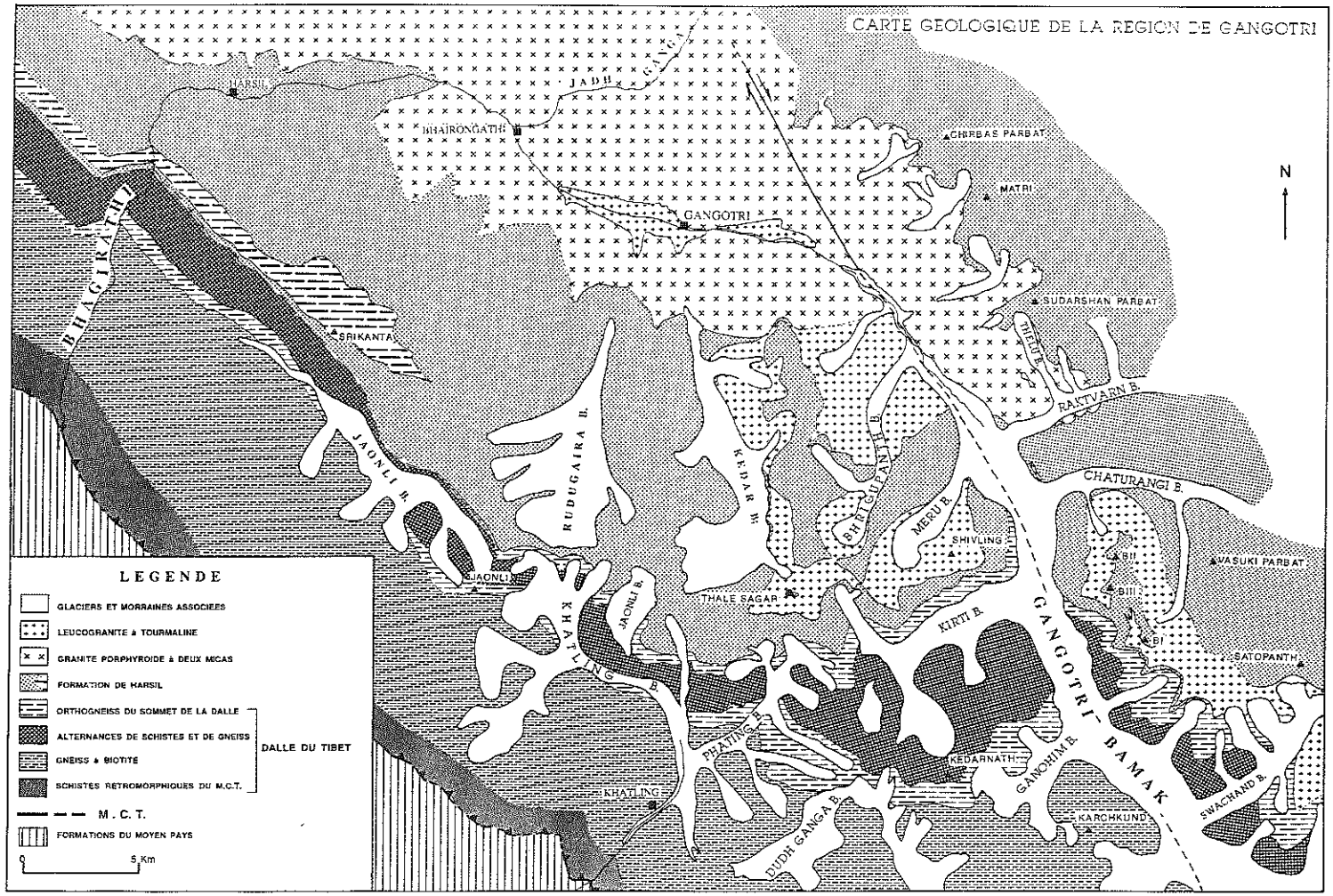


Fig. 2: Carte géologique générale du secteur étudié.

botanique plus grande. Dans cette zone les conifères sont moins bien implantés. Vers 3500 m on rentre de façon assez brutale dans une zone de végétation de type haute montagne.

Sur la plan climatique il existe pour le géologue, comme ailleurs en Himalaya, deux grands facteurs limitants:

- d'une part l'hiver qui commence en général début décembre et qui se prolonge jusqu'à fin mars (mais ce n'est pas systématique!). L'importance des glaciers atteste en partie de la rigeur de cet hiver. En effet, de par ses trente kilomètres de longueur, le glacier du Gangotri est l'un des plus grands de la chaîne Himalayenne.

- d'autre part la période de la mousson. Celle-ci est, en principe, moins violente qu'au Népal ou qu'au Bhutan puisque ce phénomène climatique se déplace d'Est en Ouest et qu'il a donc tendance à s'atténuer en progressant vers l'Ouest.

Le secteur étudié se situe 180 Km à l'ouest du Népal à environ 31° de latitude nord et 80° longitude est. Suivant la zonéographie proposée par Gansser (1964) et reprise par Le Fort (1975, 1988), la région concernée appartient à l'Himalaya du Garhwal ou encore, à la partie ouest du Kumaon.

Le travail présenté ici concerne essentiellement la partie haute de la chaîne dans laquelle affleurent les massifs de leucogranites tertiaires. Les travaux de terrain réalisés ont permis, outre la récolte d'échantillons (environ 400), d'établir la carte géologique sur une surface d'environ 1500 Km^2. Cette carte a été levée sur la base d'agrandissements au 1/50000 de la carte topographique suisse au 1/150000 couvrant l'ouest de l'Himalaya du Garhwal. En dehors de quelques noms de villages inexistants ou d'orthographe différente, cette carte topographique s'est avérée suffisament précise pour permettre un repérage à +/- 50 m des différents objets géologiques. Etant donné la surface cartographiée, la structure d'ensemble relativement simple de la haute chaîne et le temps imparti pour réaliser ce travail, cette précision peut être considérée comme correcte.

B. DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Si l'on se réfère aux conditions d'affleurement, à la facilité d'accès et à la taille de l'arc himalayen, celui-ci peut être considéré comme relativement bien connu sur le plan géologique. Cependant, les travaux réalisés sont, suivant les régions, d'importance et de valeur inégales. Ainsi des régions comme le Bhutan, l'Himalaya du Népal central possèdent une carte géologique bien établie, élément de base nécessaire à toute tentative de compréhension des phénomènes Terrestres. Par opposition, d'autres régions sont moins bien connues, du fait d'une situation géographique difficile (la syntaxe Est par exemple) ou pour des raisons

politiques (problèmes frontaliers Sino-Indien ou Indo-Pakistanais). L'Himalaya du Garhwal et notamment sa partie nord, peuvent être rattachés à cette deuxième catégorie. Ainsi la partie basse (ou Sud) de cette zone bénéficie d'une bonne couverture géologique (cf. Valdiya, 1979) et constitue une des régions de référence pour les formations du Moyen Pays (Pêcher, 1978) tandis que la haute chaîne, en position limitrophe, est pratiquement vierge de toute exploration géologique détaillée. A l'heure actuelle, en dehors des travaux réalisés par les pionniers de la géologie himalayenne (Heim et Gansser, 1939; Auden, 1949; Gansser, 1964) et de quelques études récentes (e.g. Sauniac, 1981; Brunel, 1983; Pant, 1986; Hodges et Silverberg, 1988) il n'existe aucun travail détaillé sur l'axe cristallin de la chaîne dans cette zone.

Notre premier souci a été d'établir cette carte géologique. Dans la suite de ce chapitre nous allons présenter les données géologiques "brutes" au moyen de coupes et de panoramas. La localisation de ces derniers est reportée en Annexe.

Dans ce secteur cinq grandes unités litho-tectoniques peuvent être distinguées. Nous avons ainsi du Sud au Nord (Fig. 2):

-Les formations du Moyen Pays,
-La Dalle du Tibet séparée de l'unité précédente par le Vaikrita thrust,
-La formation de Harsil ou sédimentaire Tibétain s.l.,
-Le granite de Bhaïrongathi,
-Les leucogranites à tourmaline-muscovite.

Sur le terrain, l'organisation de cet ensemble d'unités peut être appréhendée au travers de coupes transverses ou parallèles à l'axe de la chaîne. Ainsi, les formations du Moyen Pays ont été étudiées essentiellement dans la partie basse de la vallée de la Bhagirathi. De même, cette dernière a permis l'observation presque continue de la zone du Vaikrita Thrust, de la partie inférieure-moyenne de la Dalle du Tibet (DDT) et de la formation de Harsil. Les données concernant la partie supérieure de la DDT et ses relations avec la formation de Harsil, proviennent en grande partie de la vallée de Khatling et de la vallée du Lod gad (glacier du Jaonli). Enfin la formation de Harsil, le granite de Bhaïrongathi et les leucogranites à tourmaline-muscovite ainsi que leurs relations mutuelles ont été abordés (en grande partie pour la formation de Harsil et exclusivement pour les massifs granitiques) dans la haute vallée de la Bhagirathi et des vallées attenantes (Kedar gad et Rudugaira gad) sans oublier le glacier du Gangotri. Tous les noms cités précédemment sont localisés sur la carte de la Fig. 3

1) les formations du Moyen Pays.

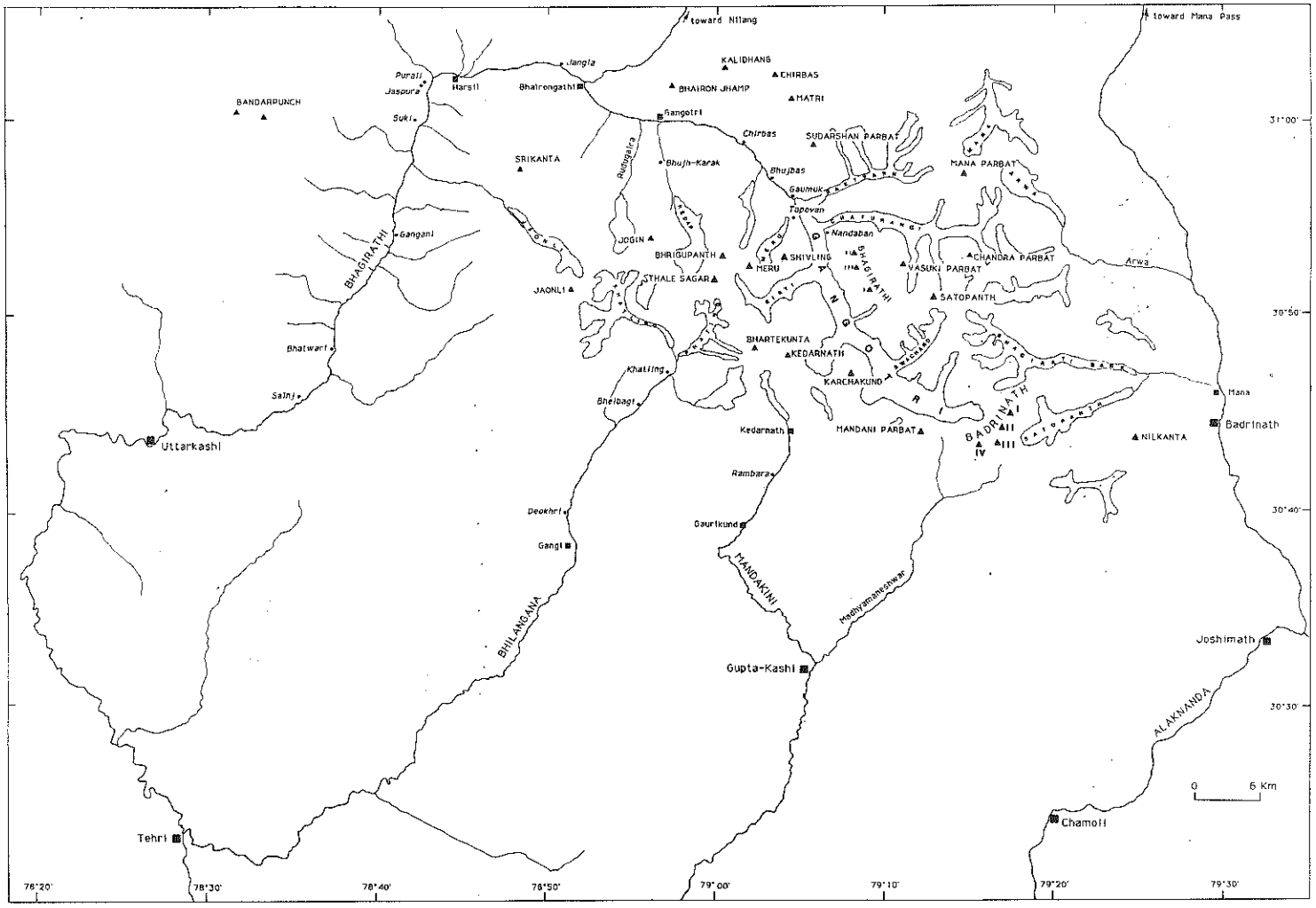


Fig. 3: Carte de localisation des principaux noms utilisés dans ce travail.

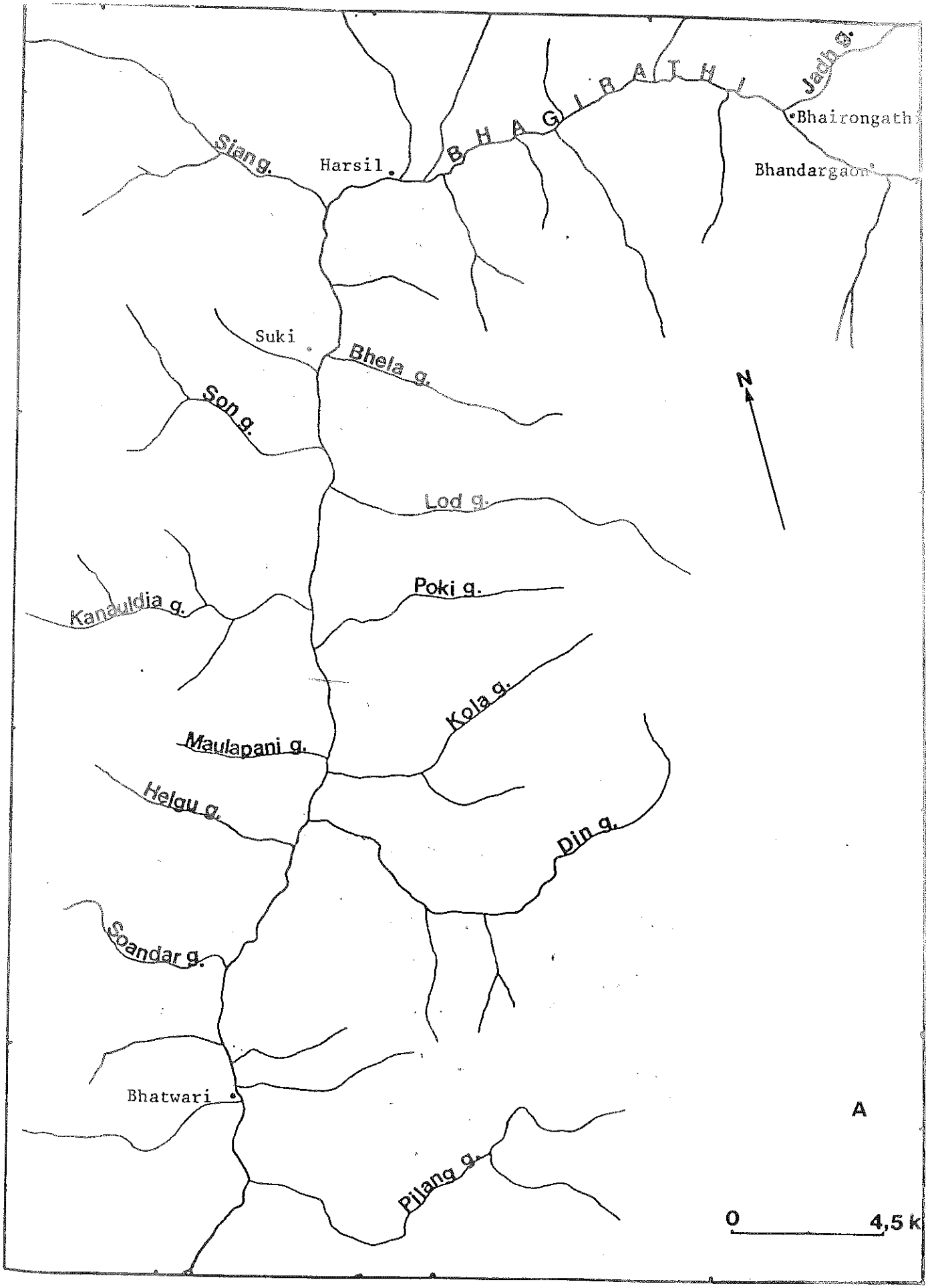
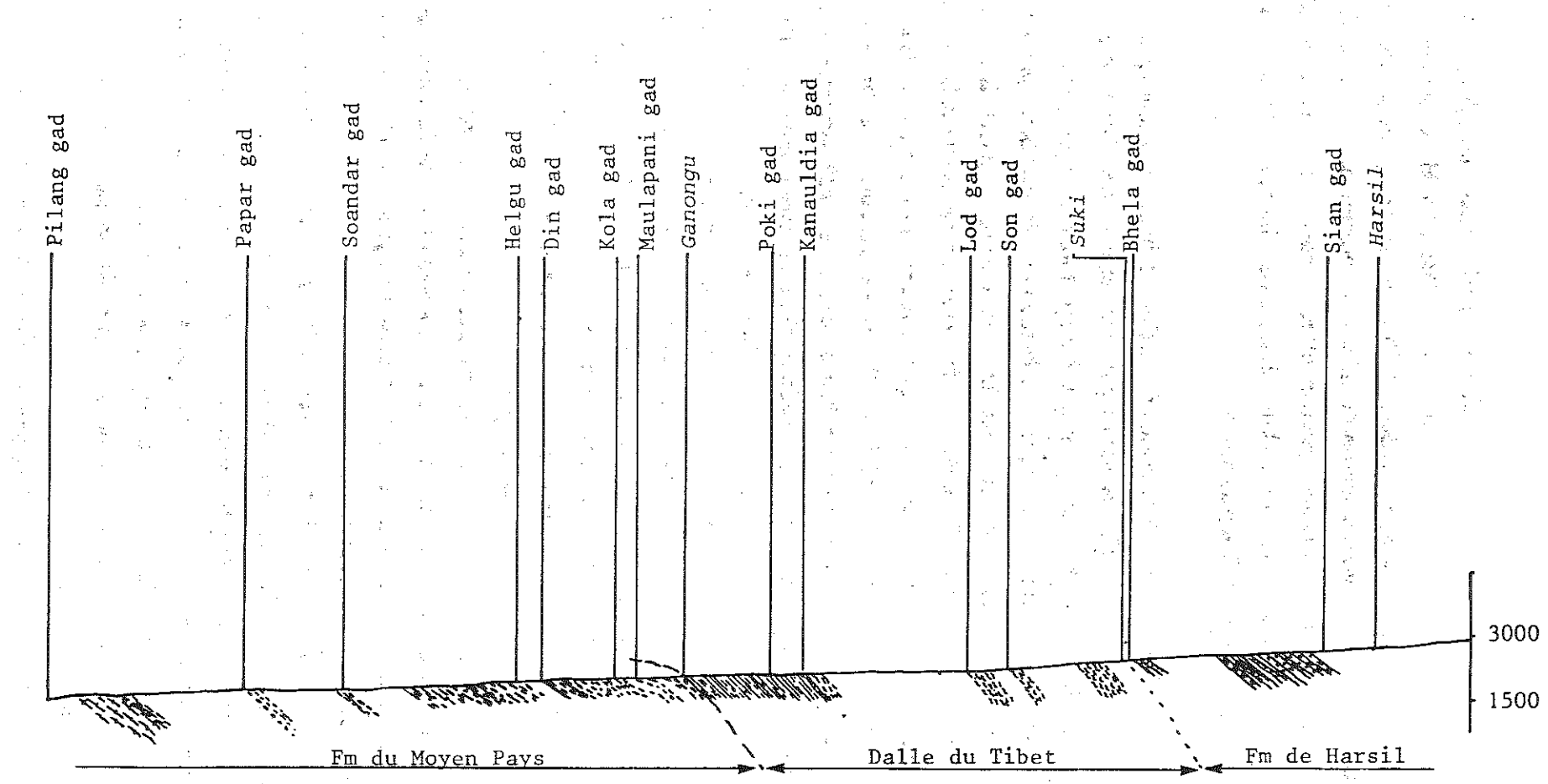


Fig. 4: La rivière de la Bhagirathi et ses principaux affluents.



B *Coupe schématique de la vallée de la Bhagirathi entre Harsil et Uttarkashi.*

La coupe la plus continue de cette unité nous est offerte par la vallée de la Bhagirathi entre Gangani et Saïnj (Fig. 3 et 4). Elle est limitée à sa base par le "MCT" de Heim et Gansser (1939) et, à son sommet, par le Vaikrita Thrust (Valdiya, 1979). Le caractère principal de cet ensemble est sa richesse en formations gneissiques ortho-dérivées, notamment dans sa partie supérieure. La description qui suit correspond à un parcours effectué dans cette vallée du nord au sud. Les Km indiqués se rapportent aux bornes kilométriques qui indiquent la distance parcourue entre Uttarkashi et Gangotri (247 Km au total)

Une fois franchi le Vaikrita Thrust (Fig.4b) les formations débutent par une épaisse série de gneiss oeillés très riches en biotite, typiques par leur aspect étiré. Des termes à feldspaths-k pluri-centimétrique à ombres de pression feldspathiques longues (10 cm) coexistent avec des passées mylonitiques métriques. A l'exception de quelques passées amphibolitiques et d'un niveau schisteux vert cupuleux riche en grenats, ces gneiss à biotite sont seuls observables sur les deux premiers kilomètres de la coupe. Un peu avant la Din Gad (Km 188, Fig.4b) apparaissent les premiers niveaux de gneiss leucocrates à grain fin (mm) riches en muscovite et d'aspect satiné caractéristique. Ils présentent aussi une linéation extrèmement marquée. A partir d'ici et sur environ 6 Km de coupe, les affleurements sont constitués d'une alternance régulière (métrique à décamétrique) de ces deux types de gneiss avec des intercalations parfois très épaisses (supérieures à 100m) et fréquentes de niveaux amphibolitiques. Ceux-ci, à grain fin et très massifs, ont une patine vert sombre pouvant les faire confondres avec les gneiss à biotite. Les relations entre ces différentes entités sont toujours très tranchées. De temps à autre des témoins probables des contacts primaires gneiss-amphibolites (contacts intrusifs) subsistent, non complétement transposés dans la foliation régionale. A la base de ce "sandwich" à gneiss et niveaux amphibolitiques, des niveaux schisteux mamelonnés très riches en muscovite sont fréquents.

A partir de la Soandar gad (Km 182, Fig.4b) les formations gneissiques acquièrent un aspect plus arkosique et granulé ainsi qu'une patine rouille plus marquée. De petits rubans de quartz décimétriques sont fréquents. Les passées schisteuses sont plus abondantes avec, comme toujours, des intercalations d'amphibolites.

Un peu en amont de Bhatwari (Km 178, Fig.4a), au débouché de la Papar gad, des niveaux carbonatés verts lités sont visibles en éboulis et proviennent probablement des falaises adjacentes. Dans cette zone affleurent des gneiss à biotite transpercés par des venues leucocrates à grain fin, l'ensemble présentant un aspect d'agmatite. Il faut noter que les deux termes sont affectés par la foliation régionale (peut être s'agit-il des équivalents moins déformés des gneiss à biotite et leucocrates décrits plus haut dans la coupe). Après Bhatwari on retrouve cet ensemble avec des niveaux d'amphibolites.

Un kilomètre avant le débouché de la Pilang gad (Fig.4b) apparaît un nouveau type de gneiss, de couleur café-au-lait et ponctué de "clastes" blancs de feldspaths potassiques.

D'aspect assez feuilleté et aux feldspaths-k de forme automorphe souvent très nette (en section Y-Z), ces gneiss plus ou moins riches en feldspaths se retrouvent de facon assez sporadique jusqu'à Saïnj (Km 171).
Une centaine de mètres avant Saïnj des schistes à aspect phyllonitique affleurent sur quelques dizaines de mètres.

Après cette passée de schistes, d'épais bancs de quartzites jaunâtres localement intrudés par des niveaux amphibolitiques puissants (dont certains faciès oeillés remarquables) affleurent en l'absence de tout niveau de gneiss à biotite ou de gneiss leucocrate. Cette bande de schistes, séparant deux ensembles aux caractéristiques lithologiques différentes, constitue donc un accident majeur et correspond au MCT de Heim et Gansser (1939), les bancs de quartzites étant les premiers éléments de la formation de Bérinag.

Dans la vallée de Bhilangana (Fig.3) les principaux éléments décrits précédemment sont visibles mais apparaissent moins clairement en raison d'une couverture végétale plus dense. La limite supérieure des formations du Moyen Pays (Vaikrita Thrust) a toutefois put être localisée aux environs de Bhelbagi (Fig.3), où disparaissent en éboulis les gneiss oeillés étirés.

La vallée menant au village de Kédarnath (vallée de la Mandakini-Fig.3) permet d'observer aussi dans de bonnes conditions le passage Moyen Pays-DDT, la trace cartographique du Vaikrita Thrust se situant très précisément à Gaurikund (Fig.3). Ici encore, la formation des gneiss oeillés à biotite se retrouve en même position structurale, c'est à dire directement sous le Vaikrita Thrust. Les niveaux inférieurs du Moyen Pays n'ont pas été étudiés sur cette coupe.

Cette description lithostratigraphique sommaire permet avant tout d'apprécier l'extraordinaire importance des faciès orthodérivés qui composent ce Moyen Pays, les termes d'origine sédimentaire ou volcano-sédimentaire se trouvant essentiellement dans la partie inférieure de cette unité où ils sont représentés par des gneiss arkosiques et des passées schisteuses plus abondantes. Ceci est radicalement différent de ce qui est décrit au Népal Central, où les proportions relatives de ces deux composantes (ortho et para) s'inversent complétement. De même, on notera l'absence presque totale de niveaux calcaires, très fréquents par contre dans la partie sommitale du Moyen Pays Népalais. Enfin un dernier point important est l'abondance des niveaux amphibolitiques en particulier dans la partie médiane de la coupe.

2) la Dalle du Tibet

Cette unité a fait l'objet d'une étude de terrain beaucoup plus approfondie car, d'une part, cet ensemble constitue le soubassement structural actuel des corps leucogranitiques et,

d'autre part, il s'agit d'un équivalent frontal probable de la région source des leucogranites tertiaires (Le Fort, 1981; Deniel, 1985; France-Lanord, 1987, Le Fort et al, 1987; France-Lanord et Le Fort, 1988). Le décriptage de son histoire tectono-métamorphique peut donc indirectement donner des contraintes sur la dynamique et la cinématique de la mise en place des magmas.

Cette unité est donc limitée à sa base par le Vaikrita Thrust et, à son sommet, par les premiers termes de la formation de Harsil. Nous verrons par la suite que, si la limite inférieure est très tranchée, la limite supérieure offre par contre un caractère transitionnel.

Sur le plan lithologique, les observations réalisées dans les vallées de la Bhagirathi, de la Bhilangana, de la Mandakini et de la Lod Gad permettent de diviser la dalle en trois sous-unités qui sont, de bas en haut (ou du Sud au nord) (Fig.2):

-une unité basale de schistes rétromorphiques à caractère mylonitique marqué,

-une épaisse unité intermédiaire de gneiss sombres à grain fin ,

-une unité sommitale constituée d'alternances de niveaux schisteux brun-rouille et de barres d'orthogneiss relativement leucocrates.

a) les schistes basaux.

Ceux-ci affleurent remarquablement bien dans la vallée de la Bhagirathi, entre Gangani et le débouché de la Kanauldia Gad (Fig.4). A l'échelle du paysage cette unité se distingue des gneiss oeillés sous jacents par un débit en grandes dalles structurales remarquablement constant qui donne à l'ensemble une allure monoclinale, fréquent dans l'ensemble de la DDT, mais très marquée ici.

A l'échelle de l'affleurement cette unité apparaît constituée essentiellement de schistes massifs gris foncé très riches en lentilles de quartz d'exsudation écrasés dans la foliation. Des passées à tendance plus gréseuse de quelques mètres d'épaisseur (Km 193) existent. Elles sont systématiquement moins riches en exsudats quartzeux et possèdent parfois de petits niveaux décimétriques boudinés à amphibole-grenat et à patine vert clair. A l'oeil nu on note surtout l'abondance de la muscovite accompagnée de grenat et de biotite ici très verte. La présence de cette dernière confère à la roche une patine vert gris satinée caractéristique de ces niveaux. Le grenat occasionne fréquemment un mamelonnage intense des surfaces de foliation. Au débouché de la Kanauldia gad (Km 195, Fig.4b), un niveau de cipolins d'une trentaine de mètres d'épaisseur, constitue le seul niveau carbonaté d'importance sur cette coupe. Ces niveaux à patine vert-jaune blanchâtre sont régulièrement lités (alternance centimétrique de lits de couleur clair ôcre avec des lits verdâtres) avec localement de grosses rosettes d'actinote dans

la masse des niveaux plus épais. L'ensemble est parcouru par de petites passées sulfurées jaunes d'origine hydrothermale probable.

Dans la vallée de la Bhilangana qui mène à Khatling, le changement brutal de l'allure du relief marque assez nettement le passage Moyen Pays-Dalle du Tibet. Les affleurements observés témoignent des mêmes caractéristiques pétrographiques. La présence des blocs de marbre en éboulis en amont de Bhelbaghi (Fig.3) laisse penser que l'épaisseur de cette unité ne varie pas entre les deux coupes.

Dans la vallée menant à Kedarnath les mêmes observations peuvent être faites sur deux kilomètres en amont de Gaurikund, l'ensemble étant plus riche en grenat. Ici par contre, le niveau carbonaté n'a pas été observé, que ce soit en éboulis ou à l'affleurement.

Sur le plan pétrographique, cette unité des schistes de base se distingue avant tout par son extraordinaire abondance en lentilles de quartz d'exsudation. Sur le plan structural, la différence majeure par rapport aux gneiss oeillés sous-jacents est une linéation minéralogique et d'étirement beaucoup moins nette.

b) l'unité intermédiare.

C'est l'unité la plus épaisse de la Dalle du Tibet (3-6 km) qui se distingue par une lithologie monotone exempte de niveau repère. Ainsi, sur le terrain, il est difficile d'évaluer à quel niveau structural de cette formation on se situe. Sur la coupe de la vallée de la Bhagirathi cet ensemble affleure entre Gangani et Suki (Fig.4a et b).

L'élément de base de cette formation est un gneiss gris sombre à grain le plus souvent très fin, comportant des passées leucocrates quartzo-feldspathiques centimétriques assez espacées. Celles-ci ont très rarement une bordure enrichie en biotite. Quand c'est le cas, elles donnent à la roche un aspect assez typique d'embréchite très peu évoluée. Des termes plus gréseux à patine plus grise existent. D'aspect plus massif, ils sont surtout localisés dans la partie intermédiaire et basale de l'unité (Km 199 et en aval). Dans cette zone, les gneiss comportent souvent des petits boudins décimétriques à amphibole-grenat aux limites floues. Minéralogiquement on distingue à l'oeil nu le grenat, la biotite, la muscovite, le disthène et la chlorite (localisée dans de petites fractures tardives sécantes sur la foliation). La taille de ces minéraux excède rarement le centimètre. Le grenat, la biotite et la muscovite sont présents sur tout le long de la coupe. Le disthène s'observe facilement dans le haut de la série où il matérialise fréquement la linéation minérale. En aval du débouché de la Son gad, (Fig.4b) il disparaît complètement.

Dans la région de Khatling, en rive gauche du glacier de Khatling, outre ces gneiss gris, on note l'existence d'une passée à tendance carbonatée plus nettement individualisée (20 m).

Les niveaux carbonatés les plus purs ne dépassent jamais la dizaine de centimètres d'épaisseur et sont boudinés avec un remplissage inter-boudins à quartz-feldspath-tourmaline.

Dans la vallée menant à Kedarnath, cette série s'enrichit en niveaux leucocrates parfois très riches en grenat de coloration rose-violet typique. Ces grenats excèdent souvent plusieurs centimètres de taille ou forment des amas polycristallins rouge-violet qui simulent des cristaux de taille supérieure (notamment sur le chemin menant au village de Kedarnath, un peu en aval de Rambara, entre 2600 et 2300 mètres d'altitude (Fig.3)).

En définitive il nous faut retenir l'idée d'une unité épaisse où les traces de fusion partielle sont faibles, voire inexistantes (ce qui se traduit aussi, sur les coupes réalisées, par l'absence totale de la sillimanite). On remarquera cependant que, cartographiquement au moins, cette unité semble prendre beaucoup plus d'ampleur vers l'est (vers Badhrinath-Fig.2 et 3).

c) l'unité sommitale.

L'essentiel des observations concernant cette formation et sa définition en tant que telle, ont été réalisés dans la zone de Khatling. Dans celle-ci nous avons pu distinguer un ensemble de barres d'orthogneiss d'épaisseur variable dans un ensemble schisteux. Sur la coupe de la vallée de la Bhagirathi, seuls quelques rares niveaux schisteux sont visibles avec, à l'entrée immédiate des gorges situées en aval de Suki, un niveau de gneiss d'aspect migmatique marqué qui affleure sur 20 m d'épaisseur.

Le terme schisteux se présente comme une alternance grossièrement rythmée de bancs décimétriques gréseux et schisteux à patine rouille ôcre caractéristique. Dans les niveaux schisteux sombres, le disthène, souvent tronçonné, est abondant. On note, en outre, la présence de la biotite, de la muscovite et du grenat. La muscovite peut être, soit dans la foliation, soit complétement sécante sur le débit de la roche. Les niveaux un peu plus massifs montrent fréquemment des filons quartzeux à patine jaune sale d'épaisseur décimétrique et parfois continus sur plus de 10 mètres. Ils sont toujours intensément plissés et/ou boudinés. L'ensemble de ces niveaux est souvent le siège de percolations qui laissent des encrôutements jaunâtres.

Des barres d'orthogneiss sont intercalées dans cette masse schisteuse. Dans le glacier du Phating, deux de ces barres sont remarquables par leur épaisseur et leur continuité cartographique.

La première barre, en position basale dans cette unité, est limitée à son sommet par un niveau de cipolins d'une trentaine de mètres d'épaisseur facilement repérable dans le paysage par sa couleur blanc-cassé et l'intense boudinage qui l'affecte (cette bande de cipolins se suit

d'ailleurs du glacier du Gangotri jusque dans la vallée du Lod gad). Le niveau d'orthogneiss offre un aspect très massif doublé d'une patine grise uniforme, qui peut être facilement confondu avec les leucogranites à tourmaline. C'est cette barre qui constitue la fantastique face SE du pic du Kedarnath et qui arme en grande partie le Jaonli (Fig. 5, 7 et 8).

A l'affleurement on voit souvent un orthogneiss à grain centimétrique très leucocrate à biotite-muscovite-grenat. La biotite marque en général relativement bien la foliation assez espacée. Celle-ci peut être localement très contournée à aspect "migmatique". Ces zones coexistent (avec des passages brutaux) avec des zones où la foliation est également plissée mais de façon moins anarchique, la dissymétrie des structures étant bien réglée. Dans les zones plus homogènes, la foliation est souvent reprise par des petites zones de cisaillement ductiles à fort pendage ou plates, ces dernières indiquant souvent un mouvement en faille normale vers le nord. Ces zones de cisaillement à répartition très hétérogène sont souvent remplies par du materiel leucocrate quartzo-feldspathique +/- tourmaline. Leur épaisseur est en général de l'ordre du centimètre et leur longeur dépasse rarement le mètre. D'autres niveaux leucocrates, parallèles à la foliation, (rares) possèdent une bordure enrichie en biotite. Enfin ces gneiss ont de temps à autre un aspect oeillé (les FK ont une taille allant jusqu'à 3 cm) qui reste toutefois très localisé.

La deuxième barre, légèrement moins épaisse (1 Km), est limitée à son sommet par les premiers niveaux de la formation de Harsil, ici constitués par une épaisse bande (100 m) de schistes noirs (Fig.6). Dans le paysage elle se distingue de la précédente par la présence de deux niveaux schisteux de couleurs brune (niveau inférieur) et noire (niveau supérieur). Ces deux niveaux sont plus ou moins continus entre le Kirti et le Jaonli (Fig.5).

Cette barre de gneiss est la base structurale des pics du Shivling et des Meru. Elle forme les affleurements en rive gauche du glacier du Kirti. De même, c'est elle qui constitue les grandes falaises en rive droite du glacier du Gangotri, en amont des pics des Bhagirathi. Par contre, dans la vallée du Lod gad, elle disparaît très rapidement, et l'on n'en aperçoit plus qu'une extrémité fine qui très vite s'effiloche et se noie dans une masse de métasédiments sombres.

A l'affleurement, cette unité présente globalement les mêmes caractéristiques que la précédente. Les différences portent sur la patine, jaune clair, et sur un aspect légèrement plus oeillé (feldspaths-k inférieurs à 4 cm) mais encore une fois, non systématique. Cet aspect s'estompe d'ailleurs vers la base, où les gneiss acquièrent un litage plus fin (infra-cm). Les niveaux à foliation contournée n'existent pas ici. Celle-ci est marquée par la biotite (plus abondante), la muscovite et le grenat. Les petits cisaillements ductiles tardifs sont fréquents. Sur les deux niveaux schisteux, seul le niveau inférieur a pu être atteint. D'une quarantaine de

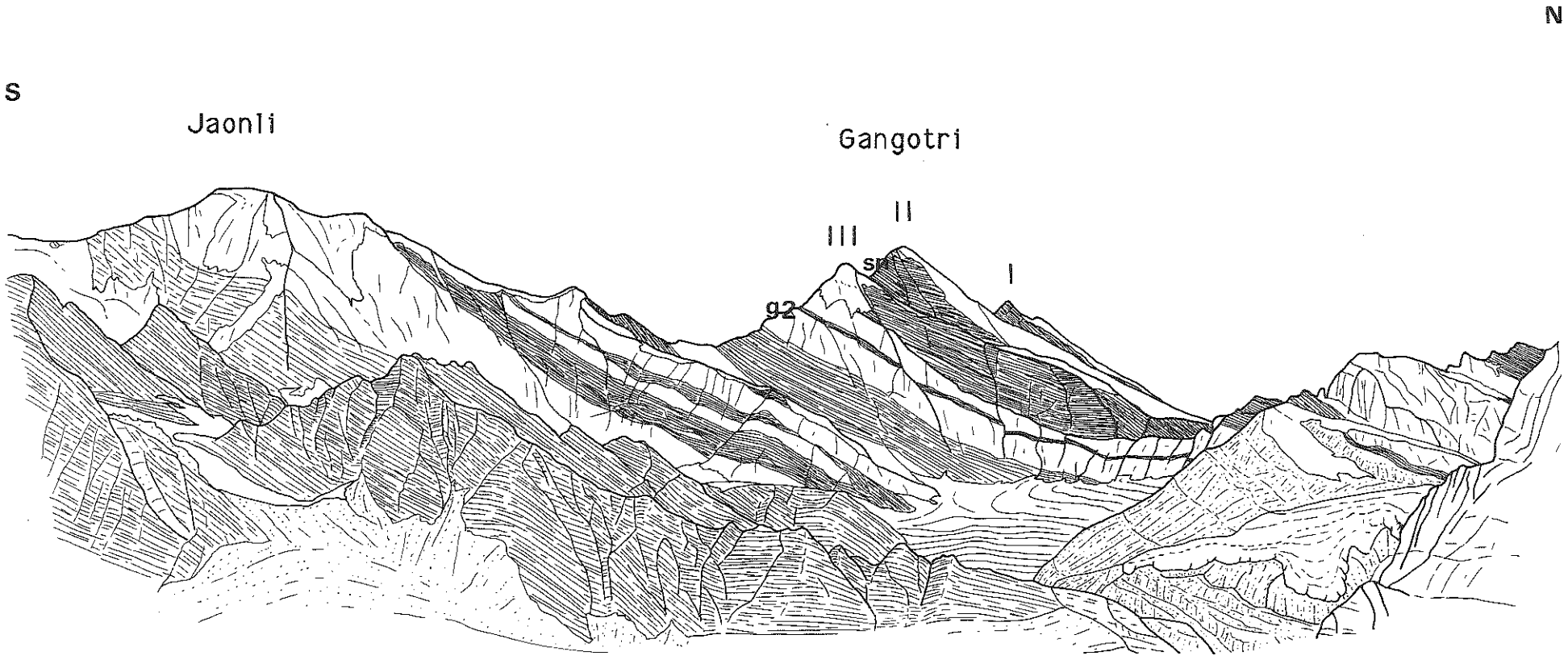
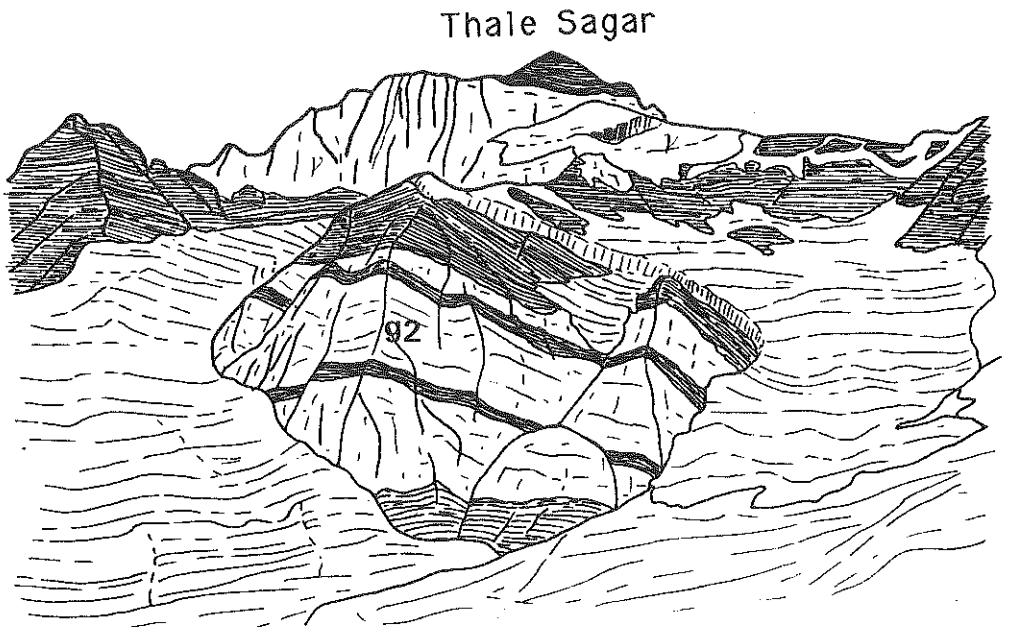
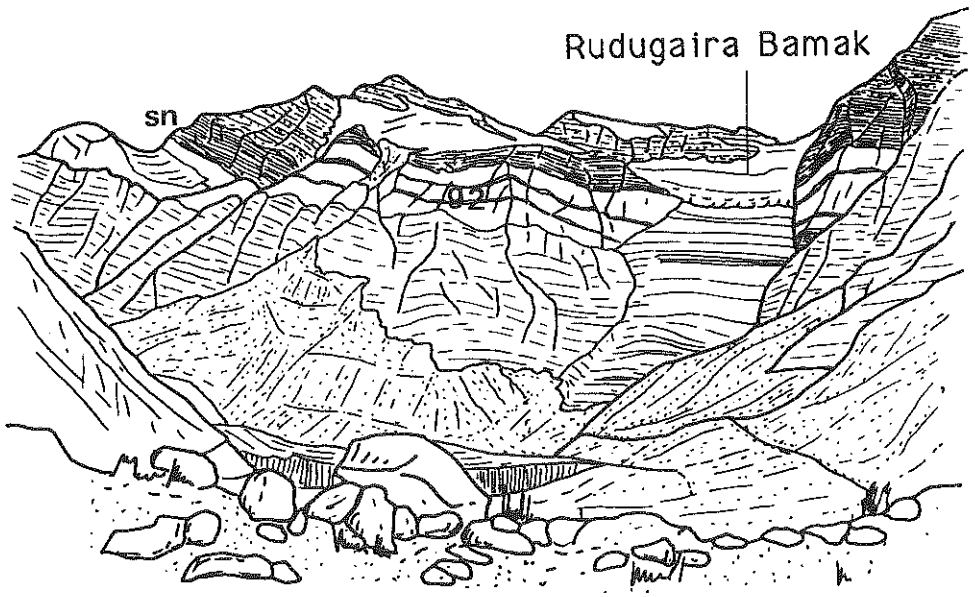


Fig. 5: Panorama du fond du glacier du Khatling réalisé à partir du Dudhganga Bamak (RD 4000). On notera la barre de gneiss armant le pic du Jaonli et celle à la base du Gangotri III (**g2**) , surmontée par les schistes noirs (**sn**) basaux de la formation de Harsil. A l'avant plan on note les gneiss sombres de l'unité intermédiaire.



a



b

Fig. 6: -a.Panorama du fond du glacier du Phating. On est ici au pied du Thaley Sagar vers 4900 m. On apercoit la barre de gneiss sommitale (**g2**) de la DDT avec ses deux niveaux schisteux caractéristiques. Le granite du Thaley Sagar (γ) apparait couronné par une bande de schistes horizontale.

-b.Panorama de la rive gauche du glacier du Khatling. On y apercoit l'unité apicale de la DDT constituée ici de sa barre de gneiss sommitale (**g2**) qui surmonte un épais niveau de schistes massifs à patine rouille. Au dessus de cet ensemble, est le niveau de schistes noirs (**sn**) de la formation de harsil et l'épaisse série schisto-gréseuse rouille (**sr**) qui supporte le granite (non visible ici).

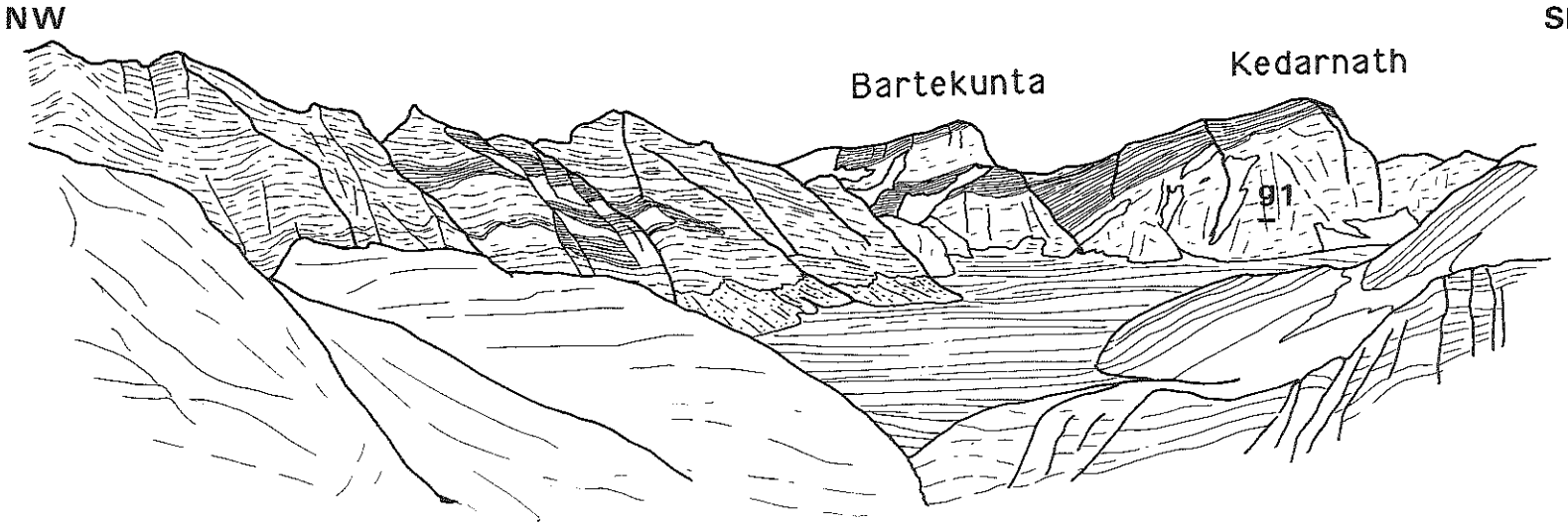


Fig. 7: Panorama du fond du Dudhganga Bamak réalisé en rive gauche de ce glacier, vers 4800 m. La rive droite est entièrement constituée par les formations de l'unité intermédiaire de la DDT. Ces formations montrent peut être des têtes de grands plis couchés syn-schisteux (en rive droite du glacier). Dans le fond du glacier on apercoit les barres de gneiss caractéristiques de l'unité sommitale dont la plus spectaculaire (**g1**) est celle du Kedarnath.

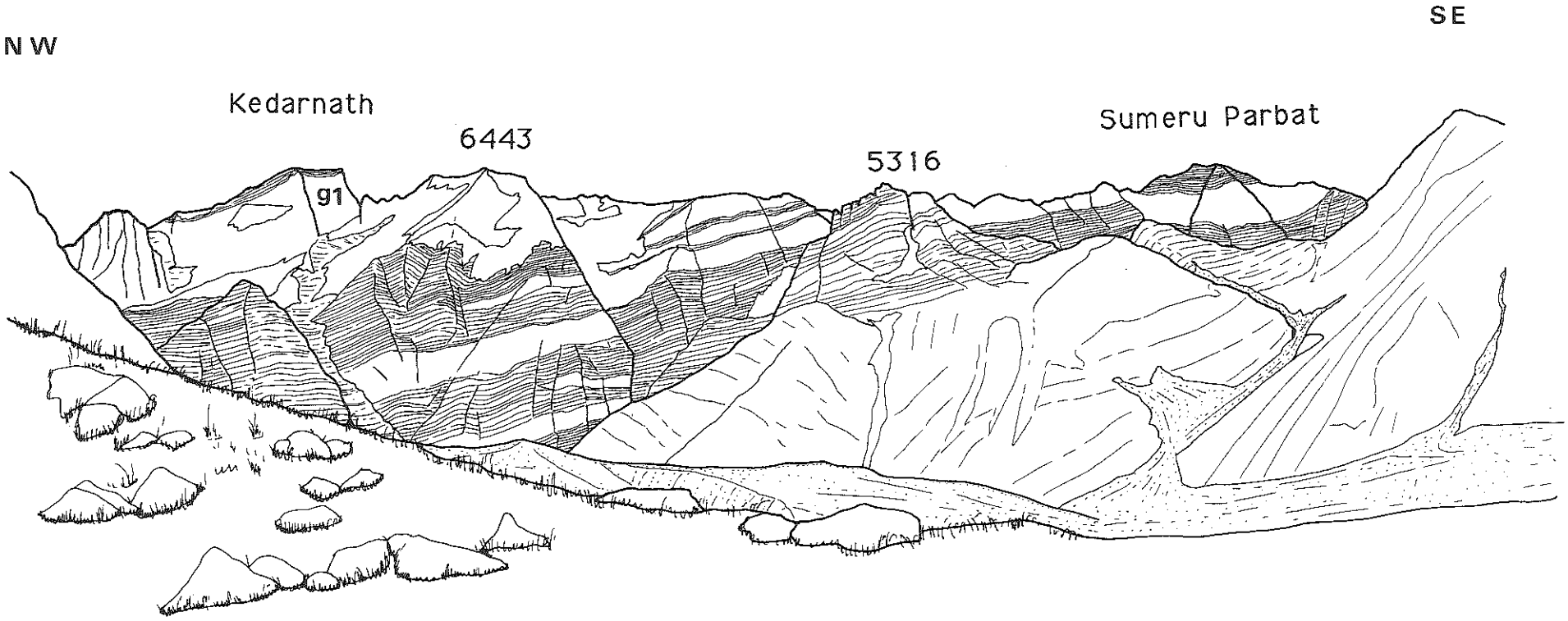


Fig. 8: Panorama réalisé au front du glacier du Chorobari, dans le haut de la vallée menant au village de Kedarnath, vers 4000 m. On apprécie les relations unité sommitale-unité intermédiaire de la DDT. La base de la première est marquée par la puissante barre de gneiss (**g1**) qui constitue la face sud du pic du Kedarnath. La seconde est constituée par ces gneiss gris sombres avec des intercalations plus massives qui constituent des barres lenticulaires telle celle du Sumeru Parbat. Tout l'avant plan (en plus clair) est constitué par ces gneiss gris sombres typiques de l'unité intermédiaire.

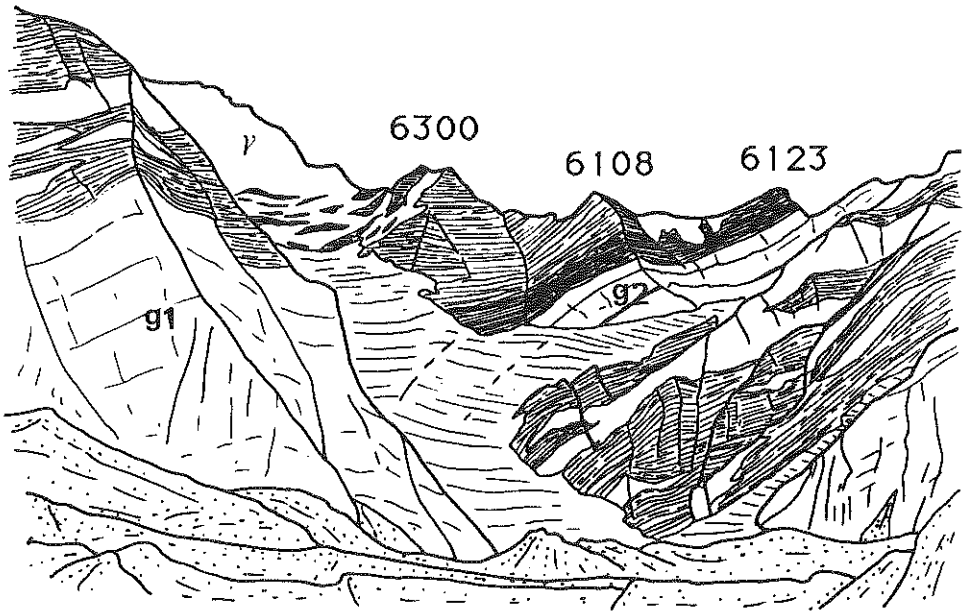


Fig. 9: Entrée du Phating Bamak. Panorama réalisé en rive droite de celui-ci vers 4000 m. A l'avant plan affleure la barre de gneiss migmatique basale de l'unité sommitale (**g1**). Elle est surmontée par un complexe de schistes et de gneiss lenticulaires au dessus desquels repose la deuxième barre de gneiss (**g2**) de cette unité. La formation de Harsil sus-jacente débute par ce niveau de schistes noirs épais de 100 m, suivi par la série schisto-gréseuse rouille, dont l'épaisseur apparente (apparente car tronquée par l'intrusion granitique) augmente vers l'ouest. Le granite (γ) offre ici le seul cas (vu) de contact basal avec une zone de mélange mécanique.

mètres d'épaisseur celui-ci est fait d'alternances de schistes noirs surbiotitiques avec des niveaux plus gréseux à passées leucocrates très plissées. L'épaisseur des bancs varie entre 1 m et 10 cm.

En rive gauche du glacier du Kirti et sur l'arête SE du Thaley Sagar cette barre d'orthogneiss est abondamment recoupée par des filons de leucogranite subverticaux et sécants sur la foliation (voir Fig. 30, Chapitre II). L'ensemble est plus mobilisé avec l'apparition fréquente de petites lentilles décimétriques quartzo-feldspathiques à tourmaline et à bordure enrichie en biotite. Des passées à grain plus fin et d'allure moins mobilisées sont aussi visibles.

Seules ces deux barres constituent des niveaux repères d'importance cartographique. Il en existe d'autres, d'épaisseur parfois considérable, mais d'extension latérale plus limitée. Citons notamment celles de la face Sud du Bartekunta (Fig.7) et du Sumeru Parbat, à patine plus foncée (Fig.8). En toute rigeur cette dernière se trouve déjà dans l'unité intermédiaire. Ceci montre les inconvénients et limites d'une subdivision trop tranchée à l'intérieur de la Dalle du Tibet.

En résumé, cette description montre que l'architecture de la Dalle du Tibet reste simple sur le plan lithologique. On notera que l'organisation de cet ensemble en trois unités principales semble se prolonger plus à l'Est avec un accroissement important de leur surface cartographique (Fig.2).

3.) la formation de Harsil.

Définie par Pant (1986), cette formation est constituée en grande majorité de métasédiments d'âge cambro-ordovicien. Sa position relativement septentrionale dans le bâti structural actuel de la chaîne himalayenne l'épargne de l'épaisse couverture végétale occultant fréquemment les formations du Moyen Pays. Cette unité bénéficie donc d'affleurements de bonne qualité. Cependant, sur le terrain, nous l'avons essentiellement abordée du fait de ses rapports privilégiés avec les leucogranites à tourmaline. En raison du manque de temps, nous n'avons pas pu établir une succession stratigraphique précise de cette série. A ce titre, les données lithologiques présentées ici ne revêtent pas un caractère exhaustif.

Une coupe très complète de la base de cette série apparaît dans la vallée de la Bhagirathi entre la sortie de l'affluent Duli Khola et le village de Harsil (Fig.4).

La base de cette série est ici constituée de niveaux de schistes noirs, parfois graphiteux, avec des intercalations jaune soufre poudreuses de 10 centimètres d'épaisseur en moyenne. Ces niveaux comportent des lentilles de quartz parfois riches en disthène pluri-centimétrique. Outre

celui-ci on trouve le grenat, la biotite et la muscovite. Intercalés dans cette série se trouvent des barres de gneiss dont les épaisseurs oscillent entre 5 et 30 m. Ces barres sont, en partie, composées de gneiss oeillés très sombres (surbiotitiques) à feldspaths-k arrondis (7-8 cm) répartis de façon aléatoire dans la roche et contenant parfois des inclusions de biotite. En alternance avec ces gneiss, affleurent des termes beaucoup plus leucocrates, non oeillés et à grain très fin. La limite entre ces deux types de gneiss est toujours très tranchée. Le passage de ces niveaux gneissiques avec les termes schisto-gréseux se fait, par contre, de façon progressive. L'ensemble de ces barres de gneiss constitue l'éperon en rive gauche de la Duli Khola ainsi que celui qui mène à Pokri en rive droite de la Bhagirathi (Fig.4).

Cette première composante de la formation de Harsil (schistes+gneiss) cède progressivement la place, vers le haut, à une série à dominante plus gréseuse. Ainsi, après une zone transitionelle où les bancs gréseux ont en moyenne 10 centimètres d'épaisseur, on atteint des bancs très massifs épais de plusieurs dizaines de mètres qui peuvent constituer de véritables niveaux lithologiques repères dans le paysage (comme par exemple celui dominant les villages de Jaspura et Purali en rive droite de la Bhagirathi, Fig.4). Ces puissants niveaux gréseux contiennent fréquemment de petits boudins décimétriques à amphibole-grenat aux limites floues. Ils constituent l'essentiel des affleurements jusque Harsil. A partir de ce village, la vallée de la Bhagirathi suit une orientation parallèle aux structures. En rive droite de cette vallée les métasédiments sont limités vers le haut par la masse du granite de Bhaïrongathi. Le contact entre les deux se suit bien jusqu'à Jangla (Fig.4), localité à partir de laquelle n'affleure plus que du granite.

La vallée menant à Khatling offre un visage quelque peu différent de la base de cette formation. En effet ici le contact entre cette dernière et la Dalle est très net (Fig.9). On observe ainsi, au dessus de la barre de gneiss sommitale de la dalle, un premier niveau schisteux noir d'une centaine de mètres d'épaisseur continu sur toute la face Sud de ces vallées (Fig.6.b). Surmontant ce premier niveau, une épaisse série schisto-gréseuse de couleur rouille-brun est intrudée par le massif de leucogranite à tourmaline qui constitue le pic du Thaley Sagar. On notera dans cette zone l'absence des barres de gneiss oeillés décrites dans la vallée de la Bhagirathi.

La vallée du Lod gad menant au glacier du Jaonli permet de réaliser la jonction entre les deux coupes précédentes. Ainsi, avec la disparition du niveau de gneiss sommital de la dalle (cf. § précédent), il devient très difficile de distinguer la dalle de la formation de Harsil. Aucune discontinuité n'est visible, qu'elle soit d'ordre structurale ou métamorphique. Cette épaisse série de métasédiments forme tous les pics en rive droite du Jaonli bamak exception faite du Sri-Kanta. Celui-ci est constitué d'une puissante barre de gneiss à patine très blanche d'environ 1000 m d'épaisseur. Les éboulis présents au pied du pic montrent qu'il s'agit très probablement du même niveau de gneiss oeillés, décrit dans la vallée de la Bhagirathi, ici cependant beaucoup plus homogène et massif. Cette barre disparaît rapidement vers l'est puisqu'on ne la retrouve

pas dans la vallée attenante, la vallée de la Rudugaira gad. Compte tenu des caractéristiques de la dalle précédemment décrites (barre lenticulaire de gneiss, passage progressif entre les formations de la dalle et celles de Harsil) et de l'absence d'accidents visibles sur le terrain, il nous a semblé logique d'attribuer une géométrie lenticulaire à ce niveau.

Dans la vallée de la Kedar gad, la coupe en rive droite montre la succession suivante: après le contact avec le granite de Bhaïrongathi (vers 3800 m au lieu-dit de Bhujh Kharak) ici très redressé, la série de Harsil débute sur quelques mètres par un ensemble de schistes noirs tout de suite relayé par des barres gréseuses décimétriques à métriques à patine grise foncée et à intercalations schisteuses décimétriques. Après 200 m, on note un premier niveau friable au toucher, large d'un mètre. C'est une passée mylonitique tardive, dont les rares critères de cisaillements visibles indiquent un jeu en faille normale et dextre. Après cette zone, une série de 25-30 m d'épaisseur composée de gros niveaux métriques de couleur d'altération jaune-verdâtre apparaît. Cette série dont l'attitude (SO-SI) apparaît mal dans le paysage, est limitée à sa base par un niveau jaune plurimétrique mylonitique, équivalent au précédent. En dessous de celui-ci, la série acquiert des caractéristiques rappelant beaucoup celles décrites au sommet de la coupe de Harsil. Il s'agit ici de gros niveaux de grès métriques à patine grise sombre d'aspect massif. Dans ces bancs de grès on retrouve des boudins décimétriques à amphiboles-grenats. Il faut noter que tout cet ensemble est vigoureusement plissé sur les deux premiers kilomètres en amont du contact granite-métasédiments (plis E-W reprennant les structures S0-S1, cf. chapitre II). Dans le haut de cette vallée les strates retrouvent une position subhorizontale parfois affectée par de larges ondulations. En dessous de cette série à dominante gréseuse, affleurent des alternances schisto-gréseuses à patine rouille-ôcre, souvent sièges de percolations encrôutantes. Ces niveaux sont la partie sommitale de la série qui surmonte le niveau de schistes noirs décrit dans la vallée de Khatling. En rive droite de cette vallée, les métasédiments sont représentés, en aval, par une alternance de schistes sombres et de niveaux plus gréseux à boudins verts (Amph-Gt), parcourue par des passées mylonitiques tardives qui recoupent la foliation. L'allure générale sub-horizontale de la foliation, localement reprise par des plis concentriques, contraste avec le pendage presque vertical des séries décrites en rive gauche (Bujh-Kharak). On est ici structuralement sous le leucogranite. En amont, les métasédiments ne réapparaissent que sous la zone de constriction qui affecte le granite (cf. & 5.d et Fig.22). Il s'agit ici des niveaux de couleur brun-rouille comportant des passées calcitiques assez continues à l'échelle de l'affleurement.

La vallée de la Rudugaira gad montre la même séquence lithologique. Le contact granite à biotite-métasédiments, bien que redressé, a ici un pendage Nord moins féroce.

Dans la région du glacier du Gangotri, cette disposition est perturbée par les nombreuses intrusions de leucogranite. Au dessus du granite, la série est souvent constituée par ces niveaux sédimentaires carbonatés à coloration vert-violacée , dont la S0-S1 est difficile à percevoir. Certains niveaux calcaires bleus-verts plus massifs évoquent les faciès des Nilgiris du Népal

central (P. Le Fort-communication orale). L'aspect d'ensemble est très fréquemment anarchique. Le plus bel exemple en est la face ouest du Vasuki Parbat. Il semble que ce soit la même série qui chapeaute les pics des Bhagirathi II et III, et qui se retrouve au dessus du contact sommital de l'ensemble du Meru-Shivling. En dessous du granite la tendance est à la sédimentation schisto-gréseuse à intercalations calcitiques assez abondantes.

En résumé les éléments fondamentaux de cet ensemble sont les suivants:

- un niveau inférieur de schistes noirs (100 m), comportant localement des passées sulfureuses et graphiteuses,
- des niveaux lenticulaires orthogneissiques, dont l'épaisseur peut atteindre 1000 m, s'intercalent ensuite,
- au dessus, une épaisse série schisto gréseuse (2000-3000 m), dont la partie sommitale est à dominante gréseuse nette. Les boudins à amphiboles-grenats parfois abondants annoncent probablement la série suivante, plus carbonatée,
- une série carbonatée supérieure avec une épaisseur minimale de 400-500 m, (épaisseur du chapeau du Bhagirathi III).

4) le granite de Bhaïrongathi.

Cet énorme massif de granite affleure tout le long de la branche Nord de la vallée de la Bhagirathi ainsi que dans la vallée de la Jadh ganga menant au col de Nilang (Fig.3). Malgrè son importance, il n'a été individualisé que tout récemment par Pant (1986) et par Stern et al. (1989). Ses limites Nord et Ouest ne sont pas encore précisément définies. Dans la suite nous allons présenter ce granite et ses relations avec la formation de Harsil.

Les relations granite-leucogranite seront traitées plus en détail dans le paragraphe consacré aux leucogranites tertiaires.

Dans la branche Ouest de la vallée de la Bhagirathi, ce massif surmonte la formation de Harsil avec un contact légèrement penté Est. Dans ce secteur, le contact, facilement repérable dans le paysage, n'a put être atteint. Sa nature reste donc indéterminée mais, d'après Pant (1986), il serait tectonique.

La vallée de la Jadh ganga, par ses gorges très encaissées, offre une remarquable coupe en profondeur du granite. Il s'agit ici d'un granite à biotite-muscovite et à gros feldspaths-k (5-6 centimètres) automorphes, maclés Carlsbad. La biotite est abondante, souvent concentrée en amas marquant une fluidalité. Des petites "shear-zones" centimétriques à décimétriques sont localement présentes. L'ensemble est localement transpercé par de petits filonnets d'aplite à tourmaline. Ce granite peut comporter des enclaves microgrenues, allongées, d'assez grande

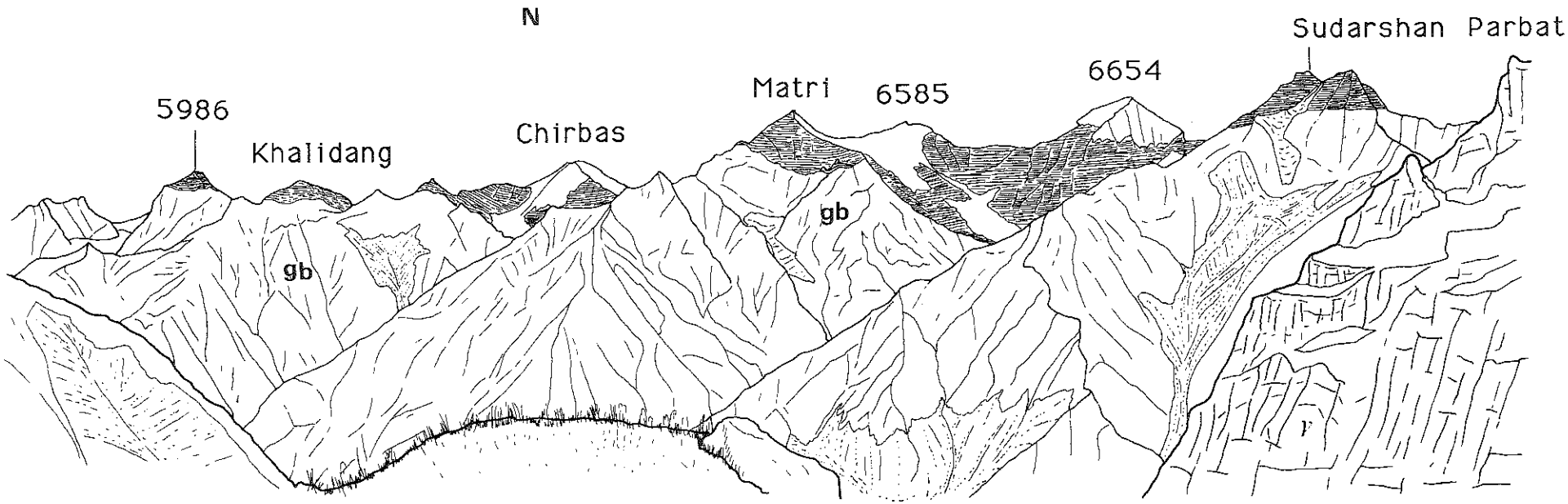


Fig. 10: Panorama réalisé à partir du glacier du Bhrigupanth (milieu du glacier vers 4480 m.). On appercoit le contact sommital du granite de Bhaïrongathi (**gb**), qui montre ici un léger pendage nord. La faille normale qui décale ce contact entre le Chirbas et le Matri n'est pas visible. L'arête au premier plan à droite est en granite à tourmaline (γ). La faille d'orientation N150 (terminaison de la faille du Karakorum?.Le Fort, communication orale), passe dans la vallée et à l'ouest du 5986.

taille (70 cm à 4 m) ou de petits paquets surbiotitiques ovoïdes décimétriques allongés dans le plan de fluidalité.

Ensuite et exception faite d'une zone située en amont de Gangotri (les 500 premiers mètres), le secteur centré sur ce village ne montre que des affleurements de leucogranite. Par contre les vallées adjacentes du Kedar gad et du Rudugaira gad offrent de bonnes coupes dans le granite. Dans ces deux vallées on peut facilement atteindre le contact granite de Bhaïrongathi-formation de Harsil. Il y est toujours très redressé, voire vertical. L'étude de l'affleurement montre un ancien contact intrusif, avec ses enclaves de schistes et des filons de granite, repris par une tectonique cisaillante extrèmement intense qui orthogneissifie le granite. D'une façon générale le degré d'orthogneissification est plus intense sur cette rive qu'en rive droite de la Bhagirathi, avec des shear zones plus nombreuses et plus épaisses. Ainsi le granite apparaît souvent comme un othogneiss.

Sur la rive droite, en amont de Gangotri, il faut atteindre le Km 6 pour retrouver ce granite.
Ses caractéristiques pétrographiques ont légèrement changé avec un ton plus leucocrate et, localement, la présence de grenat. Les faciès sont en général moins oeillés et présentent toujours une orientation marquée par la biotite.

Après Bhujbas (Fig.3) l'importance des dépots morainiques associés au glacier du Gangotri interdit une approche facile des affleurements de granite. Il faut remonter dans le glacier du Raktvarn et ses affluents pour toucher à nouveau le granite. L'entaille du glacier recoupe par ailleurs la terminaison Est de ce massif. En rive gauche, on observe ainsi une structure anticlinale à coeur de granite, autour duquel s'enroulent les métasédiments constitués ici par des bancs épais de quartzites verdâtres massifs à intercalations de schistes. La remontée du Thelu Bamak montre des bas de falaise, en rive droite comme en rive gauche, de granite leucocrate, sub-isotrope à grain grossier. Ce granite est encapuchonné par des métasédiments qui constituent les sommets environnants tel le Sudarshan Parbat (Fig.2). C'est à partir du glacier du Bhrigupanth que l'on peut apprécier la prolongation Ouest de ce dispositif (Fig.10). Ce contact sommital se suit bien jusqu'au Bhairon jamp. Notons qu'entre le Sudarshan Parbat et le Chirbas Parbat, ce contact est décalé de façon assez importante (plusieurs centaines de mètres) par des accidents tardifs jouant en faille normale.

Ainsi ce granite présente dans ce secteur une géométrie en lame relativement simple avec un contact basal visible à l'Ouest et un contact sommital plus apparent à l'Est. On notera que la géométrie de ce contact basal évolue lorsqu'on se déplace d'Ouest en Est. En effet, à l'aplomb de Harsil, ce contact est subhorizontal, alors que dans les vallées du Kedar gad et du Rudugaira gad il est vertical au pied des falaises et plus plat à leur sommet, dessinant la partie supérieure

d'un grand S. Cette géométrie en lame, sans relation directe avec les niveaux d'orthogneiss en position sommitale dans la Dalle du Tibet, est en contradiction avec celle proposée par Stern et al. (1989). En effet sur la carte géologique établie par ces auteurs, le granite de Bhaïrongathi est spatialement lié avec ces gneiss. Toute la rive droite de la vallée du Kedar gad serait constituée par ce granite. Or nos observations de terrain, effectuées sur toute la longueur de cette vallée, ont montré qu'en rive droite de celle-ci, affleurent uniquement des termes de la formation de Harsil. Si liaison il y a, elle n'apparaît pas en tous cas dans le secteur étudié.

Enfin, il faut noter que dans la partie haute du Gangotri Bamak, des blocs de granite à biotite abondent dans la moraine latérale en rive droite, en face du glacier du Swachand. Quelles que soient leurs liaisons spatiales, ces granites sont pétrographiquement très semblables et appartiennent sans aucun doute au même ensemble. Ceci se rapproche des observations faites par Gansser (1964) dans la vallée de l'Arwa, située au Nord du Satopanth (Fig.2), où il décrit un granite orthogneissifié sombre.

5) le leucogranite à tourmaline-muscovite.

Ce massif de granite dit de Badrinath (Heim et Gansser, 1939; Auden, 1949; Gansser, 1964) a été identifié très tôt comme un granite appartenant à la même génération de granites à tourmaline décrit ailleurs en Himalaya et qui forme la ceinture des granites du Haut Himalaya (granite de l'Everest-Makalu, granite du Manaslu, granites du Bhoutan etc...). Son contour sur la carte générale de l'Himalaya de Gansser (1964) le fait apparaître, avec le granite du Mustang, comme l'un des massifs les plus importants de cette ceinture. Il reste aussi l'un des moins connus. Une fois de plus l'on doit à A. Gansser la description la plus complète de ce granite dans la vallée de l'Alaknanda qui mène à Badrinath et au col de Mana (Heim et Gansser, 1939; Gansser, 1964). Dans le secteur Ouest (région de Gangotri), beaucoup moins étudié, le granite à été reconnu par Auden (1949) lors d'une courte incursion géologique. Les derniers travaux consacrés à ce granite sont celui de Pant (1986) d'une part, et celui de Stern et al. (1989) d'autre part. Le premier s'est focalisé sur le village de Gangotri et a mis en évidence les relations existant entre le massif du granite de Bhaïrongathi et le leucogranite à tourmaline. Le deuxième concerne la région du glacier du Gangotri, notamment le secteur des pics du Shivling et des Bhagirathi. Ce travail souffre cependant du manque d'une carte géologique détaillée, ce qui a conduit ses auteurs à une simplification abusive de la géométrie du leucogranite.

En effet, très rapidement les travaux de terrain nous ont amenés à reconsidérer complètement la cartographie du leucogranite tel qu'elle apparaît sur la carte générale de l'Himalaya établie par Gansser (1964). Il s'agit, non pas d'un massif unique, mais de plusieurs "lentilles" séparées les unes des autres par des zones de pincement plus ou moins étroites (Scaillet et al, 1988). Par ailleurs nos travaux confirment l'autre aspect original de ces

leucogranites inconnu dans les leucogranites appartenant à la ceinture des granites du Haut Himalaya, qui est l'existence d'un encaissant composite (granite de Bhaïrongathi - formation de Harsil). Les premiers travaux menés dans cette région, ignorant cet aspect, ont abouti à une surestimation de l'importance de ces leucogranites.

Dans la suite nous allons décrire les résultats des travaux de terrain en procédant (pour des raisons de présentation) par zone géographique. Un paragraphe sera consacré aux relations entre le leucogranite et "ses" encaissants.
Nous allons ainsi aborder d'Est en Ouest (Fig.2):

- le glacier du Gangotri,
- les glaciers du Meru et du Kirti,
- le glacier du Bhrigupanth,
- la vallée du Kedar gad,
- le secteur du village de Gangotri.

a) le glacier du Gangotri.

Nous ne considérons ici que sa rive droite entre le Chaturangi Bamak et le Swachand Bamak (Fig.2). En effet, une fois le glacier du Kirti traversé, les moraines latérales en rive gauche du glacier sont absolument vierges de tout bloc de leucogranite à tourmaline s.s. En rive droite, exception faite des massifs des Bhagirathi, le granite n'a pu être atteint. Les observations présentées ici sont donc en grande partie d'ordre cartographique.

Partant du Bhagirathi I, dont la partie médiane est constituée de leucogranite, on peut suivre celui-ci de façon continue jusqu'au glacier du Swachand. Il forme une lame d'épaisseur régulière dont le contact basal plonge à l'Est. Le granite n'est séparé de la dalle sous-jacente que par une mince bande de schistes noirs qui peut disparaître. Quand c'est le cas il devient alors très difficile de distinguer le leucogranite des gneiss de la Dalle du Tibet (Fig.11). Dans le Swachand Bamak, l'épaisseur de la lame semble augmenter assez rapidement. Tout le fond de ce glacier est constitué de granite surmonté par la formation de Harsil formée ici de schistes noirs (Fig.12). Les observations réalisées ici concordent donc parfaitement avec celles faites par Gansser (1964) dans le glacier du Bhagat Kharak, sur l'autre versant (Fig.13) où un dispositif en lame similaire a été dessiné par cet auteur. Les seules observations pétrographiques réalisées concernent les blocs que charrie le glacier. Il s'agit presque toujours d'un granite à grain fin, à muscovite-tourmaline. La tourmaline est en aiguilles fines centimétriques et souvent très orientées.

En aval, l'ensemble des pics des Bhagirathi offre un très bel exemple de pincement entre deux lames de granite. Ce pincement s'effectue entre le pic I et les pics II et III de ce massif (Fig.14). Entre les deux lames, un réseau de filons de granite est visible. A partir du pic I

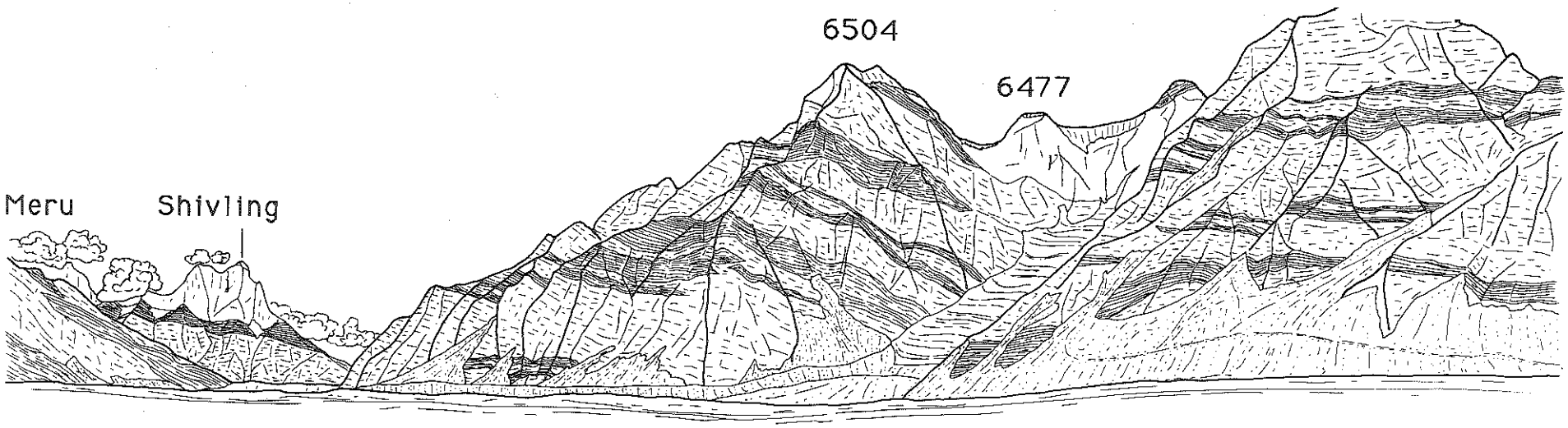


Fig. 11: Panorama réalisé au milieu du glacier du Gangotri (alt. 5000 m.). En rive droite on observe la partie sommitale de la DDT avec ses gneiss et intercalations schisteuses. Au fond on appercoit l'ensemble du Shivling-Meru. A partir du 6504 le granite à tourmaline (γ) est en contact direct avec la dalle. Par contre, sous le Shivling, cet interlit schisteux est plus épais.

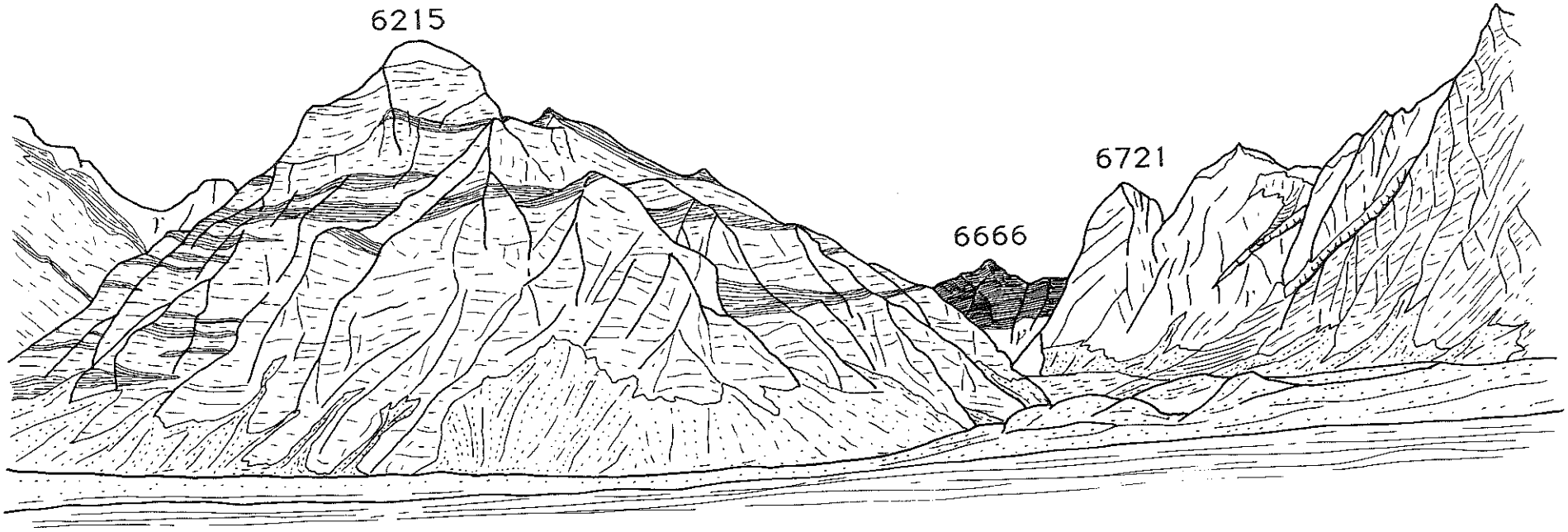


Fig. 12: Panorama réalisé à l'entrée du glacier du Swachand. Dans la partie médianne de celui-ci on note la lame de granite qui présente ici une épaisseur importante (> 2500 m). Dans le fond du glacier les schistes noirs sus-jacents au granite (γ) sont visibles. Tout l'avant plan est constitué par les gneiss sommitaux de la DDT, avec de très nombreuses intercalations de schistes rouilles. On remarquera le faible pendage des unités en présence.

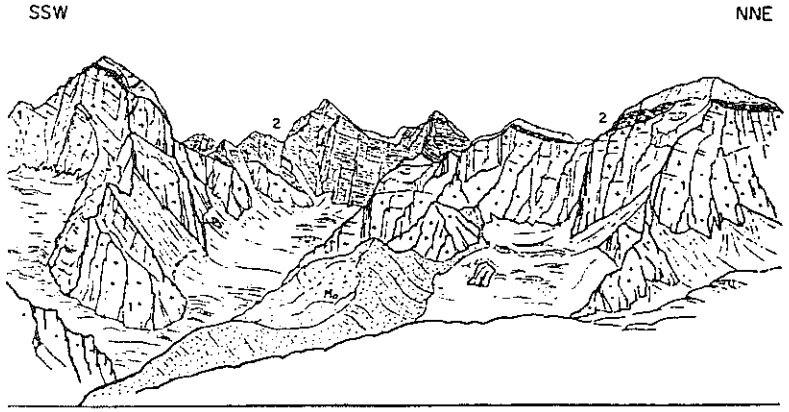
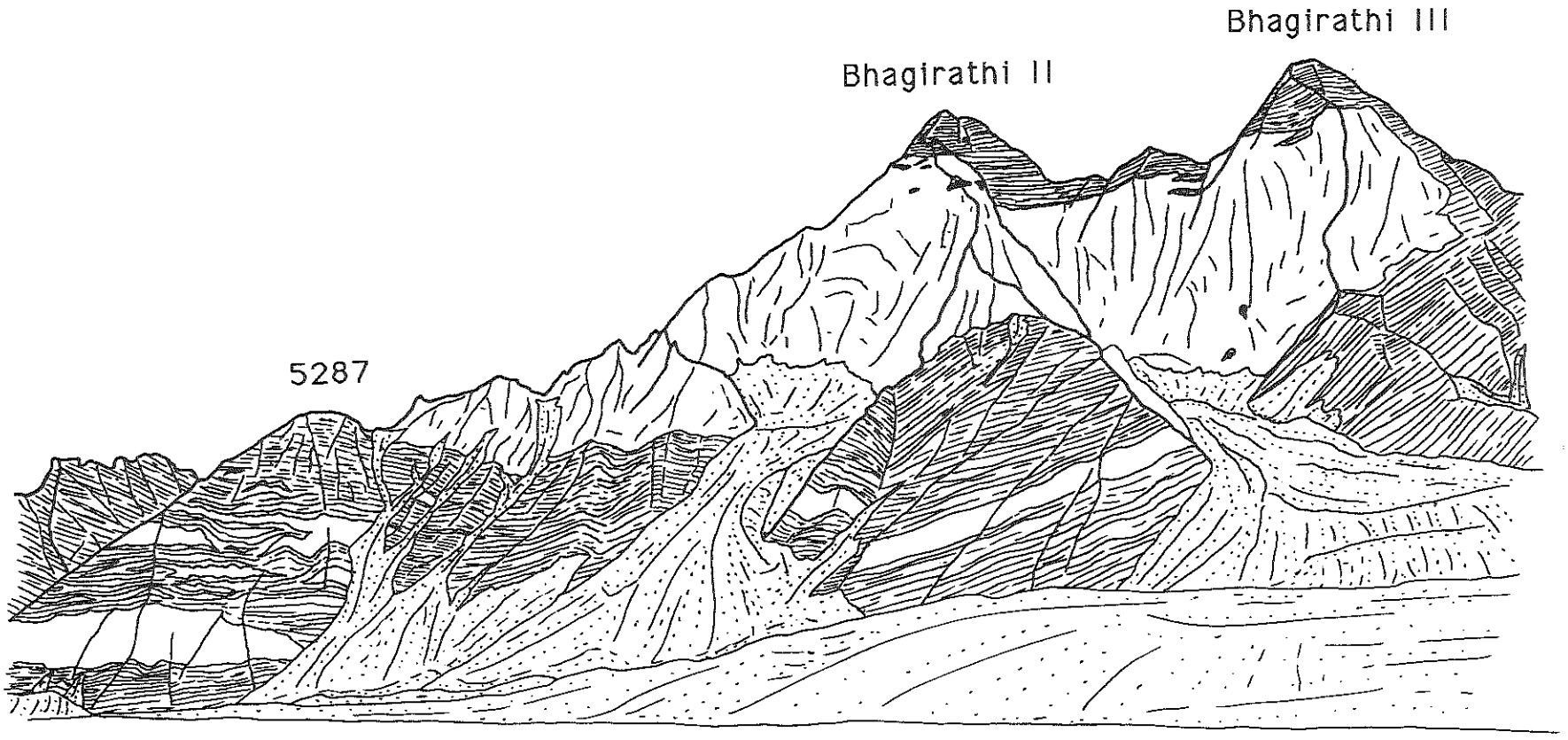
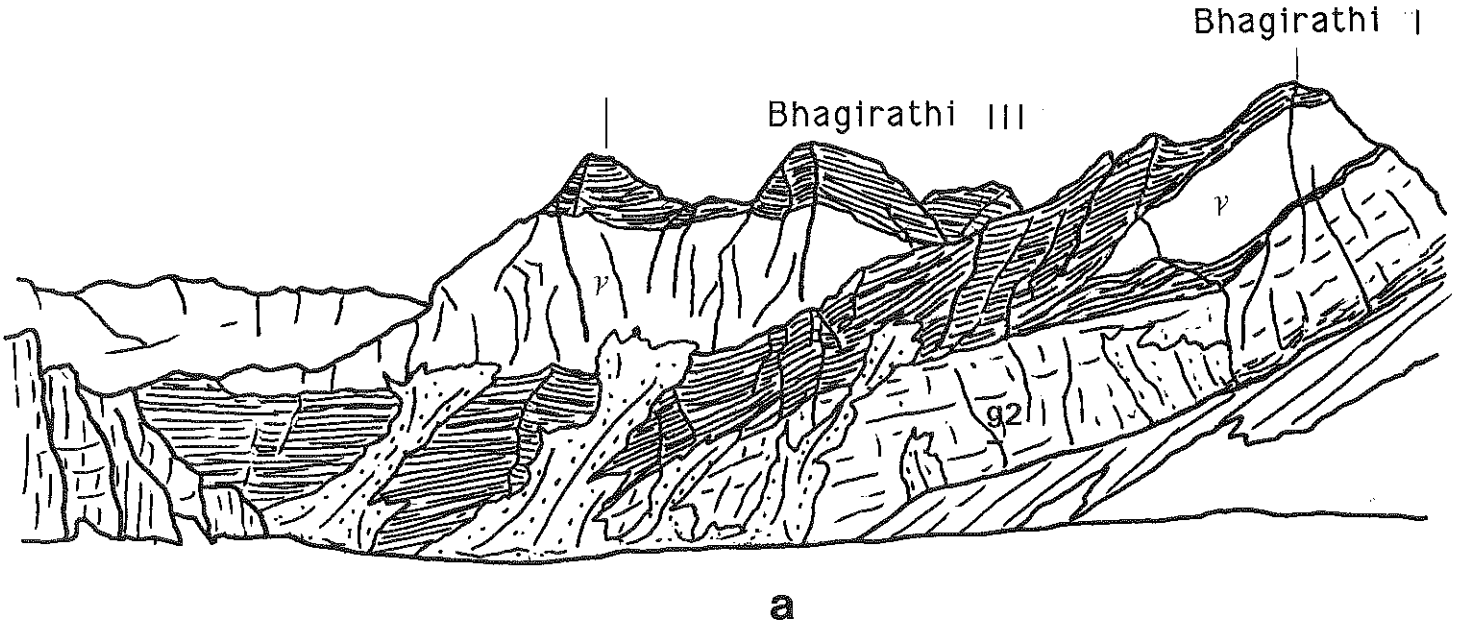


Fig. 13: Panorama du fond du glacier du Bhagirathi Kharak (ou Bhagat Kharak) d'après Heim et Gansser (1939). Comparer avec la figure 12.



b



a

Fig. 14: a. Panorama réalisé à partir du fond du glacier du Kirti, vers 5000 m. On y apercoit clairement la zone de pincement du granite (γ) entre les Bhagirathi II-III et le Bhagirathi I. On remarquera de plus la très nette discordance angulaire entre le plancher du granite et la structure générale de la DDT. De celle-ci on apercoit la barre de gneiss sommitale (g2).

b. Panorama des pics des Bhagirathi II et III effectué en RG du glacier du Gangotri, vers 4600. On y distingue très nettement la zone de pincement en amont du B III, l'allure très plate du contact basal ainsi que les filons sous jacents à la masse principale de granite, qui ont tous une allure lenticulaire.

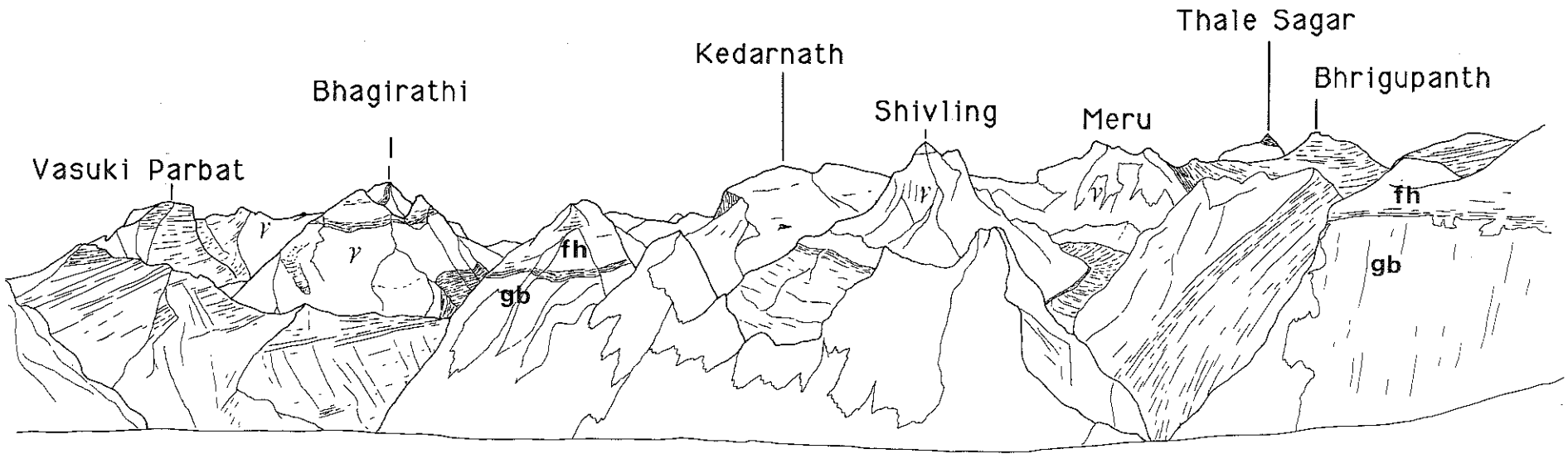


Fig. 15: Panorama de l'ensemble du secteur du glacier du Gangotri réalisé à partir du fond du glacier du Thelu (5750 m.). L'arête au premier plan est constituée par le granite de Bhaïrongathi (**gb**) chapauté par les métasédiments de la fomation de Harsil (**fh**). On apercoit très nettement le contact presque vertical entre granite à tourmaline (γ) et métasédiments, entre le Vasuki Parbat et le Bhagirathi I. La forme lenticulaire du granite de l'ensemble du Shivling-Meru apparait nettement. Les contacts de base du granite sous le Shivling et sous les Bhagirathi sont également visibles. Au fond se dessine le pic du Thaley Sagar, en leucogranite couronné de schistes.

l'ensemble schisteux intercalé entre la dalle et le granite s'épaissit brutalement passant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres à l'aplomb du pic II. Dans cet ensemble et légèrement en aval par rapport au corps principal de granite se trouvent des filons de granite, lenticulaires, intercalés dans la foliation et dont l'épaisseur peut dépasser la centaine de mètres (Fig.14).

Ces filons sont souvent à grain fin à patine grise et présentent une structure assez orientée. Leur particularité est d'être riches en biotite, celle-ci soulignant un litage assez fin. De même, la tourmaline marque parfois un litage, notamment aux abords des contacts. Ceux-ci sont toujours très tranchés. Les enclaves de schistes encaissants sont localement abondantes.

Pour toucher le corps principal du granite il faut remonter le Chaturangi Bamak en rive gauche. Le long de cette rive on peut suivre la retombée du contact sommital. Ce contact part du Bhagirathi II et plonge sous la moraine. Des "plaques" de schistes visibles par endroits sur les grandes dalles de granite le signale d'une façon très précise. Le grand vallon N-S entre le Vasuki Parbat et le groupe des Bhagirathi montre la retombée du contact sommital du Bhagirathi I, qui passe ici sous le Vasuki Parbat en position presque verticale (Fig.15).

Les affleurements situés en rive gauche de ce vallon montrent un granite à patine grise-bleutée, équant, à grain mm, ponctué de petits carrés blancs (0,5 cm) de plagioclases et de très petites de pointes tourmaline. Le granite est affecté d'un débit en grandes dalles, peu pénétratif (de l'ordre du mètre) mais de direction remarquablement constante, parallèle au contact. L'encaissant schisteux immédiatement sus-jacent présente des filons d'aplite à tourmaline montrant des lits à grenats millimétriques. Ces filons, à patine très claire, ont une épaisseur de l'ordre du mètre.

Les deux grands vallons orientés NNW-SSE montant vers le Bhagirathi II permettent de pénétrer le coeur du granite.

L'ensemble des affleurements visité dans ces deux vallons nous a montré un granite remarquablement homogène et frais. De grain moyen (2-3 mm), c'est un granite à tourmaline-muscovite typique. La tourmaline, souvent légèrement tronçonnée, détermine avec la muscovite une fluidalité planaire qui n'est pas toujours évidente à discerner. Les rubannements à tourmaline sont rares, voire inexistants. Des "enclaves" surmicacées (10-40 cm), d'orientation aléatoire, sont localement visibles. Dans les faciès les plus grossiers, le béryl est présent dans la masse du granite sous la forme de cristaux centimétriques automorphes et de couleur vert pâle. Ces mêmes faciès peuvent montrer des relations complexes avec des faciès à grain plus fin. Ce genre de relation reste cependant très rare de même que les filons à quartz-feldspath-muscovite qui recoupent le granite.

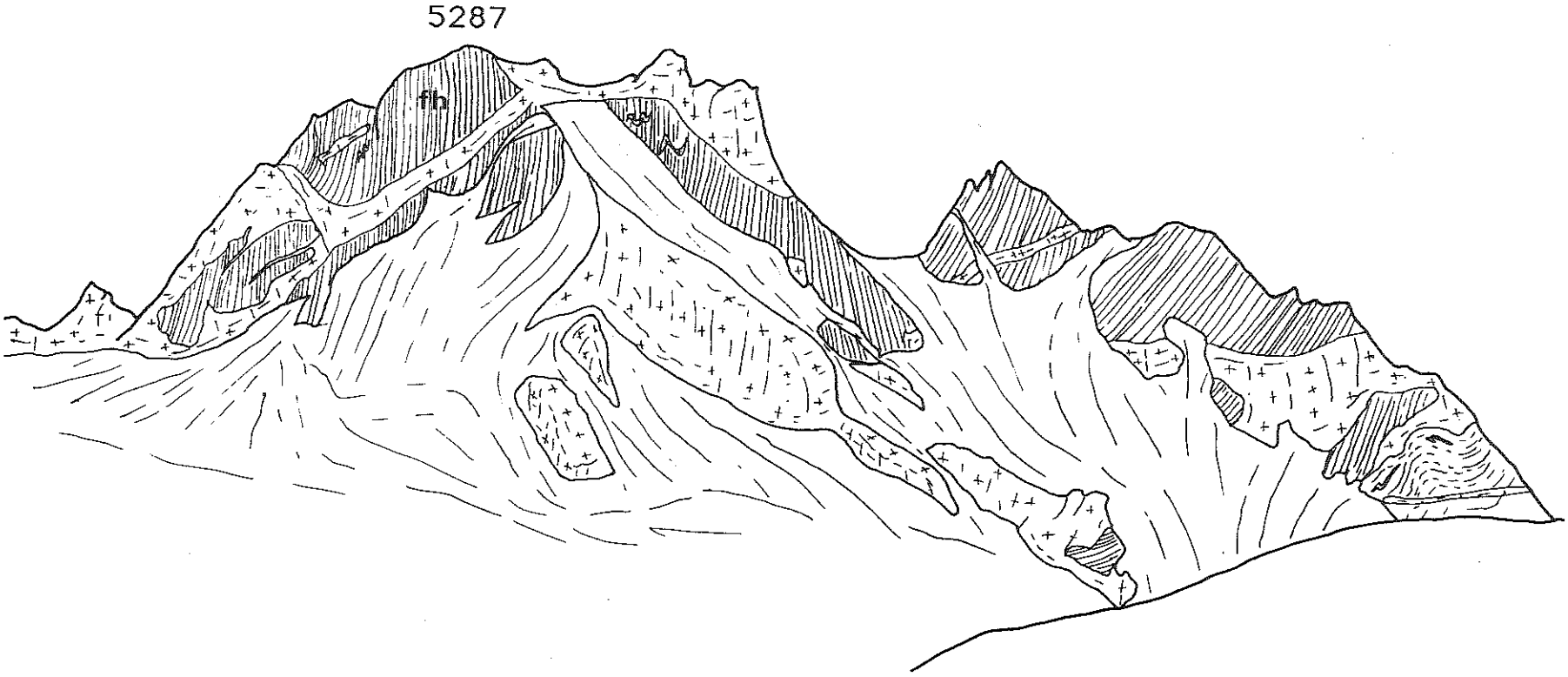


Fig. 16 Panorama du contact entre le leucogranite (γ) et la Fm. de Harsil (**fh**), visible sur l'arête nord entre le Bhagirathi II et le 5287, en rive gauche des deux vallons au NNW du Bhagirathi II. On voit ici ressurgir le contact basal visible sur la face W des pics des Bhagirathi II et III (Fig 14). En allant vers le nord ce contact s'incurve progressivement pour devenir latéral et enfin sommital. On notera les relations du type à l'emporte pièce, la foliation des schistes encaissants étant içi très nettement recoupée par le leucogranite.

Pour terminer, notons que, en rive gauche de ces deux petits vallons, on voit ressurgir le contact basal de cette lame, visible sur la face Ouest des Bhagirathi II et III. Ce contact prend en écharpe la crête qui relie le 5287 au Bhagirathi II (Fig.16). Ainsi cette lame de granite possède une géométrie tridimensionelle parfaitement établie. Cependant, il faut noter que, en amont du glacier du Chaturangi, nous avons apperçu des masses de granite assez épaisses, intrusives sous le Chandra Parbat et le Mana Parbat. Nous ne les avons pas atteintes mais, au vu de ce que Heim et Gansser (1939) décrivent dans la vallée de l'Arwa, vallée qui descend du Mana Parbat vers l'Est (Fig.3), ces intrusions doivent correspondrent à d'autres leucogranites à tourmaline.

b) les glaciers du Meru et du Kirti.

C'est en remontant le glacier du Raktvarn que l'on apprécie le mieux la géométrie de cet ensemble (Fig.17). Le plancher du granite, plongeant de 20-30° au Nord est marqué par les structures sédimentaires plus litées de l'encaissant sous-jacent au granite. Les pics du Shivling et des Meru sont constitués par du granite. D'après Gansser (1964) le Shivling serait chapeauté par des schistes. Si ce chapeau existe, son contact basal doit être relativement penté au Nord dans la mesure où, sur la face Sud de ce massif, visible du Kedarnath, aucun témoin de ces schistes n'apparaît.

Le contact sommital "démarre" au Nord des pics du Meru (Fig.17) et descend progressivement vers le Nord pour disparaître, vers la cote 4800, sous les métasédiments en rive gauche du glacier. Si l'on prolonge ce contact vers le Nord-Est en lui conservant le même pendage, il recoupe nécessairement le contact basal, cette jonction se situant approximativement sous la moraine frontale du glacier du Meru (Fig.17). La géométrie de cet ensemble est donc très clairement celle d'une lentille pincée au NNE et plus renflée au Sud. Seuls la base et le sommet de ce granite ont été étudiés.

Les affleurements atteints à la base montrent un granite à grain fin, de patine grise foncée, à biotite-muscovite-tourmaline. La biotite, abondante, et la tourmaline déterminent un plan de fluidalité assez net. Ces faciès rappellent les filons sous-jacents aux pics des Bhagirathi. L'ensemble des affleurements est affecté par un diaclasage assez important qui est à l'origine des principales aiguilles de l'arête Nord du Shivling (arête dite des Japonais).

L'affleurement atteint au sommet montre un contact très net, qui se fait par l'intermédiaire d'une mince zone pegmatitique à muscovite-tourmaline (10-50 cm). Sous cette zone le granite à tourmaline-muscovite-biotite est rubanné (T). Il est plus leucocrate que les faciès de base. Au dessus du contact principal s'injectent des filons de leucogranite d'épaisseur variable, généralement sécants sur la foliation.

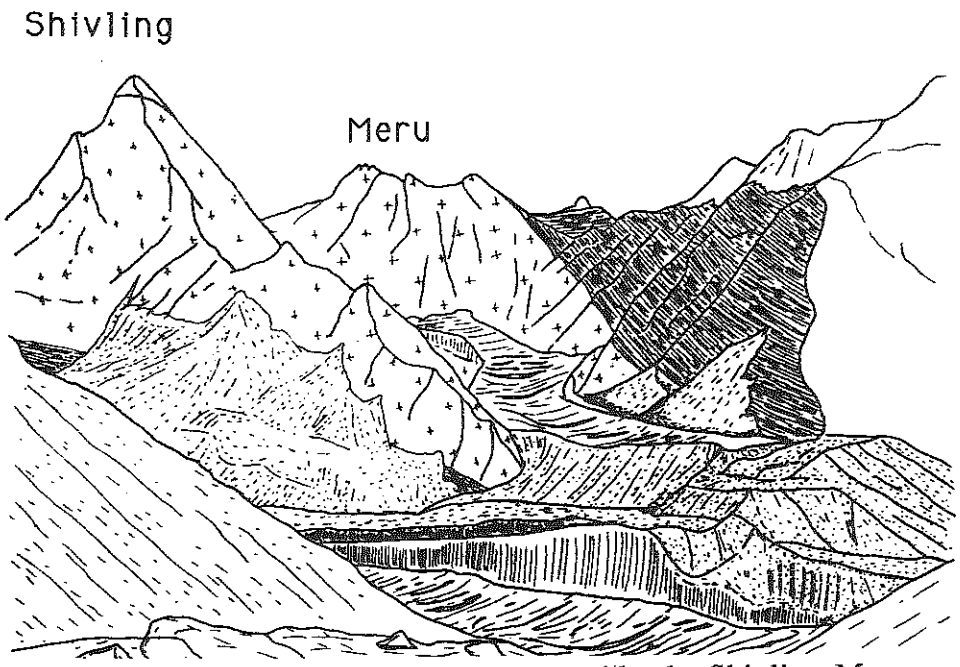


Fig. 17: Panorama montrant l'ensemble du Shivling-Meru, réalisé à partir du glacier du Raktvarn (4500). On apercoit parfaitement la forme en lentille pincée au nord et renflée au sud. Les deux contacts (sommital et latéral) se rejoignent approximativement sous la morraine frontale du glacier du Meru.

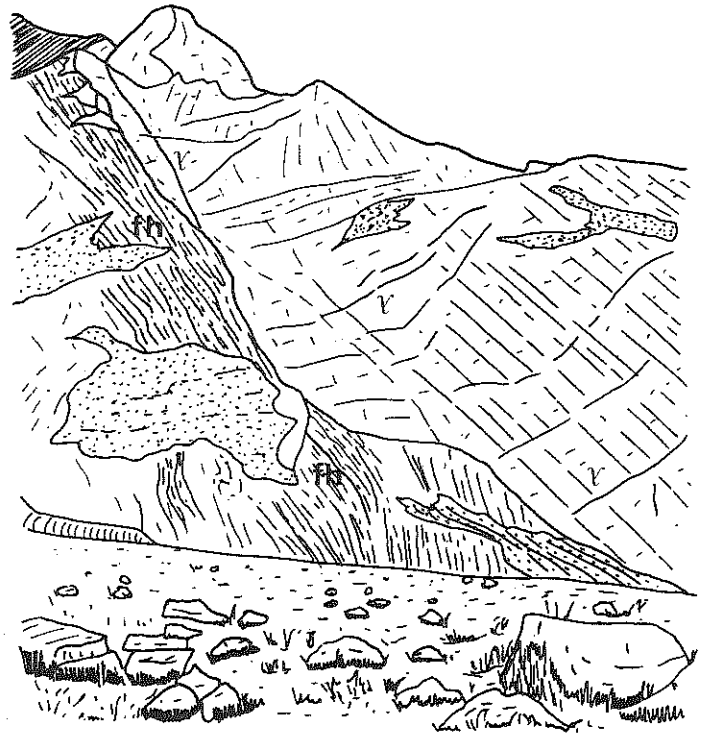


Fig. 18: Contact leucogranite -Fm. de Harsil visible en RD de la Bhagirathi, légèrement en aval de Gaumuck, lorsque l'on descend du glacier du Meru pour aller vers le glacier du Bhrigupanth. Le contact est ici vertical ou très fortement penté au nord. On notera l'intense débit qui affecte le granite (γ) qui correspond probablement à des diaclases de refroidissement. Ce débit, assez frustre à l'affleurement (espacement de 1 m en moyenne), épouse parfaitement la forme du contact qui dessine une immense antiforme déversée au sud. La structure de l'encaissant (**fh**) est simplifiée. En réalité, les plis post-métamorphiques sont plus fréquents que ceux figurés, notamment quand on s'éloigne du granite.

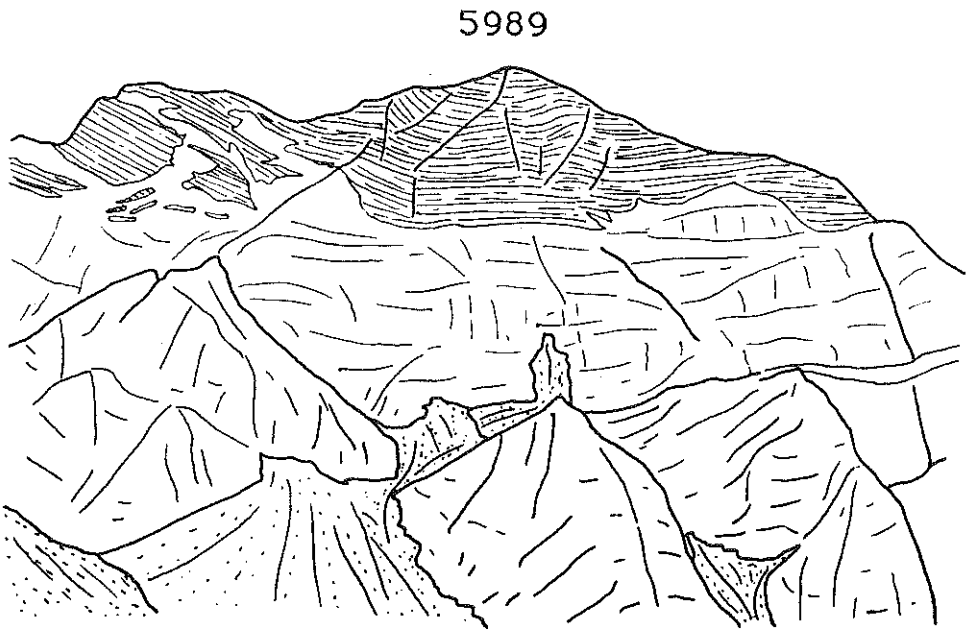


Fig. 19: Contact leucogranite-Fm. de Harsil passant sous le pic coté 5989, en RD du glacier du Bhrigupanth. On apercoit ici parfaitement le plateau qui fait suite à l'antiforme décrite dans les fig 18 et 21.

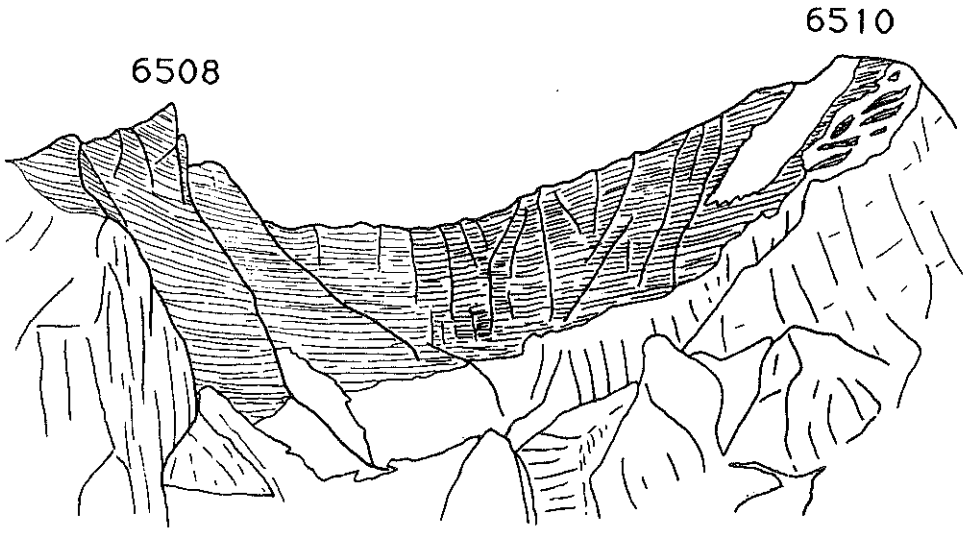


Fig. 20 : Contact leucogranite-Fm. de Harsil en RG du glacier du Bhrigupanth, entre le 6510 et le 6568. Le contact présente ici une assez large ondulation.

La remontée du glacier du Kirti permet d'apprécier les relations de cet ensemble avec le granite affleurant dans la vallée du Kedar gad. En effet dans le fond de ce glacier et plus particulièrement, le fond de son appendice orienté NW-SE le corps granitique principal accuse un pincement à la faveur duquel la base et le sommet du granite se rapprochent pour ne laisser qu'un bras granitique épais tout au plus de 100 mètres. De part et d'autre de ce pincement la lame présente une épaisseur normale (2000 m). Un fait remarquable dans ce dispositif est que la structure interne (en fait il s'agit ici des diaclases de refroidissement observables à la jumelle) du granite épouse parfaitement la forme de la constriction (Fig 19).

c) le glacier du Bhrigupanth.

Après avoir franchi le contact en rive gauche du glacier du Meru (Fig.17), on longe pendant 5 km des falaises de métasédiments très semblables à ceux qui constituent les falaises du Vasuki Parbat ou qui surmontent les Bhagirathi II et III. Puis, après un contact très redressé, on retrouve le leucogranite. Ce contact, vertical ou à pendage Nord à la base, s'incurve vers le haut en prenant un pendage Sud pour devenir horizontal à l'aplomb du pic coté 5989 (Fig.18 et 19). Le granite offre ici encore un débit fruste (diaclases) très régulier parallèle au contact. Près du contact, la foliation de l'encaissant dessine la même forme (cf. également la vue d'ensemble de la Fig.21)

Les falaises encadrant la partie inférieure du glacier sont constituées de leucogranite recouvert de métasédiments. En rive droite on retrouve le contact qui passe en dessous du 5989 (Fig.19). La même géométrie peut être dessinée avec cependant un pendage général Sud moins vigoureux. En rive gauche, ces métasédiments sus-jacents au granite, émergent sous le 6038, en conservant une allure générale horizontale malgré quelques ondulations (Fig.20). Un panorama réalisé à partir du Thelu Bamak synthétise l'ensemble de ces données (Fig.21).

Le granite présente ici une diversité de faciès. On a ainsi un faciès très leucocrate, à tourmaline abondante, de patine rouille claire, dans lequel la biotite est inexistante et la muscovite rare (macroscopiquement). La tourmaline est toujours en baguettes très striées et à coeur de quartz. Ce faciès est localisé tout le long de la rive gauche de la Bhagirathi en aval du contact et dans la partie medio-distale du glacier du Bhrigupanth. En rive gauche de celui-ci abondent des éboulis de granites riches en grenat. Ces blocs ont la particularité d'avoir une foliation plus nette, soulignée par la muscovite et, plus rarement, par la biotite. Les trainées de grenat peuvent être sécantes sur cette foliation. Des blocs de granite à béryl massif sont fréquents.

Le fond du premier étage de ce glacier présente un faciès à grain plus fin, de patine grise, moins leucocrate et plus riche en phyllosilicates. La biotite notamment peut être abondante, soit en inclusions dans la muscovite, soit de façon interstitielle. Ici, la tourmaline,

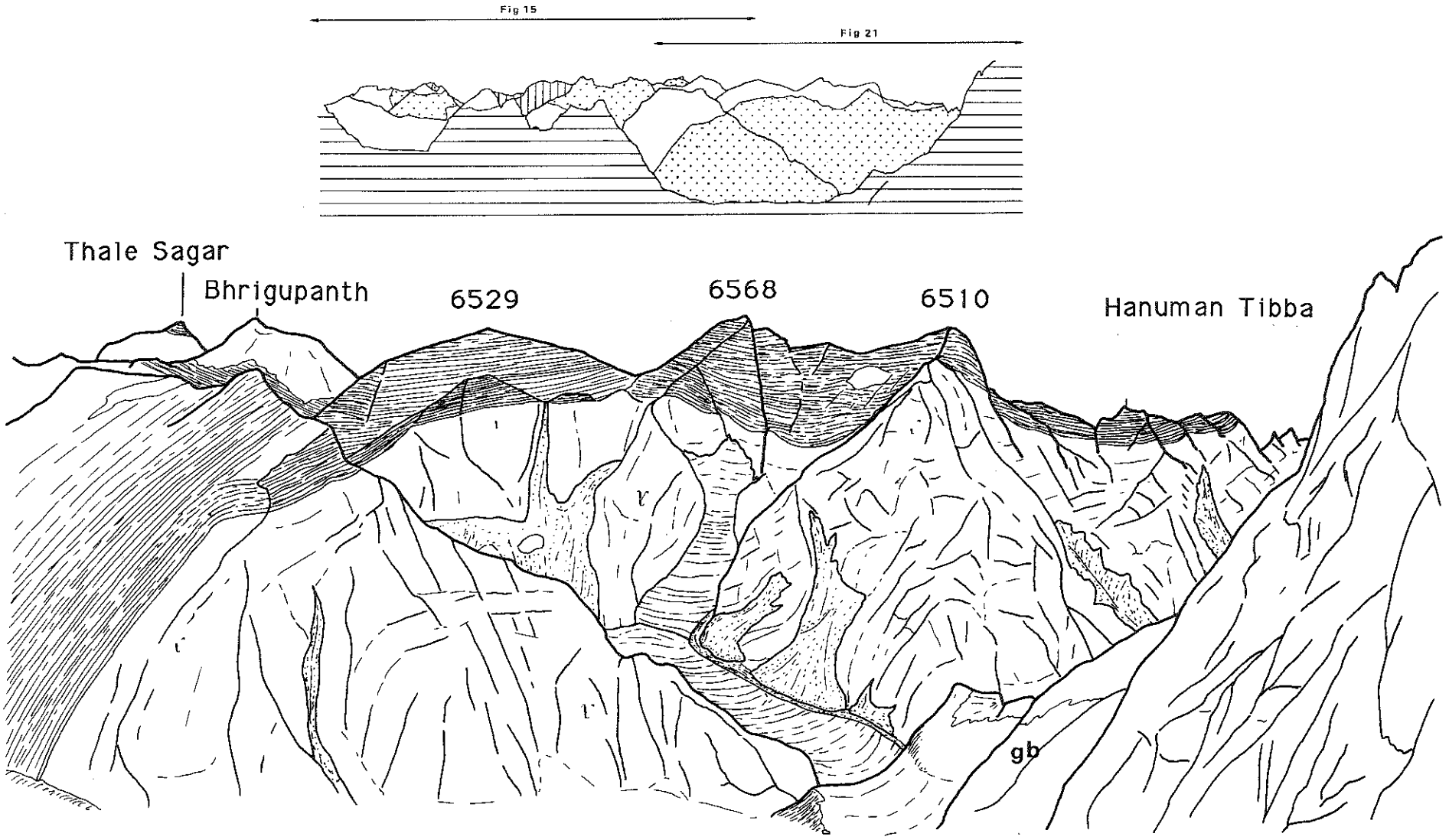


Fig. 21: Panorama réalisé à partir du sommet du Thelu Bamak (petit col en rive droite à 5700 m.). On y voit le glacier du Bhrigupanth et la géométrie générale du contact sommital du leucogranite (γ) qui dessine une grande structure antiforme. L'arête à l'avant plan est constituée par le granite de Bhaïrongathi (gb). On comparera avec les coupes présentées en Fig. 33a.

beaucoup moins abondante, plus courte et trappue, parfois sans forme cristalline propre, semble localement sécante sur la fluidalité. Celle-ci est déterminée par l'agencement de la muscovite, de la biotite et du quartz. Ce faciès en position plus centrale, semble être chapeauté par des faciès plus leucocrates. En effet, 500 m au dessus de ce niveau affleure un faciès dans lequel la tourmaline détermine les orientations magmatiques en l'absence de biotite. Les blocs à béryl sont présents. Enfin on notera la présence de certains blocs pegmatitiques présentant des altérations de couleur verdâtre (Cu ?).

Pour terminer il faut signaler que, le fond du glacier n'ayant put être atteint, la cartographie du contact granite-métasédiments s'est faite à partir d'un piton qui permettait de dominer la vallée. Si le contact en rive droite se voit relativement bien (contact correspondant au contact sommital vu dans le glacier du Meru), le contact en rive gauche est moins aisé à cartographier en raison de l'obstruction due au pic 6044.

d) la vallée du Kedar gad.

Cette vallée débouche directement sur le village de Gangotri. Après avoir dépassé la lentille du granite de Gangotri et le granite de Bhaïrongathi, le chemin parcours la rive gauche de cette vallée le long de laquelle n'affleurent que des formations sédimentaires, exception faite de quelques filons de granite localisés dans le haut des falaises. En effet, les affleurements de leucogranites se situent exlusivement en rive droite de cette vallée. Celle-ci offre sans conteste la vue la plus spectaculaire et explicite du mode de gisement particulier de ces granites. C'est en remontant l'arête NE du Jogin II que l'on peut apprécier dans son intégralité le dispositif actuel.(Fig.22). On a ainsi deux lentilles séparées par une zone de pincement E-W dans laquelle le granite n'est plus présent qu'à l'état de filons boudinés d'épaisseur métrique.

Les affleurements situés à la base du granite montrent toujours un granite très orienté à grain fin. Si les faciès riches en biotite, type base du Shivling, sont présents, ceux à tourmaline dominante existent aussi. Des rubannements à tourmaline, d'épaisseur décimétrique et subhorizontaux coexistent avec les faciès à biotite. Outre ces rubannements, il faut noter l'existence de zones riches en tourmalines à aspect de convolutes d'un diamètre de 30-40 centimètres (Fig.23). Dans le haut du glacier, vers 5000 m en rive droite, les blocs de granite sont fréquemment à tourmaline-grenat, ce dernier pouvant dépasser le centimètre. La zone d'affleurement correspondante n'a pas été atteinte.

Les filons de granites dans l'encaissant, en rive gauche de la vallée (arête Est du Jogin), situés structuralement au dessus de la masse principale du granite, sont des filons de granite aplitique à tourmaline-muscovite-grenat, très rubannés voire lités (litage centimétrique à décimétrique), à patine jaune-rouille claire et à cassure très blanche; ces filons, dont l'épaisseur

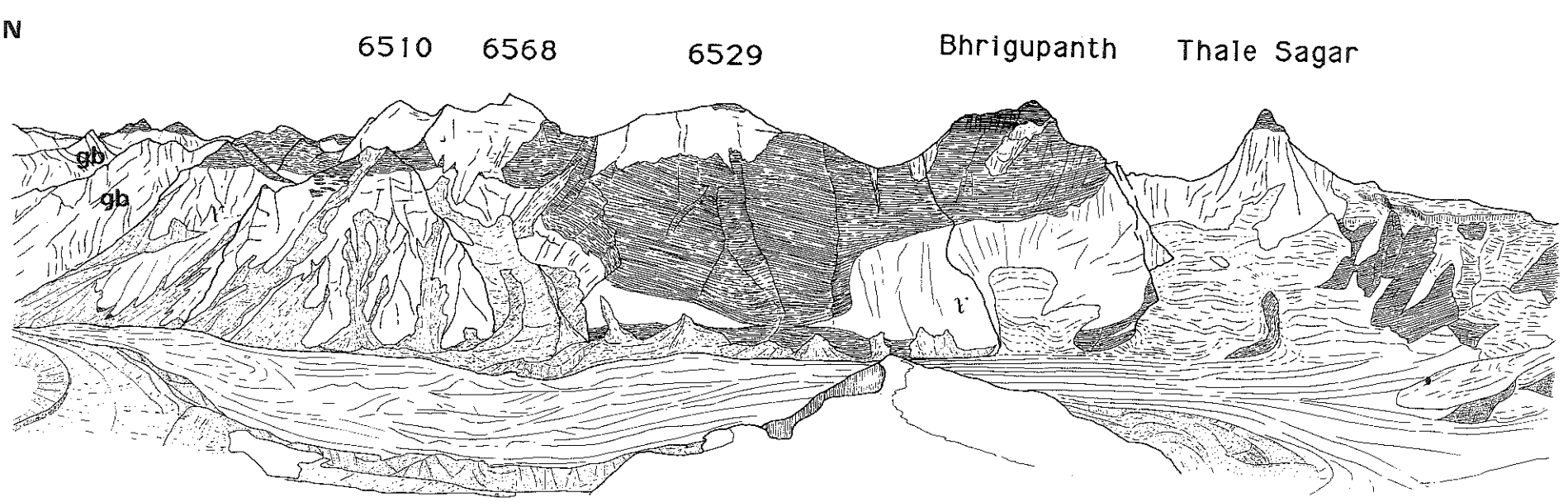


Fig. 22: Panorama général des deux lentilles de granites (γ) visibles en rive droite de la vallée du Kedar gad (réalisé de l'arête E du Jogin II à l'altitude 6100 m.). Remarquer le biseautage des strates sur la face interne de la lentille sud, et le contact basal plat général. On notera de même l'allure très tranchée des contacts situés dans la zone de pincement qui contrastent avec les contacts riches en enclaves (gauche du panorama). La zone au nord du 6510 riche en enclaves est celle représentée dans la figure 25b.

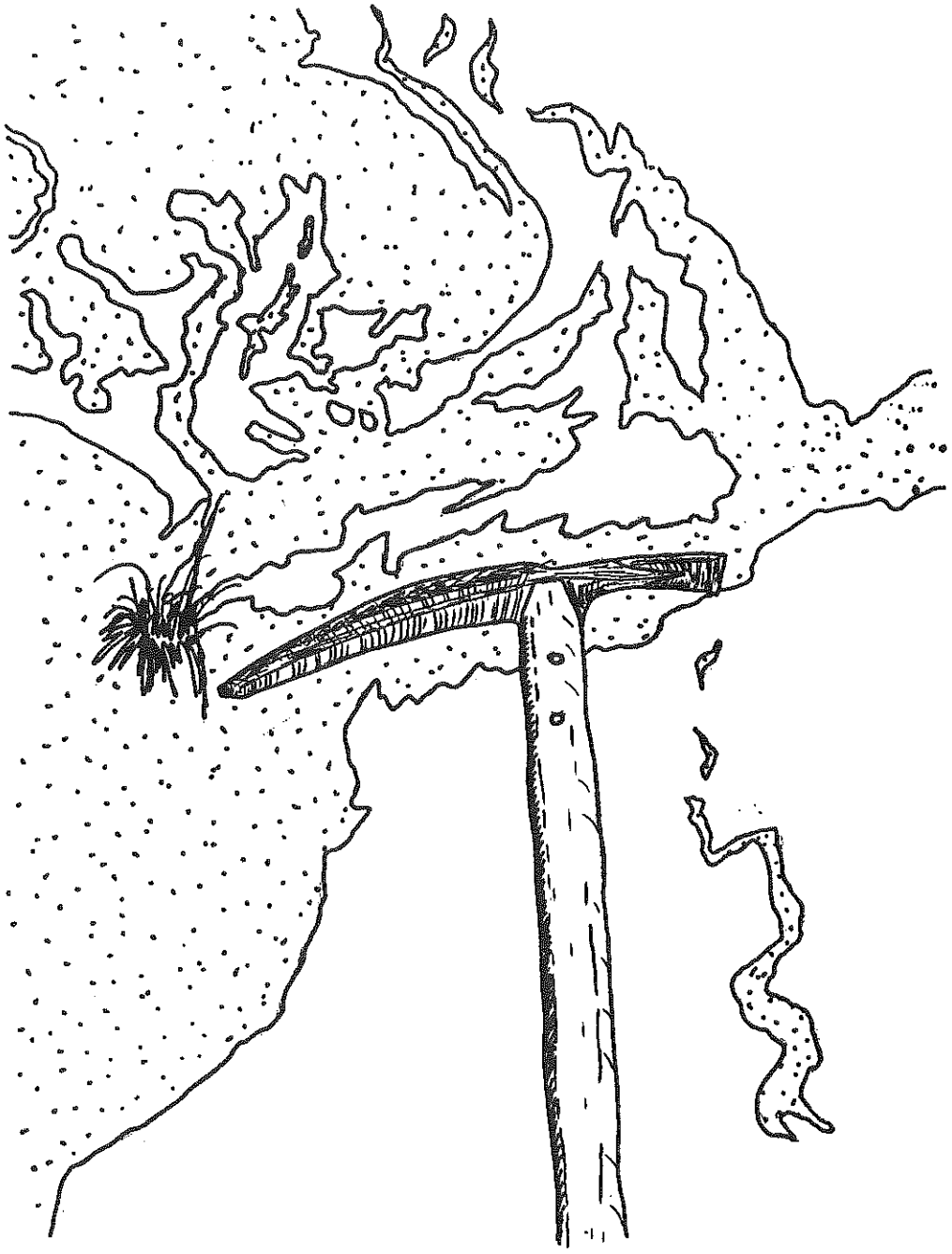


Fig. 23: Convolute à tourmaline (en pointillé) à la base de la lentille du Kedar gad (RD à 4500 m., extrême gauche du panorama de la Fig. 22). L'ensemble donne l'impression d'avoir été enroulé sur lui même. Ses relations avec le litage magmatique n'ont put être déterminées clairement, mais il semble que ces deux phénomènes soient contemporains.

peut atteindre 50 m, sont interstratifiés et ont toujours une géométrie lenticulaire (leur longueur n'excède pas 500 m).

e) le secteur de Gangotri.

La géométrie spatiale de cette lentille, nette sur la carte, l'est beaucoup moins sur le terrain. En effet la distinction entre le granite de Bhaïrongathi encaissant et le leucogranite, n'est possible qu'à l'échelle de l'affleurement. Les limites adoptées pour la carte sont pour la plupart des limites extrapolées entre deux points où le contact a été vu. La combinaison de ces données avec l'étude des blocs provenant des falaises adjacentes permet de définir une géométrie en deux lentilles séparées par un "pont" de granite de Bhaïrongathi situé en amont de Gangotri (Fig.2).

Du fait de son accessibilité (le bus s'arrête sur le granite, cas unique en Himalaya) c'est le "massif" le plus échantillonné dans ce travail. Contrairement aux autres massifs, les faciès sommitaux constituent ici l'essentiel des affleurements. La lentille située en aval du village, plus épaisse, permet des observations du coeur du massif.

La rive droite de la Bhagirathi expose les contacts latéraux de chaque lentille. Le seul contact sommital atteint en cette rive (Km 2,3 après Gangotri) a une direction parallèle à la vallée et un léger pendage Nord. Sur la rive gauche, les vallées de la Rudugaira gad et du Kedar gad montrent toutes deux des contacts parallèles à la vallée mais à pendage Sud.

Sur le plan pétrographique il est possible de subdiviser les différents faciès rencontrés en deux grands groupes: un groupe à position périphérique et un groupe à position centrale.

Le premier est constitué d'un granite à grain grossier (5 mm) à muscovite-tourmaline typique. La tourmaline, peu abondante, est sous la forme de baguettes noires, épaisses et striées, à coeur de quartz. Son orientation est souvent quelconque. La muscovite, bien visible (5 mm) à tendance automorphe, marque une fluidalité avec une tendance à la dispositon en axe de zone. Il est fréquent qu'elle contienne de petites biotites millimétriques réparties de façon aléatoire. Celles-ci peuvent être aussi isolées dans la masse du granite, mais toujours de petite taille. Ce faciès constitue l'essentiel des affleurements de la lentille située en amont de Gangotri et des affleurements situés en périphérie de la lentille aval. Cependant, pour celle-ci, le granite du contact sommital visible dans la vallée du Rudugaira gad, à 3500 m, montre un aspect différent. Il est à grain fin, contient du grenat et c'est la tourmaline, en baguettes minces abondantes, qui détermine la fluidalité.

A ce premier faciès s'oppose très nettement un groupe à position plus centrale dans le granite et visible uniquement dans la lentille aval. Sur la route, ce faciès affleure 2 Km à l'ouest de Gangotri. Il est constitué d'un granite très leucocrate, à tourmaline-muscovite, de grain moyen et présente souvent un aspect sacharroïde typique. La tourmaline, plus abondante et

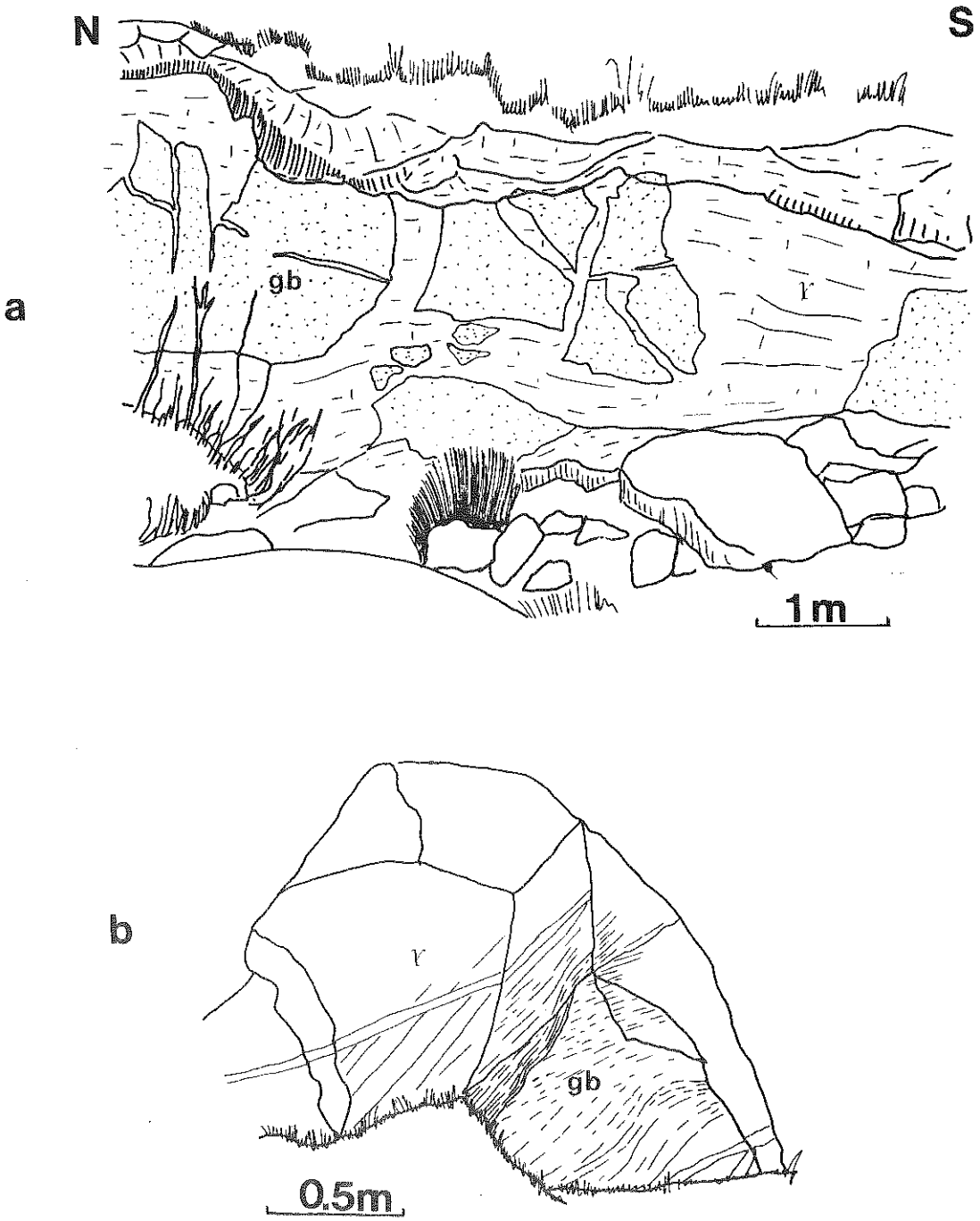


Fig. 24: Contacts granite de Bhaïrongathi-leucogranite à tourmaline.

a) Rive droite du Rudugaira gad à 3500. On voit très nettement les enclaves du granite de Bhaïrongathi (**gb**) aux contours très anguleux. On notera l'aspect de certains groupes d'enclaves qui peuvent être recollées par simple soustraction du leucogranite (γ) (l'échantillon GB170 provient de cette zone).

b) En rive gauche de la Bhagirathi, 500 m en amont du village de Gangotri. On remarquera la fluidalité-foliation du leucogranite (γ) qui moule le contact. Par contre celle du granite de Bhaïrongathi (**gb**) est complètement sécante sur ce dernier. Elle présente par endroit des ondulations plus ou moins larges. Des filons d'aplites traversent les deux granites (l'échantillon GB146 a été pris sur cet affleurement à 30 cm du contact).

automorphe que dans le faciès précédent, marque une fluidalité linéaire parfois très nette mais non systématique. La remontée du Pakori gad, torrent situé en rive droite 2 Km en aval de Gangotri, montre sur les 300 premiers mètres, le même granite. Dans les éboulis, par contre, outre les blocs de granite de Bhaïrongathi, sont présents des blocs appartenant au premier groupe, à grosse muscovite. La zone de passage entre ces deux groupes n'a pas été vue.

Les grands polis glaciaires situés en rive gauche de la Bhagirathi, entre le débouché du Kedar gad et celui du Rudugaira gad, sont constitués par ce même faciès leucocrate. La tourmaline défini cependant une répartition très hétérogène. Il existe ainsi des poches de 4 à 5 m de diamètre de granite à tourmaline au sein de granite à muscovite hololeucocrate. La limite, relativement nette, est marquée par une zone enrichie en tourmaline, parallèle à la fluidalité ici subhorizontale. Les coupes transverses présentent de petites structures d'alternance entre ces deux faciès. Il faut noter que, en dehors de cette différence due à la tourmaline, ces granites sont identiques. On remarque aussi la présence de schlierens pluri-décimétriques d'aspect effiloché, à tourmaline et muscovite mordorée, dont les orientations sont parfois sécantes sur les orientations magmatiques.

Enfin, en amont de Gangotri au Km 3,2, un affleurement montre clairement deux venues de leucogranites. La venue précoce a une fluidalité N-S subverticale marquée par la biotite. La venue tardive a une fluidalité E-W marquée par la tourmaline. L'allure du contact entre ces deux venues semble indiquer qu'il n'y avait pas de grandes différences rhéologiques entre ces deux venues au moment de leur mise en place.

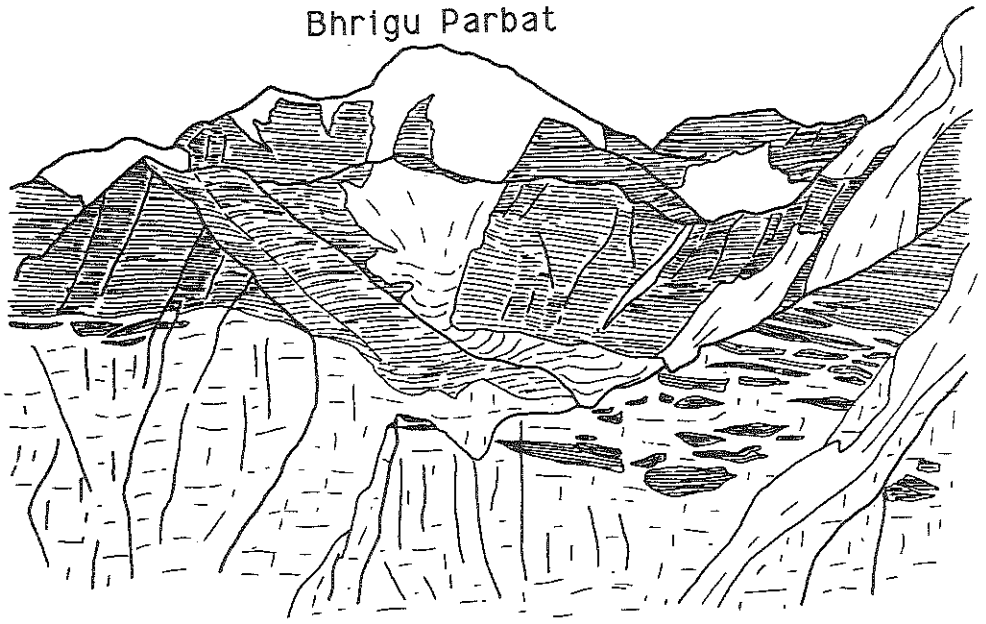
En définitive, par rapport aux autres massifs décrits auparavant, cette lentille de granite autorise, d'une part, une approche pétrographique plus fine et, d'autre part, une étude des faciès sommitaux difficilement abordables ailleurs. On retiendra également que les différents faciès identifiés semblent s'organiser de façon concentrique.

f) les relations du leucogranite avec son encaissant.

f.1) les relations leucogranite-granite de Bhaïrongathi.

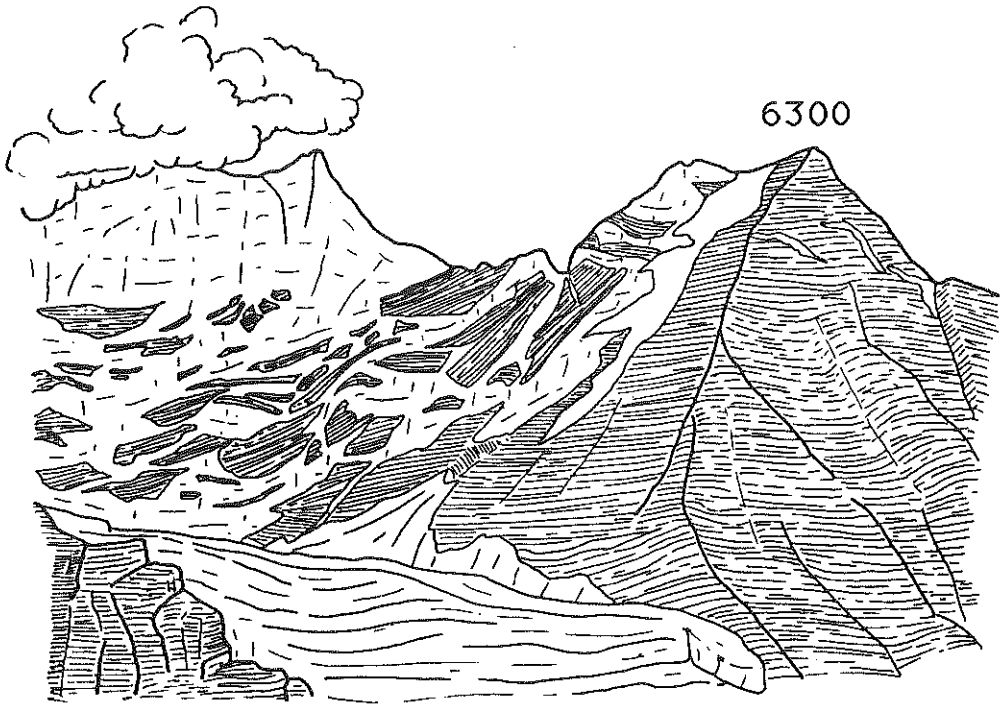
Rappelons que ces relations ont toujours été vues à l'échelle de l'affleurement, jamais à l'échelle du paysage. Tous les contacts observés montrent un caractère intrusif évident du leucogranite dans le granite de Bhaïrongathi (Fig.24). Ce dernier est englobé par le leucogranite sous forme d'enclaves aux contours très nets et anguleux, témoignant d'une différence de compétence importante entre les deux granites. Les enclaves de petite taille (inférieures. à 20 cm) ont des limites un peu plus floues et un contour arrondi (début d'assimilation ?). Le contact situé au Km 241,6 (6 Km en aval de Gangotri) montre clairement que les foliation-fluidalités

a



b

c



d

Fig. 25: Les différents types de contacts entre le granite à tourmaline et la Fm. de Harsil observés dans le secteur étudié.

a) détail du contact du 5989 en RD du glacier du Bhrigupanth. Les lambeaux de schistes ont un allongement parallèle au contact général. Leur séparation se fait ici de façon plus ou moins parallèle à la schistosité.

b) vue du Bhrigu Parbat à partir du Jogin II (alt. 6100 m.). De même que précédemment on remarquera l'allure "calme" de l'ensemble, avec des lambeaux de schistes parallèles au contact principal.

c) détail du contact sommital du Bhagirathi II. On remarque que les plus petits individus ont une disposition plus anarchique que pour les contacts (a) et (b). La forme est moins lenticulaire en général et l'espacement entre chaque enclave plus grand.

d) contact basal sur l'arête SE qui mène au Thaley Sagar, visible à partir du glacier du Phating. Ce type de contact s'appercoit dans le cirque glaciaire du Kirti sur la face ouest des pics Meru. L'allure des enclaves est très comparable à celle que l'on peut voir, par exemple, sous le Bhagirathi II (cf. (c)). La zone de filons qui recoupent les structures sous jacentes au granite est située plus vers le SE sur la même arête. Directement sous le granite il n'y a absolument aucun filon visible .

des deux granites sont complètement indépendantes. La foliation du granite de Bhaïrongathi (E-W) est recoupée par le contact. La fluidalité du leucogranite (N-S) moule le contact (Fig.24). Cette disposition géométrique s'observe lorsque la masse du leucogranite est dominante sur le granite de Bhaïrongathi. Quand on s'éloigne de la masse principale du leucogranite, et que les deux constituants sont en proportion égale, on voit alors une alternance métrique à plurimétrique de lames des deux granites, aux contacts toujours très tranchés. Dans ces lames, le leucogranite est souvent lité. D'une façon plus externe encore, l'intrusion du leucogranite est annoncée par un cortège de filons d'aplite et de pegmatite qui peut constituer une véritable carapace entre les deux granites.

Sur la route, en amont de Gangotri, cette zone filonienne a une épaisseur de 100 m environ (entre le Km 2 et le Km 2,2). Les aplites, riches en tourmaline, de couleur gris-bleutée, ont souvent une fluidalité bien exprimée.Les pegmatites sont à quartz-feldspath-muscovite-tourmaline-grenat et beryl. Le feldspath peut atteindre une taille de 20-30 cm sous la forme de plumes perpendiculaires aux épontes du filon, formant ainsi de véritables stoksheiders.

Cette zone se retrouve au contact Est de la lentille amont. Le rubannement des aplites à tourmaline est ici souvent affecté par des plis dont la dissymétrie s'accorde avec un mouvement cisaillant relatif de la partie haute vers l'Est. Cette zone aplito-pegmatitique affleure également dans la vallée du Rudugaira gad.

f.2) les relations leucogranite-formation de Harsil.

Ces relations sont très claires, notamment à l'échelle du paysage. L'aspect le plus spectaculaire de cette association réside dans la présence de constrictions. Quelques précisions supplémentaires peuvent être faites:

- à l'échelle de l'affleurement, la foliation de l'encaissant est souvent très nettement recoupée par le contact,

- en dehors de la petite zone de pegmatite décrite au contact sommital atteint dans l'ensemble du Shivling, le complexe aplito-pegmatitique est ici, par comparaison, totalement absent. Ceci constitue une différence notable par rapport au massif intrusif dans le granite de Bhaïrongathi,

- au sein de chaque lentille les relations avec l'encaissant présentent un aspect géométrique variable. Si, au niveau de l'affleurement, le contact est toujours très net, celui-ci peut présenter deux aspects à l'échelle du paysage

i- le premier se caractérise par le passage immédiat d'une masse de granite homogène aux métasédiments encaissants (Fig.22),

ii- dans le deuxième, par contre, une zone de transition riche en enclaves métasédimentaires existe. Son épaisseur, variable, est déterminée par un espacement plus ou moins grand entre chaque lame de schistes. Celles-ci ont un allongement en

général parallèle au contact (Fig.25), sauf pour les plus petits éléments en général plus basculés (Fig.25). Suivant les zones leur séparation par rapport aux schistes massifs se fait à la faveur des limites lithologiques originelles (Fig.25), ou alors à l'emporte pièce (Fig.16).

Au sein d'une même lentille ces deux types de contacts présentent une localisation assez précise. Ainsi on remarque que, d'une façon générale, les contacts nets sont situés dans les zones de pincement (Fig.22) alors que les zones à enclaves ont une tendance à être localisées dans les parties épaisses des lentilles et au sommet de celles-ci (Fig.25). Les contacts basaux, quand ils sont visibles, ont tous une allure très tranchée, à l'exception de la zone frontale située sous le Thaley Sagar et à la base du versant Ouest des pics du Meru (Fig.25). Dans ces secteurs le contact de base montre également une zone riche en enclaves métasédimentaires.

C) CONCLUSION.

De la description qui vient d'être faite des différents ensembles étudiés et de leurs rapports mutuels, on peut affirmer en définitive que les leucogranites de cette région constituent des corps géologiques aux formes simples bien délimitées spatialement. Il faut noter que l'absence de phénomènes post-magmatiques du type greisénisation, albitisation ou altération météorique, représente ici un avantage indéniable pour la compréhension de la pétrogenèse et de la mise en place de ces granites. Enfin la description de la lithologie de la Dalle du Tibet nous montre également que le cadre géologique est relativement simple. La conjugaison de ces facteurs justifie avant tout l'intérêt accru que présentent ces régions sur le plan géologique en dépit des problèmes liés aux difficultés d'accès ou autres, soulevés dans la partie préliminaire de ce travail.

CHAPITRE II

LA STRUCTURE DU HAUT HIMALAYA AU GARHWAL (INDES)

Par Arnaud Pêcher et Bruno Scaillet

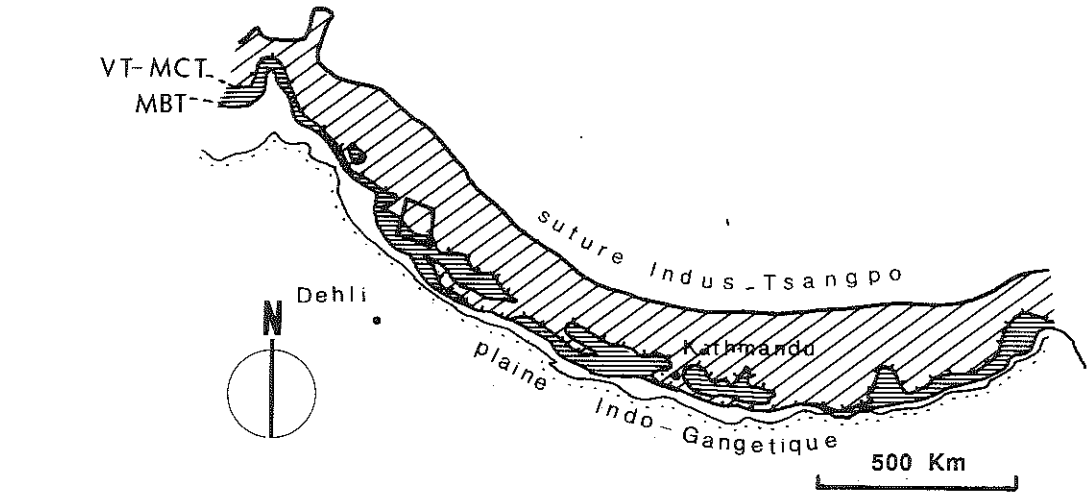
(article publié dans Eclogae geolog.Helv.,1989, 82/2: 655-668)

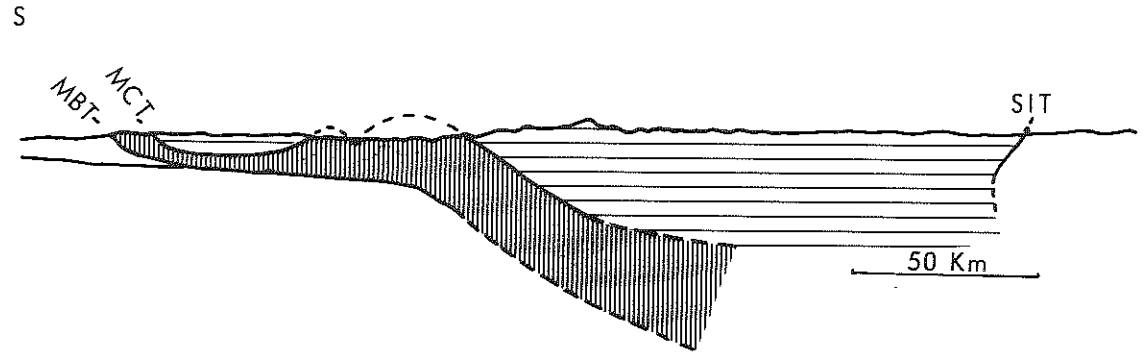
RESUME

Au Garhwal comme ailleurs en Himalaya, l'ossature cristalline de la Haute Chaîne est formée de plusieurs unités superposées. L'analyse des principaux marqueurs structuraux permet de distinguer plusieurs domaines tectoniques : 1) en dessous du chevauchement ductile principal (le Vaikrita thrust), un domaine où la linéation d'étirement, très pénétrative, est conforme à la direction de convergence globale de la chaîne, 2) au dessus, les gneiss du cristallin du Haut Himalaya caractérisés par une rotation horaire progressive de la linéation, par des plis synmétamorphes d'orientations variables, et par un applatissement accompagné d'un étirement Est-Ouest, 3) au sommet de la pile, la base des Formations Sédimentaires du Haut Himalaya, percée par plusieurs petits plutons granitiques, caractérisée par un fort applatissement, une direction d'extension Est-Ouest et des indices de décollement gravitaires (plis tardi-métamorphiques à vergence Nord). La cartographie de la linéation d'étirement indique que cette zone de découplage tectonique entre le soubassement métamorphique et sa couverture sédimentaire correspond à une zone de décrochement ductile dextre, ayant pû accomoder les mouvements relatifs de l'Inde et du Tibet au moment de l'épaississement crustal syn-MCT.

ABSTRACT

In Garhwal, the Higher Himalaya is made up of a pile of crystalline tectonic units. Based on the analysis of the main strain markers , one can distinguish the following domains : i) below the main thrust (locally known as the Vaikrita Thrust), a zone where the lineation, quite penetrative, is parallel to the direction of shortening at the scale of the range, ii) above the thrust, in the Higher Himalayan crystallines, the lineation progressively rotates, syn-metamorphic folds have no preferrential orientation, and finite strain corresponds to flattening plus East-West extension, iii) at the top of the metamorphic pile, the base of the sedimentary cover is characterized by a marked flattening and by collapse structures due to northward gravity sliding. Mapping of the stretching direction indicates that the transition zone between the crystalline and its cover is a large ductile shear zone accounting for movements of Tibet relative to India at the time of the Himalayan crustal thickening.





Haut Himalaya

Moyen Himalaya

Fig. 26: Carte de localisation du secteur étudié.et coupe générale schématique de la chaîne Himalayenne (simplifié d'après Molnar, 1984).

INTRODUCTION

Le texte qui suit concerne les structures du cristallin du Haut Himalaya au Garhwal (fig.26), telles que nous avons pû les oberver dans la région de Gangotri (78°56'27" E, 30°59'35" N, cf fig.27). L'essentiel des données provient de deux coupes transversales à l'axe de la chaîne, s'étendant l'une et l'autre sur environ 40 km du Sud au Nord : la première dans la vallée de la Bhaghirati, le long de la route Uttarkashi-Gangotri, l'autre 25 km plus à l'Est, le long de la Bhillangana, entre Ghuttu et les alpages de Khatling (fig.27).

A) LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRUCTURAUX

On retrouve pour l'essentiel au Garhwal les mêmes grands ensembles litho-tectoniques que dans le reste de l'Himalaya, disposés en lanières parallèles à l'axe de la chaîne, orientée dans cette portion de l'Himalaya N125°E . Du Nord au Sud, c'est à dire du bas en haut de la pile tectonique, on distingue (fig 27 et 28) :

(i) Les formations du Bas-Himalaya (fig 26), faites surtout d'unités para-autochtones ("Krol belt" au Sud, formations de Tejam plus au Nord, cf. VALDIYA, 1979). Elles n'affleurent pas dans les parties de sections étudiées ici,

(ii) Au dessus, séparées des précédentes par un grand chevauchement (le Main Central Thrust ou MCT de HEIM et GANSSER, 1939), les nappes cristallines du Moyen-Himalaya peuvent subsister sous forme de klippes cristallines jusque très à l'extérieur de la chaîne (klippe de Landsdowne, au Kumaun méridional); elles s'enracinent en écailles complexes à la base de la Haute-Chaîne,

(iii) Enfin, le cristallin du Haut Himalaya, soubassement métamorphique des Séries Sédimentaires Tibétaines. Il chevauche les unités du Moyen Himalaya par l'intermédiaire du "Vaikrita thrust" (VALDIYA, 1980a), chevauchement majeur de cette partie de l'Himalaya et équivalent du MCT tel que défini au Népal par les auteurs français (BORDET & al., 1981).

Au Garhwal comme dans le reste de la chaîne, les formations du Moyen Himalaya sont faites pour l'essentiel de formations azoïques, à forte empreinte volcanique ou volcano-détritique, d'âge probable précambrien (âges riphéens des sills granitiques interfoliés et des "porphyroides de Ramgarh", BHANOT & al., 1980), découpées par de nombreux chevauchements et failles. Les corrélations latérales sont donc difficiles, et la littérature utilise souvent une nomenclature, parfois confuse, à valeur locale (SAKLANI,1972, RAO & PATI, 1980, SRIVASTA & AHMAD, 1980, VIRDI, 1980, PATI & RAO, 1981, DOVAL & SAKLANI, 1981, PANT,1986). Nous avons donc gardé les appelations à valeur plus régionale proposées par VALDIYA (1979, 1980b, 1981) au Kumaun.

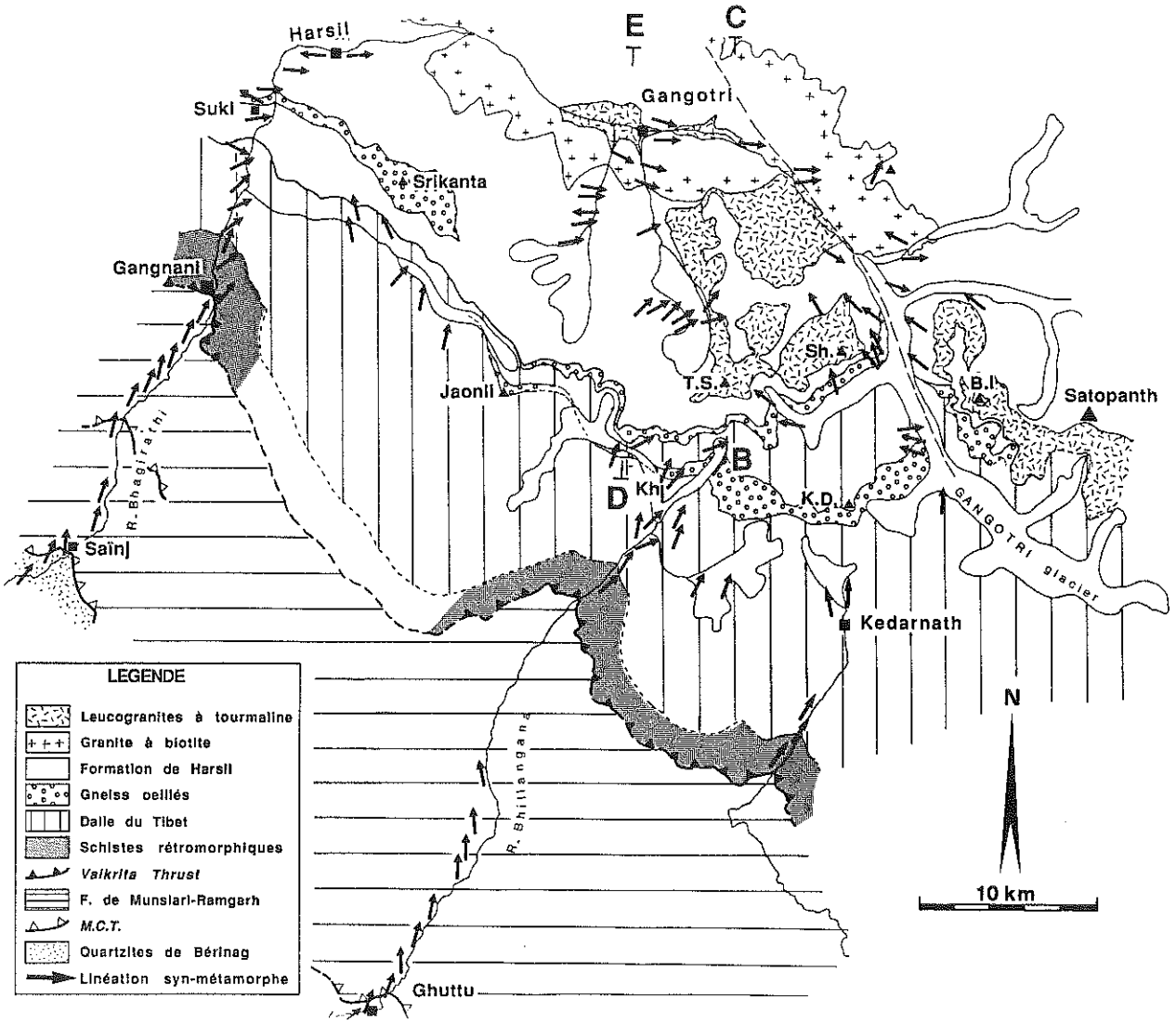


Fig. 27: Carte géologique simplifiée de la région de Gangotri. ABC et DE : position des coupes de la figure 28. Dans les zones où de nombreuses mesures de linéation ont pû être effectuées, la direction reportée (flêche) correspond à la meilleure direction calculée sur des regroupements de mesures. Kh: Khatling; K.D.: Kedarnath Dome; T.S.: Thaley Sagar; Sh: Shivling; B.I; Bhagirathi I.

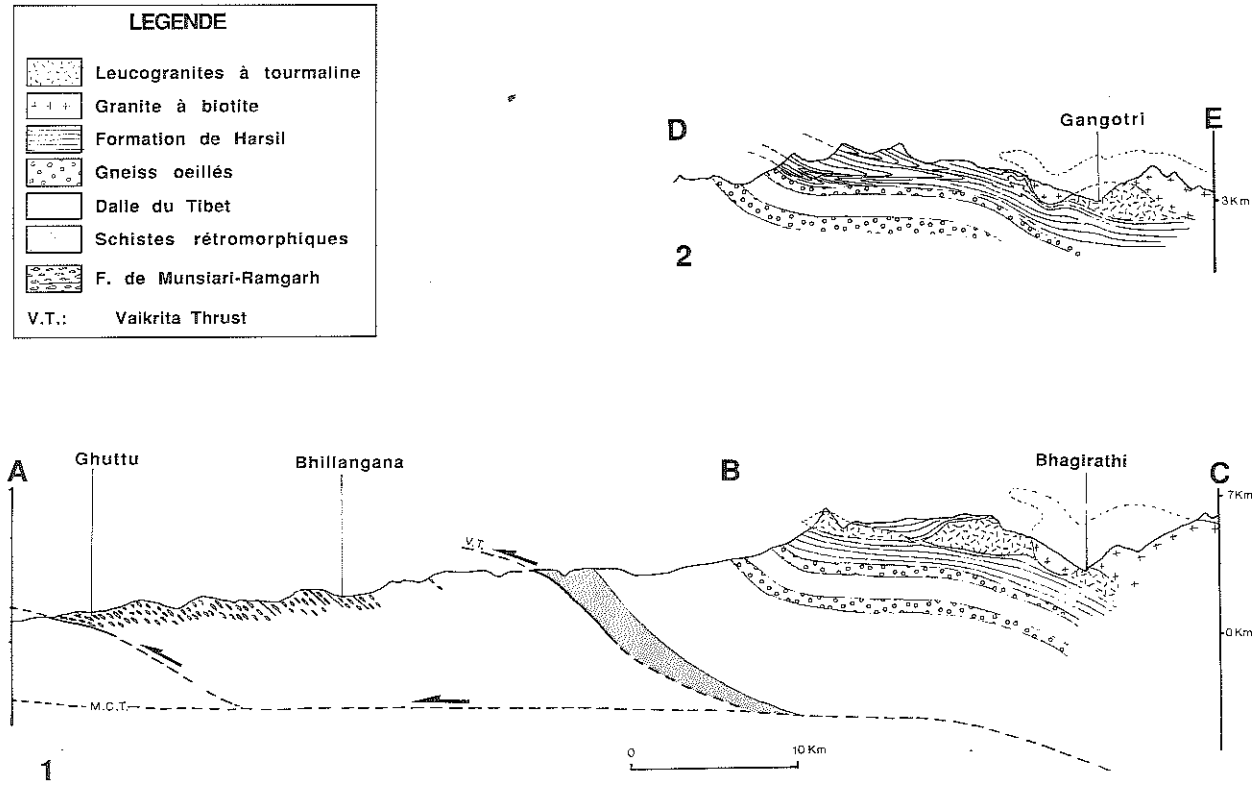


Fig. 28: Coupes du cristallin du Haut Himalaya au Garhwal. 1) coupe générale au niveau de la Bhillangana ; sur cette coupe, le M.C.T. (Heim & Gansser, 1939) est situé env. 10 km au Sud de Ghuttu, 2) coupe de la partie sommitale de la pile tectonique au niveau de Gangotri, montrant les plis à vergence nord dans la formation de Harsil.

Entre Uttarkashi (environ 10 km au Sud-Ouest de Sainj, fig. 27) et Gangotri, la route de la vallée supérieure de la Bhagirathi recoupe, dans d'excellentes conditions d'affleurement, 4 ensembles lithologiques principaux :

a) Au Nord de la fenêtre d'Uttarkashi, où réapparaissent des terrains parautochtones, le premier ensemble rencontré est une épaisse série d'orthoquartzites, en bancs métriques, associés à des sills amphibolitiques de puissance métrique ou plus. Ce sont les "quartzites de Berinag", dont il existe des équivalents en Moyen-Himalaya tout le long de la chaîne.
Cet ensemble quartzitique s'arrête au niveau de Sainj (fig. 27), contre le MCT (HEIM & GANSSER, 1939), accident seulement marqué par une bande de quelques dizaines de mètres d'épaisseur de schistes phyllonitiques.

b) Au nord du MCT, jusqu'au Vaikrita Thrust, la coupe montre un ensemble où prédominent des orthogneiss souvent porphyroïdes, à feldspaths potassiques pluricentimétriques, alternant avec des gneiss leucocrates satinés, à grain fin, riches en muscovites, des sills amphiboliques (d'épaisseur parfois pluridécamétrique), et, plus rarement, des métagrès et métapélites. Cet ensemble est repris en plusieurs endroits par des chevauchements secondaires à vergence Sud. Le plus important, qui se situe quelques km au nord du MCT, sépare un ensemble inférieur, riche en méta-arkoses, qui correspondrait aux "porphyroïdes de Ramgarh", d'un ensemble supérieur, ou "zone de Munsiari" (zone des racines des nappes cristallines du Moyen Himalaya, VALDIYA, 1979). Un chevauchement froid du même type se retrouve en position analogue dans la vallée de la Bhillangana, peu au Nord de Ghuttu (fig. 27).

c) On recoupe ensuite au niveau de la source chaude de Gangnani (fig. 27) le Vaikrita thrust. Sa position est soulignée par une bande de schistes rétromorphiques à biotite verte - muscovite - grenat, riches en loupes de quartz d'exsudation, d'environ 2 km de puissance. Ces schistes, qui montrent de très nombreuses figures de déformation rotationelle (bandes C/S, minéraux tournés, ou lentilles de quartz sigmoïdes), dérivent par phyllonitisation des gneiss sus-jacents. Nous les avons retrouvé plus à l'Est, dans les vallées de la Bhillangana et de Kedarnath (fig 27).

d) Au nord du Vaikrita thrust, la route de Gangotri recoupe jusqu'à Suki (fig. 27) le cristallin du Haut Himalaya (le "Vaikrita group" de VALDIYA ,1979, ou la "Dalle du Tibet" du Népal, LOMBARD, 1958), qui forme une dalle massive, orientée en moyenne 130 NE 60 (azimuth : E 130°, pendage : 60° NE), d'environ 6 km de puissance. Elle est composée pour l'essentiel de gneiss feldspathiques à bio-grt-sta-ky, légèrement mobilisés dans la moitié supérieure de la série. La monotonie de cet ensemble est interrompue près de sa base par

quelques niveaux subordonnés de cipolins (moins épais ici que plus à l'est dans la coupe de la Bhillangana) et d'amphibolites, et près de son sommet par un niveau décamétrique d'embréchites oeillées ; ce niveau est l'équivalent des épais sills d'orthogneiss qui se développent plus à l'Est, dans la haute vallée de la Bhillangana (fig. 27 et 28), où leur puissance dépasse 1000 m., et de part et d'autre du glacier de Gangotri (dôme de Kedarnath).

e) Seule la base des Séries Sédimentaires du Haut Himalaya affleure dans la vallée de la Bhagirathi (fig. 27) : il s'agit des formations métasédimentaires de Harsil (PANT, 1986) ou de Martoli (VALDIYA, 1979), d'âge inconnu (probablement Paléozoique inférieur). On y reconnait encore des grès et pélites sombres en bancs pluridécimétriques, avec de rares intercalations de niveaux carbonés ou carbonatés. Ils sont recoupés à l'est d'Harsil par de nombreux filons aplo-granitiques. Au nord du village de Suki (fig. 27), des niveaux de gneiss oeillés (épaisseur totale d'environ 100 m), à mégacristaux de feldspath pluri-centimétriques sont "interstratifiés" dans les grès, formant une lentille qui se suit sur plus de 10 km vers le Sud-Est.

Les Formations de Harsil forment l'encaissant des granites de la haute Bhagirathi, qui sont de 2 types :

- un granite à biotite (granite à biotite d'AUDEN,1949, granite de Bhaïrongathi, PANT, 1986), parfois assez fortement orienté, voire localement orthogneissifié, qui forme au fond de la Bhagirathi un massif de près de 30 km de long d'ouest en est. Son âge est inconnu ; sa géochimie le rattacherait aux granites à 500 Ma de l'Himalaya (STERN et al., 1989).

- un leucogranite à tourmaline et muscovite (granite de Badrinath, HEIM & GANSSER, 1939, GANSSER, 1964, granite de Gangotri, AUDEN, 1949), très peu orienté, qui forme plusieurs petits massifs intrusifs soit dans les formations de Harsil, soit dans le granite à biotite; ce granite, qui se rattache par ses caractères pétrographiques et son gisement aux leucogranites miocènes du Haut Himalaya, a néammoins fourni des âge Rb/Sr de 64+/-11 Ma sur roche totale, et de 21.1+/-0.9 Ma sur minéraux (STERN & al., 1989).

B) DEFORMATION DES SERIES DU MOYEN-HIMALAYA

Dans toutes la partie nord des formations du Moyen-Himalaya (quartzites de Berinag, formations de Ramgarh et de Munsiari) la structuration syn-métamorphique la plus visible est une très forte fabrique plano-linéaire. Le plan d'applatissement est marqué par le clivage métamorphique (fig.29a), de pendage moyen 30° vers le NE (tableau 1). Ce clivage est repris de manière plus ou moins pénétrative, à échelle métrique à millimétrique, par des plans de cisaillement moins pentés vers le Nord, dessinant alors les structures de type C/S caractéristiques, bien connues maintenant dans nombre parties du Moyen Himalaya (PECHER, 1977, BOUCHEZ & PECHER,1981, BRUNEL, 1983, 1986). La dissymétrie de ces structures marque le caractère rotationnel de la déformation, le sens de rotation observé correspondant toujours à un mouvement du haut de la pile vers le Sud. Ce sens de rotation est confirmé par les dissymétries observées au niveau des minéraux tournés (queues de cristallisation et inclusions sigmoïdes des grenats, rotation des mégacristaux feldspathiques des très nombreux niveaux de gneiss oeillés) et par des boudins dissymétriques de gneiss ou d'amphibolites, d'allure très similaire à ceux décrits par MALAVIEILLE (1987).

En Bhagirathi, dans la zone du Vaikrita Thrust, le clivage tourne progressivement pour atteindre une direction méridienne (cf. fig 32a), tandis que le pendage devient très raide (70° vers l'Est). Cette rotation pourrait marquer le passage dans cette zone d'un décrochement ductile dextre, ayant valeur de rampe latérale associée au Vaikrita Thrust. On retrouve ici une géométrie déjà décrite en Himalaya central (PECHER & al., 1987).

Dans tout ce domaine situé en dessous du Vaikrita Thrust, il existe une linéation très pénétrative : linéation minéralogique marquée par l'alignement des minéraux dans le plan de clivage métamorphique, et/ou linéation d'étirement marquée par les ombres de pression frangeant les minéraux syn-métamorphiques, parfois par le tronçonnement de ces minéraux, et surtout, dans les niveaux compétents, par un aspect "cordé", en mullions, de la roche; dans ce dernier cas, l'étirement peut parfois aller jusqu'à masquer la fabrique planaire.

Dans tout le domaine parcouru, l'orientation des linéations est très homogène, toujours NNE-SSW (fig. 29b et tableau 1) : au Garhwal, comme dans tout le reste du Moyen Himalaya, elle correspond à la direction de transport associée aux grands chevauchements à vergence Sud (MATTAUER, 1975, PECHER, 1977, BRUNEL, 1986).

Orientation des principaux marqueurs structuraux

	Sm	Lm	Lx	B1	B2	Bdn
SED. TIBETAIN	156 E 9 (122 m)	88 E 8 (80 m) (α = 19.1°)		90 E 7 178 S 12 (35 & 29 m)	98 E 12 (a) 106 E 7 (b) (20 &127 m)	174 N 16 102 E 3 (10 &13 m)
DALLE DU TIBET	111 N 40 (255 m) (α = 10.5°)	31 N 42 (107 m) (α = 19.6°)				12 N 37 (36 m)
dont : DT méd.& sup.	104 N 39 (208 m) (α = 11.2°)	31 N 40 (86 m) (α = 22.5°)				
Vaikrita Th.	137 E 47 (47 m) (α = 23.4°)	48 E 48 (21 m)				
MOYEN HIMALAYA	138 E 30 (163 m) (α = 13.5°)	13 N 33 (49 m)	14 N 30 (96 m) 15 N 31 (145 m)			
dont : Bhagirathi			21 N 36 (81 m)			
Bhillangana			9 N 24 (64 m)			

Tableau 1: Meilleurs pôles calculés pour les principaux éléments structuraux dans les différentes unités tectonique. Sm: clivage métamorphique; Lm: linéation minérale; Lx: linéation d'étirement (valeurs à cheval sur les 2 colonnes: Lx + Lm); B1: plis synmétamorphes; B2: plis tardi- à post-métamorphiques (a = meilleur pôle pour les axes B2, b = pôle du meilleur plan de dispersion de S1, équivalent à un axe B2 «moyen»); Bdn: grands axes des boudins synmétamorphiques. Sous chaque valeur est indiqué le nombre de mesures sur lequel porte la statistique. α = ½ angle au sommet du cône de confiance à 0,95, calculé en admettant une statistique de type Bingham (cf. CHEENEY, 1983).

C) DEFORMATION DU CRISTALLIN DU HAUT HIMALAYA

Le cristallin du Haut Himalaya se présente à l'échelle de l'affleurement et du paysage comme une large dalle monoclinale de gneiss à pendage nord régulier d'environ 40°. La linéation d'étirement est beaucoup moins nette que dans les nappes sous-jacentes. Lorsqu'elle est présente, elle est parallèle à la linéation d'alignement des minéraux ; nous avons donc confondus ces deux marqueurs (fig 29c et 29d et tableau 1).

A la base de la pile, dans la zone de schistes rétromorphiques qui marquent le Vaikrita Thrust, on retrouve les mêmes éléments cinématiques que dans les formations du Moyen Himalaya : i) structures de type C/S indiquant toujours, de l'échelle de la lame-mince à l'échelle de la dizaine de mètres, un mouvement du compartiment supérieur vers le Sud-Ouest, et ii) linéation d'étirement anté- à syn-rétromorphose à biotite-grenat, orientée maintenant NE-SW (tableau 1); il s'y superpose souvent une linéation tardive (stries de glissement sur les plans de clivage), qui souligne la pérénité des directions et sens de mouvement sur ce chevauchement aux différentes étapes de son histoire.

Au dessus de cette zone, en montant dans la pile de gneiss, l'orientation du clivage métamorphique ne change pas. Par contre, la direction de la linéation (fig 29d) n'est plus conforme à la direction de transport des grands chevauchements himalayens, mais tend à s'aligner parallèlement à l'axe de la chaîne : ce passage se fait par rotation progressive dans le sens horaire de la ligne au fur et à mesure que l'on se rapproche de la limite socle cristallin - couverture sédimentaire (cf fig 32b), selon un processus déjà observé en Himalaya du Népal, dans la région de la Burhi Gandaki (PECHER & al., 1984). De récentes mesures de déformation finie effectuées dans le cristallin du Haut Himalaya 80 km plus à l'Ouest par JAIN et ANAND (1988) montrent une rotation analogue.

Les gneiss du Haut Himalaya montrent aussi d'assez nombreux plis synmétamorphes isoclinaux de petite taille (plis à axes courbes, voire de véritables plis en fourreau) et des structures de boudinage.

Les boudins sont surtout visibles dans le haut de la pile de gneiss, avec des tailles très variables (du mètre à l'hectomètre). Bien que leurs directions axiales soient assez dispersées, il se dessine un maximum NNE-SSW (tableau 1), transverse à la chaîne; l'applatissement s'est donc globalement accompagné, à échelle régionale, d'un étirement à peu près Est-Ouest. Dans cette zone, on note aussi l'existence boudins dissymétriques, dont l'aspect sigmoïde (MALLAVIELLE, 1987) indique un mouvement de la partie supérieure de la pile vers le Nord (faille normale).

De même, les niveaux d'orthogneiss sommitaux de la Dalle sont fréquemment affectés par des petits cisaillements ductiles à géométrie de faille normale ; le long de la route de la Bhagirathi, en aval de Suki (Fig. 27), la partie tout à fait sommitale de la Dalle du Tibet est

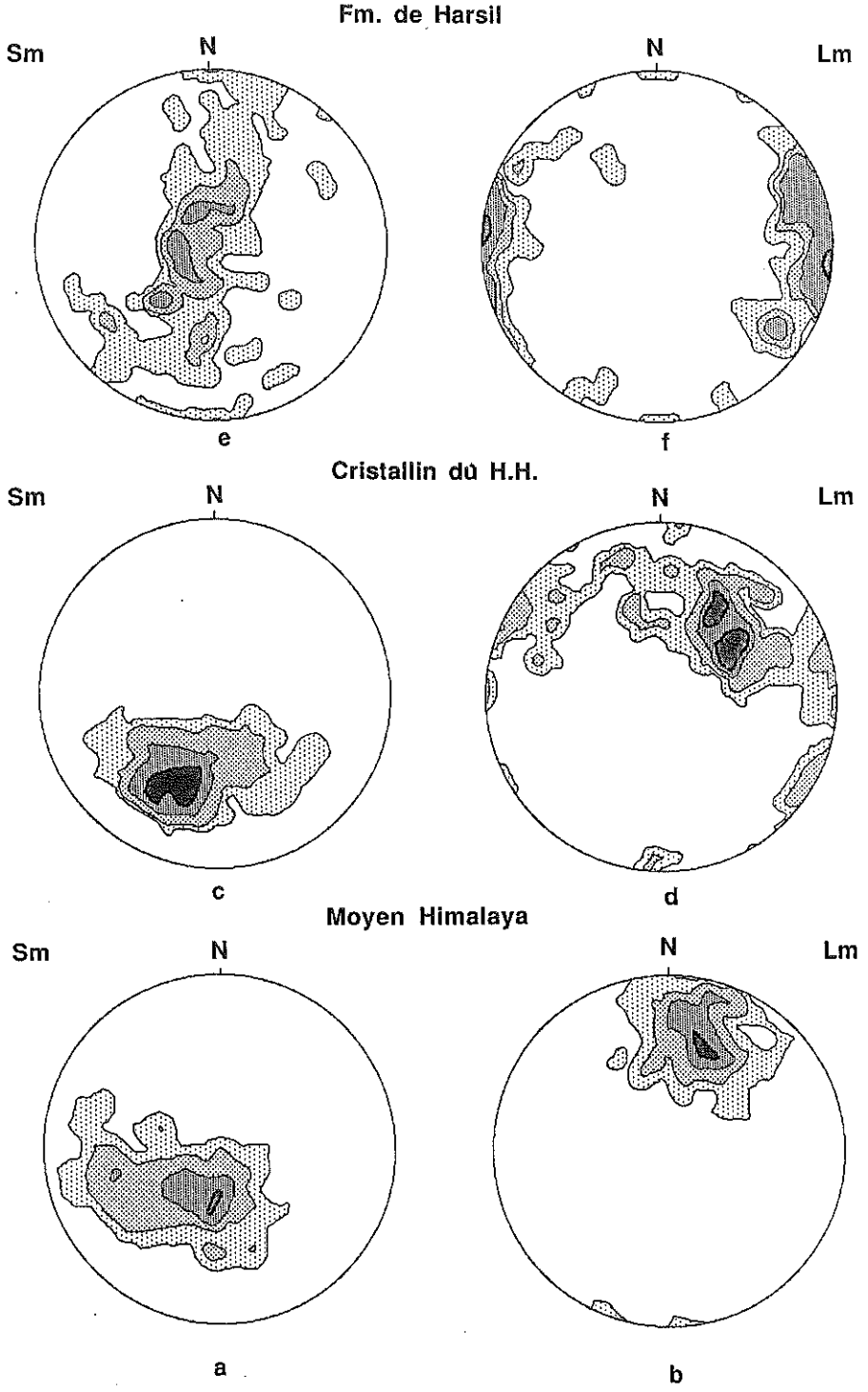


Fig. 29: Orientations du clivage et de la linéation métamorphique au Garhwal. Projections sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. Grille de comptage de 271 noeuds (canevas a,b,c, et f) ou 331 noeuds (canevas d et e) (programme "SchmidtMac", A. Pêcher, 1989) - (a) et (b) : du MCT au Vaikrita thrust, (a) schistosité (Sm), 163 mes., contours 2, 5, 10 et 15 fois la distribution uniforme (d.u.), (b) linéations minéralogique et/ou d'étirement (Lm), 145 mes., 2, 7, 15 et 22 d.u. - (c) et (d) : cristallin du Haut Himalaya, (c) Sm, 255 mes, 2, 5, 10, 15 d.u., (d) Lm, 107 mes., 2, 5, 10 et 15 d.u. - (e) et (f) : Formation de Harsil, (e) Sm, 127 mes., 2, 6 et 12 d.u., (f) Lm, 75 mes., 2, 5, 10 et 20 d.u.

recoupée par une zone de cisaillement de plusieurs mètres d'épaisseur, où les critères de mouvement indiquent là aussi un jeu en faille normale. Enfin, dans les crêtes au Nord de Katling (fig. 27), de nombreux filons de granite recoupent le haut de la Dalle du Tibet et la base de la formation de Harsil (fig 30); perpendiculaires au litage dans les gneiss, ils sont basculés vers le Nord-Ouest dans les niveaux schisteux (cisaillement vers le Nord - Ouest des niveaux ductiles).

Des accidents analogues, de type faille normale, près de la limite supérieure du cristallin du Haut Himalaya, sont connus ailleurs dans la chaîne (au Zanskar : HERREN, 1987, au Népal central : PECHER & al., 1984, dans la région de Nyalam, Sud Tibet : BURG & al. 1984, BURCHFIELD & ROYDEN, 1985), et peuvent contribuer à mettre en contact direct le sédimentaire peu métamorphique de la couverture de la Dalle et les migmatites. Ici, l'ampleur du déplacement n'est pas suffisante pour crèer un tel hiatus métamorphique : on retrouve des gneiss à disthène de part et d'autre de la faille, disthène également présent sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans la base de la couverture.

D) DEFORMATION DE LA BASE DES SERIES SEDIMENTAIRES TIBETAINES

La haute vallée de la Bhagirathi, le glacier de Gangotri (fig. 27) et ses glaciers affluents sont entaillés dans les formations métasédimentaires de Harsil et dans les leucogranites himalayens qui les recoupent. Le métamorphisme des formations de Harsil est caractérisé par des associations à disthène, staurotide et grenat dans le clivage métamorphique, avec surimposition de sillimanite et cordiérite post-schisteuse.

Le passage des gneiss sous-jacents à ces formations se fait sans discontinuité nette, ni métamorphique ni structurale ; dans les niveaux structuraux les plus hauts atteints (environ 4 km au dessus de la base de la formation), le litage sédimentaire est encore facilement identifiable; plus bas, il est presque complètement transposé par le clivage métamorphique S1, qui passe en continuité à la foliation des gneiss.

Ce clivage, dans l'ensemble assez plat, est dispersé (fig 29e et 31a) par des plis B2 métriques à hectométriques de direction environ N100°E (fig. 31a et tableau 1), parfois accompagnés d'un clivage S2 frustre. Leur direction, légèrement oblique par rapport à l'axe de la chaîne, est peut être controlée par la géométrie du contact sud du granite à biotite. Ils sont dissymétriques (flanc court raide, flanc long plat), à regard ou à déversement vers le Nord (cf. fig. 28) : ils traduisent donc un mouvement de glissement- cisaillement tardi-métamorphique de toute la base de la pile sédimentaire vers le Nord, dans une structure "collapse" du même type que celle exprimée par le grand pli des Annapurnas en Himalaya du Népal (BORDET et al., 1981, COLCHEN et al., 1986).

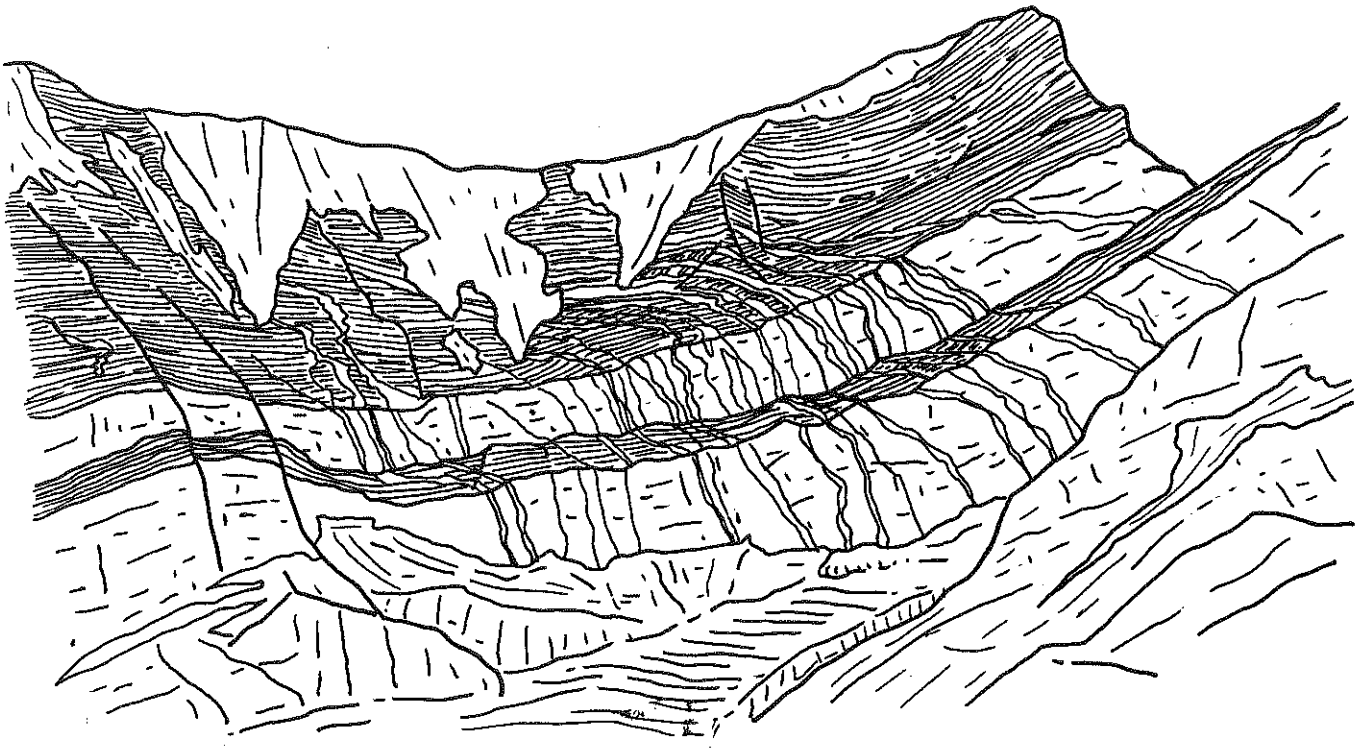


Fig. 30: Arète sud-est du Thaley Sagar, haute Bhillangana : filons de leucogranites recoupant la limite Dalle du Tibet - Formation de Harsil, indiquant un cisaillement vers le Nord Ouest.

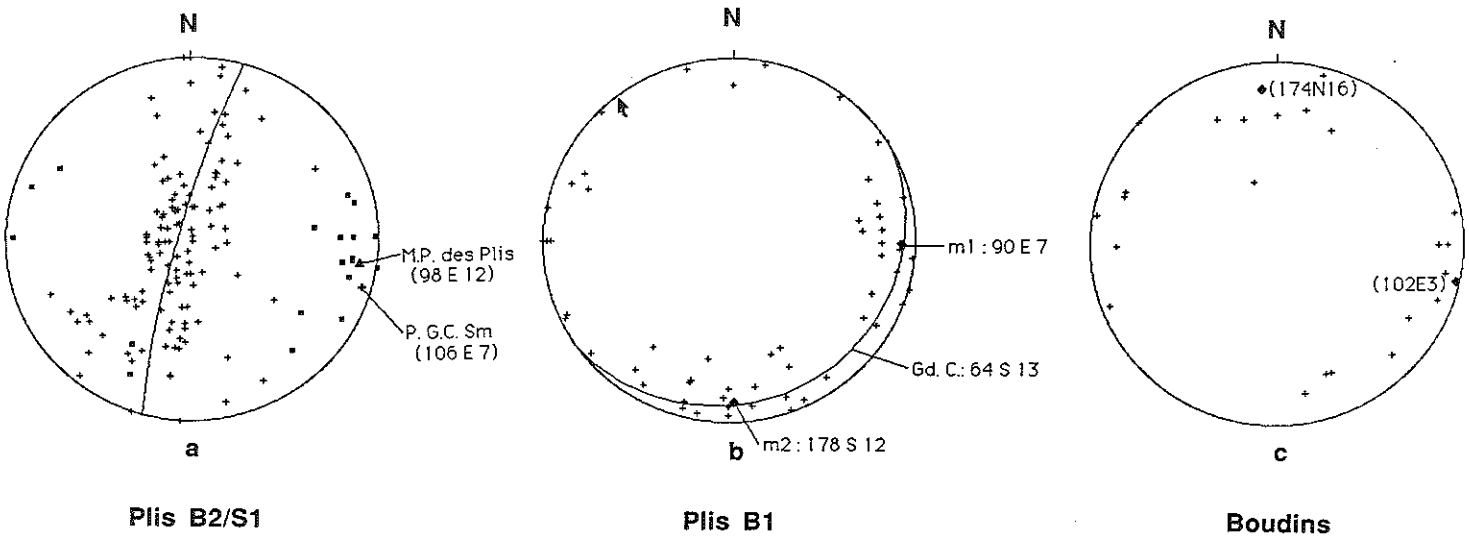


Fig. 31: Orientation des plis et des axes de boudin dans la Formation de Harsil. Projections sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. (a) pôles de la schistosité (croix, 127 mes.) et des plis B2 (losanges, 20 mes.), avec indication du meilleur pôle des plis, du meilleur plan passant par les Sm et du pôle de ce plan - (b) Axes des plis B1 (61 mes), avec indication des meilleurs pôles m1 et m2 des nuages, et du plan correspondant au meilleur pôle de la schistosité, calculé sur les 127 mes. du canevas a ; on remarque que ce plan est aussi le plan de dispersion des axes B1, et contient m1 et m2 - (c) axes des boudins synmétamorphiques (23 mes), avec indication des meilleurs pôles des 2 nuages (meilleurs pôles des nuages calculés après classification automatique des points par la méthode des centres mobiles, programme SchmidtMac).

La structuration précoce, syn-métamorphique, se marque par, outre le clivage S1, une linéation, des structures d'applatissement (boudinage), et des plis :

La linéation (fig 29f), très inégalement pénétrative d'un affleurement à l'autre, est marquée par l'allongement des taches de biotite et chlorite, les ombres de pression, parfois dissymétriques, des grenats ou des grains de quartz détritiques, ou par le tronçonnement des minéraux aciculaires (tourmaline en particulier). C'est donc une linéation d'étirement. Les trajectoires de son orientation prolongent de manière tout à fait continue celles cartographiées dans les gneiss sous-jacents (fig 32b) : le mouvement de rotation vers l'Est se poursuit, la direction de la schistosité restant toujours la même, tandis que la linéation devient Est-Ouest. A l'échelle de la lame-mince, on s'aperçoit que le clivage métamorphique est souvent composite (associant des plans S et des plans C), et que la linéation d'étirement (observée en réalité sur des plans C) est aussi interprétable comme une linéation de cisaillement. La dissymétrie des micro-amandes C/S, ainsi que celle des ombres de pression, indique alors un mouvement des niveaux supérieurs vers l'Est par rapport aux niveaux inférieurs.

Il existe d'assez nombreux plis B1, à axes souvent courbes, admettant le clivage métamorphique comme surface axiale. Malgré la dispersion des axes, on note deux orientations préferrentielles : l'une, Est-Ouest, correspond aux mesures effectuées dans la partie la plus haute structuralement de la série, l'autre, Nord-Sud, aux mesures effectuées plus bas dans la série, sur des plis souvent en fourreau.

Les directions axiales des boudins (directions perpendiculaires aux directions d'étirement locales), montrent aussi une assez forte dispersion dans le plan de schistosité (fig 31c), qui résulte probablement d'une forte composante d'applatissement dans l'ellipsoïde de déformation finie à l'échelle de l'ensemble de la zone. Néanmoins, il ressort là aussi un regroupement en deux nuages, correspondant à deux directions préferrentielles d'étirement, Nord-Sud et Est-Ouest. Cette dernière préfigure les structures collapses exprimées ultérieurement par les plis B2, alors que la direction Nord - Sud est compatible avec la direction d'étirement Est-Ouest marquée dans cette zone par la linéation.

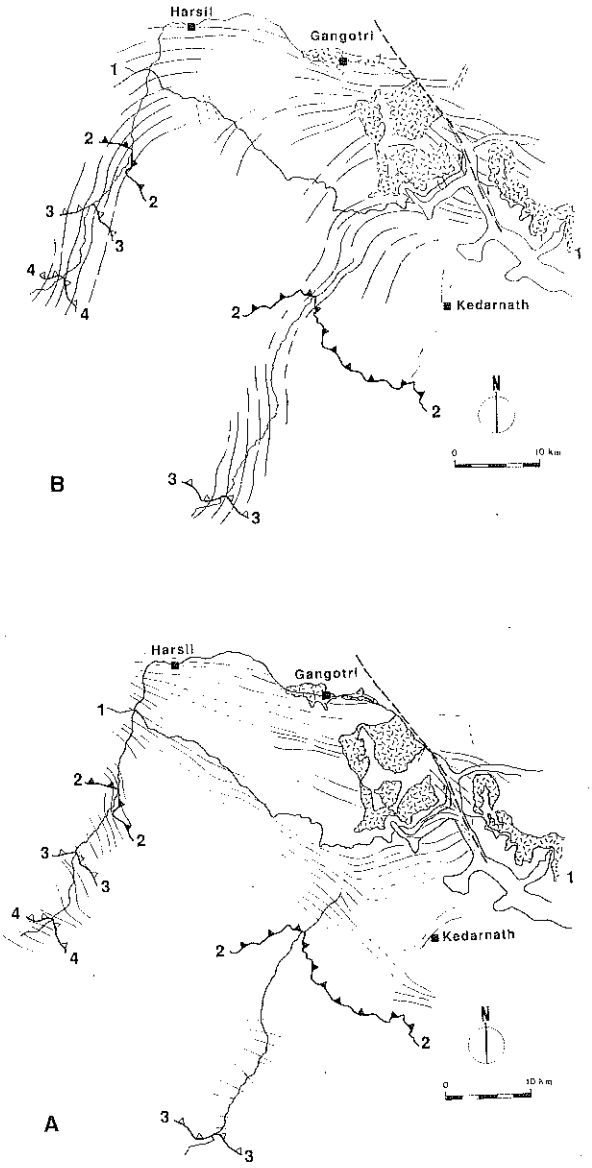


Fig 32: Cartes des trajectoires de la déformation finie, dessinées par interpolation des mesures. (a) schistosité, (b) linéation minéralogique et/ou d'étirement. Géologie: sont indiqués les leucogranites, la limite supérieure de la Dalle du Tibet (1), le Vaikrita thrust (2), le chevauchement séparant les Formations de Munsiari et de Ramgarh (3) et le MCT de Heim & Gansser (4).

E) DISCUSSION

Les éléments présentés ci-dessus ne sont bien-sûr pas complets. La cartographie des éléments structuraux, esquissée pour les Formations du Moyen Himalaya et pour la Dalle du Tibet à partir de 2 coupes seulement, devrait être plus détaillée, et surtout plus continue pour pouvoir expliquer certaines "anomalies" : par exemple, certaines rotations locales des trajectoires de schistosité dans le Moyen Himalaya (indices de "rampe latérale", comme suggéré plus haut, ou de plis anté ou post chevauchement de direction méridienne ?), ou encore l'existence dans les formations de Harsil de secteurs où la linéation est localement sécante sur sa direction cartographique moyenne (par exemple au Sud de Harsil, fig 32b). Néanmoins, l'allure générale des cartes des trajectoires de linéation et de foliation (fig. 32) fait ressortir une géométrie assez complexe, qui s'écarte des structures cylindriques habituellement décrites en Himalaya.

En fait, en ce qui concerne la carte des linéations, le cylindrisme est presque parfait dans le domaine situé en dessous du Vaikrita Thrust, dans la zone des nappes du Moyen Himalaya. Dans cette zone, comme dans ses équivalents latéraux partout ailleurs en Himalaya, la structure est entièrement controlée par le jeu des chevauchements vers le Sud, la linéation marquant la direction de transport (direction d'empilement des nappes). Elle correspond à la direction globale de convergence Inde-Tibet, et reste remarquablement constante d'un bout à l'autre de la chaîne (plus constante encore que suggéré par BRUNEL, 1986) : la direction mesurée au Garwhal est la même que celle que nous avons pû mesurer aussi bien plus à l'Ouest (fenêtre de Kiwshtwar, par exemple, meilleur pôle de la linéation d'étirement : 178 N 24, BROUAND & PECHER, données non publiées) que plus à l'est, au Népal ou au Sikkim, et ce malgré la courbure de l'arc himalayen.

Au dessus du Vaikrita Thrust (cristallin du Haut Himalaya et séries de Harsil), la structure est plus complexe :

- Il existe une forte composante d'applatissement, associée à un étirement est-ouest,

- La carte des trajectoires de linéation dessine très nettement une virgation (fig 32b), qui correspond à une rotation progressive de la ligne au fur et à mesure que l'on monte dans la pile tectono-métamorphique. Il est difficile d'interpréter cette virgation en termes de rotation dans le temps de la direction de convergence himalayenne : en effet, si tel était le cas, la direction changerait brutalement d'une unité tectonique à l'autre, plutôt que progressivement à l'intérieur d'une même unité.

Par contre, si l'on tient compte du pendage globalement assez raide vers le Nord de l'ensemble de la pile (en faisant donc abstraction des effets des structures collapses affectant la série de Harsil), on peut lier cette rotation à un décrochement ductile de grande ampleur, affectant la

partie supérieure de la Dalle du Tibet et la partie inférieure de sa couverture. Son sens est dextre, comme l'indiquent la géométrie des trajectoires de linéation, les trajectoires de fluidalité magmatiques dans le leucogranite de Gangotri (cf. chapitre III) et les critères de cisaillement à échelle de l'affleurement ou de la lame-mince, qui indiquent systématiquement un déplacement des niveaux supérieurs (nord) vers l'Est par rapport aux niveaux inférieurs.
L'âge de ce décrochement, qui a dû fonctionner pendant une longue période, est assez mal calé :

i) il reprend comme un marqueur passif la linéation précoce syn-métamorphique de la base de la Dalle du Tibet, qui est déjà associée à une déformation rotationelle vers le Sud de type MCT/Vaikrita Thrust; le décrochement est donc post-initialisation du Vaikrita Thrust,

ii) il est associé à l'étirement syn-métamorphique Est-Ouest, visible tant dans les gneiss de la Dalle que dans leur couverture ; le décrochement à donc fonctionné dès le culmen thermique,

iii) la structuration des leucogranites les plus septentrionaux (cf. chapitre III) montre que le décrochement fonctionnait encore au moment de leur mise en place.

- Un dernier aspect important de la tectonique du Garhwal est l'existence de structures collapses ou de type faille normale, localisées elles aussi dans la zone de passage socle-couverture : d'une part, structures de boudinage dissymétrique du sommet du cristallin, plis B2 d'axes Est-Ouest à vergence Nord et filons basculés vers le Nord , d'autre part failles normales d'orientation Est-Ouest. Dans le premier cas, il s'agit d'une tectonique de type gravitaire surtout exprimée par des structures tardi-métamorphiques (syn à post mise en place des granites ?), mais qui à pû débuter de manière assez précoce; dans le second cas, il s'agit d'une tectonique en extension post métamorphique.

L'Himalaya du Garhwal apparait donc comme un jalon pour l'étude des structures de découplage entre l'axe cristallin de la haute chaîne et les formations situées plus au Nord. Les données présentées ci-dessus montrent que cette zone de découplement est probablement très continue tout le long de la chaîne, où elle constituerait une limite majeure entre le bloc tibétain en voie d'extrusion vers l'est, et la croûte de l'Himalaya proprement dit, s'épaississant par le jeu des grands chevauchements type M.C.T.

CHAPITRE III

ETUDE STRUCTURALE DES LEUCOGRANITES

A) INTRODUCTION

La structure du granite a été abordée suivant plusieurs échelles et selon plusieurs méthodes. Nous considérerons tout d'abord l'échelle cartographique pour aborder ensuite les faits de terrain (échelle de l'affleurement) et nous terminerons par l'aspect microscopique. Celui-ci servira de préambule aux méthodes plus sophistiquées utilisés dans ce travail (ASM et AVI). L'ensemble des résultats directionnels obtenus sont résumés en Annexe.

B) ASPECTS CARTOGRAPHIQUES, DE TERRAIN ET EN LAMES MINCES

L'excellente qualité des affleurements et l'importance des dénivelés de la région nous ont permis de lever une carte géologique où subsistent très peu d'ambiguités quant aux limites cartographiques des différents massifs de leucogranites, tout au moins quand ils sont intrusifs dans la formation de Harsil.

1) Aspects cartographiques.

Une étude de la carte géologique (Fig.2) permet de dégager quelques caractéristiques supplémentaires inhérentes à ces granites .

Tout d'abord les zones de pincement. Leur disposition est réglée suivant deux directions: l'une E-W, l'autre N-S. La combinaison de ces deux directions aboutit à un motif cartographique de type "tablette de chocolat" très net pour l'ensemble des massifs de la zone Kedar gad-Bhrigupanth-Shivling-Meru-Bhagirathi. L'importance de ces pincements est variable. Sur la carte, c'est la famille E-W qui domine.

Cependant il ne faut pas perdre de vue que :

- en ce qui concerne les lentilles du Kedar gad, les descriptions précédentes ont montré que le granite se terminait latéralement de façon abrupte (pas de granite en rive gauche). Si cette terminaison correspond à une zone de pincement, celle-ci est tout aussi importante que celle, visible, en rive droite de ce vallon et d'orientation E-W (Fig.22). Cette remarque peut être appliquée au massif des Bhagirathi. En effet ils constituent la terminaison occidentale du dispositif affleurant en rive droite du glacier du Gangotri. A ce titre, le glacier du Chaturangi et celui passant entre le Vasuki Parbat et le Bhagirathi I peuvent être considérés commes des secteurs où des zones de pincement sont susceptibles d'exister. Dans ce cas, les intrusions de granite affleurants sous le Mana Parbat

et le Chandra Parbat correspondent peut être à la résurgence du leucogranite à l'Est du pincement (encore que leur épaisseur semble trop faible pour être l'équivalent stricte de cette lentille).

- la présence du glacier du Gangotri interdit de prendre conscience de la nature réelle de la liaison entre les massifs du Shivling et des Bhagirathi. D'après les données de terrain et les coupes réalisées (cf. paragraphe suivant), ces deux ensembles ne semblent pas spatialement reliés. Ceci peut être expliqué par la présence d'une zone de pincement importante entre ces deux massifs.

Un autre point important, très net sur la carte, est la diminution progressive, vers l'Est, de l'interlit schisteux sous-jacent au granite. On passe ainsi de 2000 mètres de métasédiments à l'aplomb du Thaley Sagar, à 200 mètres sous le Shivling et à o mètre en amont du Bhagirathi I en rive droite du glacier du Gangotri. A partir du pic 6504 (Fig. 11), le granite est souvent en contact direct avec les orthogneiss de la dalle. Cette disposition se prolonge plus à l'Est encore, dans le glacier du Bhagat Kharak (Heim et Gansser, 1939).

Cette diminution de la semelle schisteuse s'accompagne d'un accroissement de l'épaisseur de la lame de granite. Discret au début, cet accroissement devient assez brutal lorsque la lame de granite traverse le glacier du Swachand. Parallèlement à cela, après le pic 6504 (Fig.11), on ne voit plus de zones de pincement évidentes. Cette augmentation de l'épaisseur du granite est confirmée par les observations de Heim et Gansser (1939) dans la région de Badrinath. Ces auteurs décrivent le granite dans le glacier du Bhagat Kharak (Fig.13) où l'on aperçoit le contact sommital et dans le glacier du Satopanth, situé plus au sud (Fig.2), dans lequel affleure le contact basal. On remarquera que, malgré cette augmentation, la géométrie en lame semble respectée dans cette vallée.

D'une façon générale, il est frappant de constater que, vers l'Est, on assiste à un accroissement général des unités en présence, notamment de la Dalle du Tibet et du leucogranite. Ceci s'accompagne également d'un régime métamorphique plus sévère avec un développement plus important de migmatites dans la Dalle (Maruo, 1979; Sauniac, 1981; Brunel, 1983; Hodjes et Silverberg, 1988).

L'idée qui se dégage des remarques précédentes est donc que l'on est en présence de la terminaison latérale d'une masse granitique beaucoup plus importante vers l'est. On remarquera au passage que, si cela est vrai, l'augmentation de l'épaisseur de la Dalle du Tibet va de pair avec celle du granite. Ceci est semblable à ce que Le Fort (1986) décrit au Népal central ou on retrouve effectivement la masse de granite principale (le Manaslu) à l'aplomb des sections épaisses de la Dalle du Tibet.

2) Géométrie tridimensionelle.

Une façon très simple de visualiser l'aspect tridimensionel est de réaliser une série de coupes parallèles et transverses aux structures sur l'ensemble du secteur.

a) les coupes N-S.

Celles-ci mettent en exergue la zone de pincement E-W du Kedar gad (Fig.33.a). Au travers de ces coupes on peut apprécier deux phénomènes.

Le premier, jusqu'alors insoupçonné, est celui de l'évolution spatiale de la zone de pincement principale. En effet sur les quatre coupes réalisées entre le Kedar gad et le glacier du Bhrigupanth la zone de pincement passe progressivement d'une forme en cuvette large, évasée, avec deux terminaisons granitiques pincées relativement symétriques, à une allure beaucoup plus dissymétrique. Ainsi, au Nord du secteur du Bhrigupanth-Meru, le contact granite-métasédiment est très redressé, dessinant dans le paysage une tête anticlinale couchée, alors qu'au Sud, la terminaison est de type lame pincée (Fig.33.a.4). De même la distance effective séparant les deux lentilles augmente de façon sensible. Ceci va de pair avec une augmentation de l'épaisseur de la lame septentrionale et une diminution de la lame méridionale. Le contact basal reste quant à lui très plat.

Un autre fait notable est l'évolution de la structure des métasédiments sus-jacents à cette zone de pincement. Ainsi, si les secteurs proches des contacts ont toujours une structure bien réglée cohérente avec la géométrie de l'ensemble, la zone centrale, par contre, montre une disposition de plus en plus anarchique au fur et à mesure que l'espacement entre les lames s'accentue, c'est à dire que l'on va vers l'Est. Les plis observables dans cette zone reprennent la S0-S1 et ne semblent pas obéir à une logique de régime compressif simple. Les coupes réalisées aux abords immédiats du granite montrent des structures plissées plus simples, compatibles avec un régime tectonique gravitaire.

Le deuxième phénomène, déjà décrit, est le rapprochement des lentilles vers la dalle en allant vers l'Est.

b) les coupes E-W (Fig.33.b)

Elles mettent en évidence l'importance de la deuxième famille de constrictions. Celles-ci évoluent également dans l'espace. Quelle que soit la position de la coupe on n'observe pas de dissymétrie réelle du dispositif. Ceci peut être du en partie à une moins bonne connaissance de ces constrictions. Une autre différence par rapport à la famille

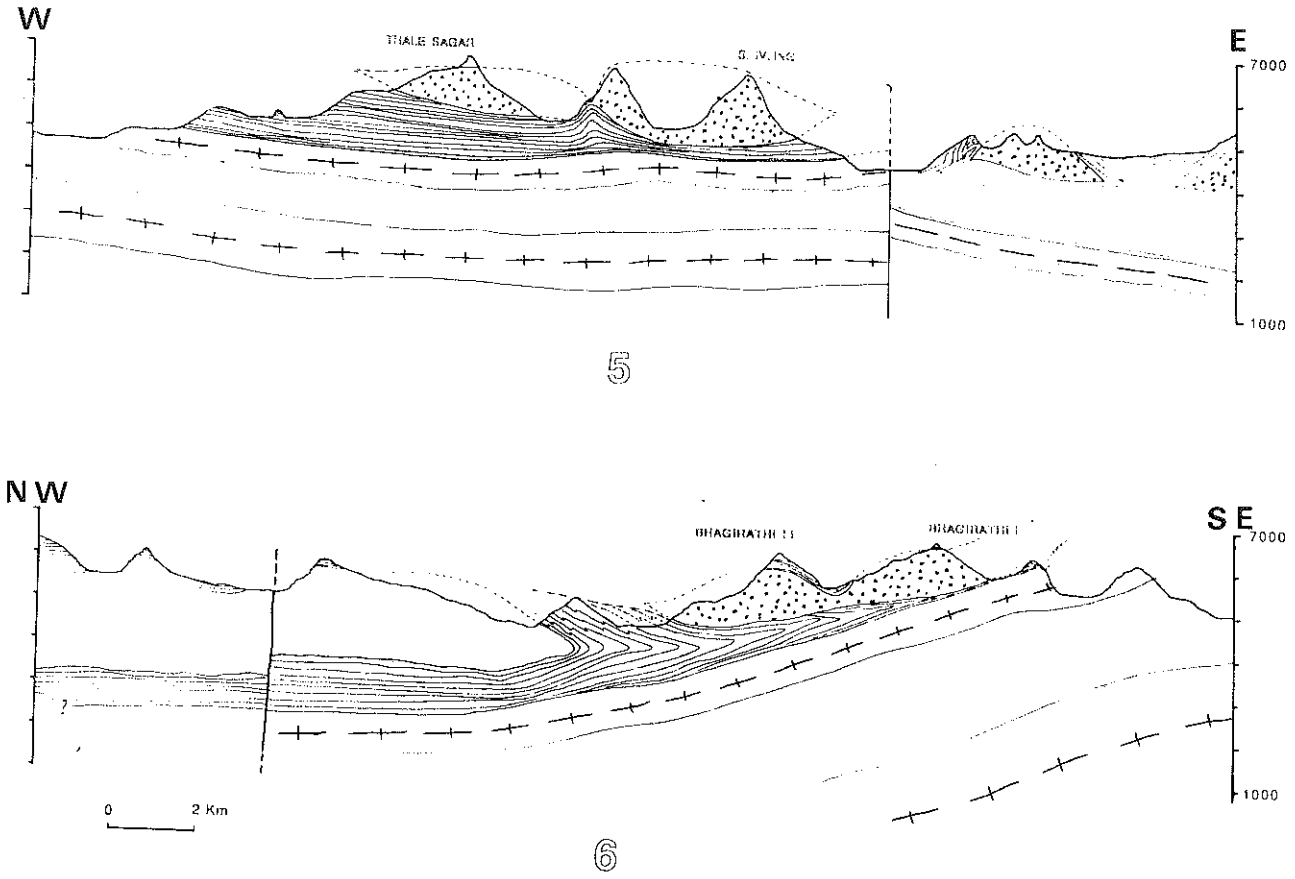
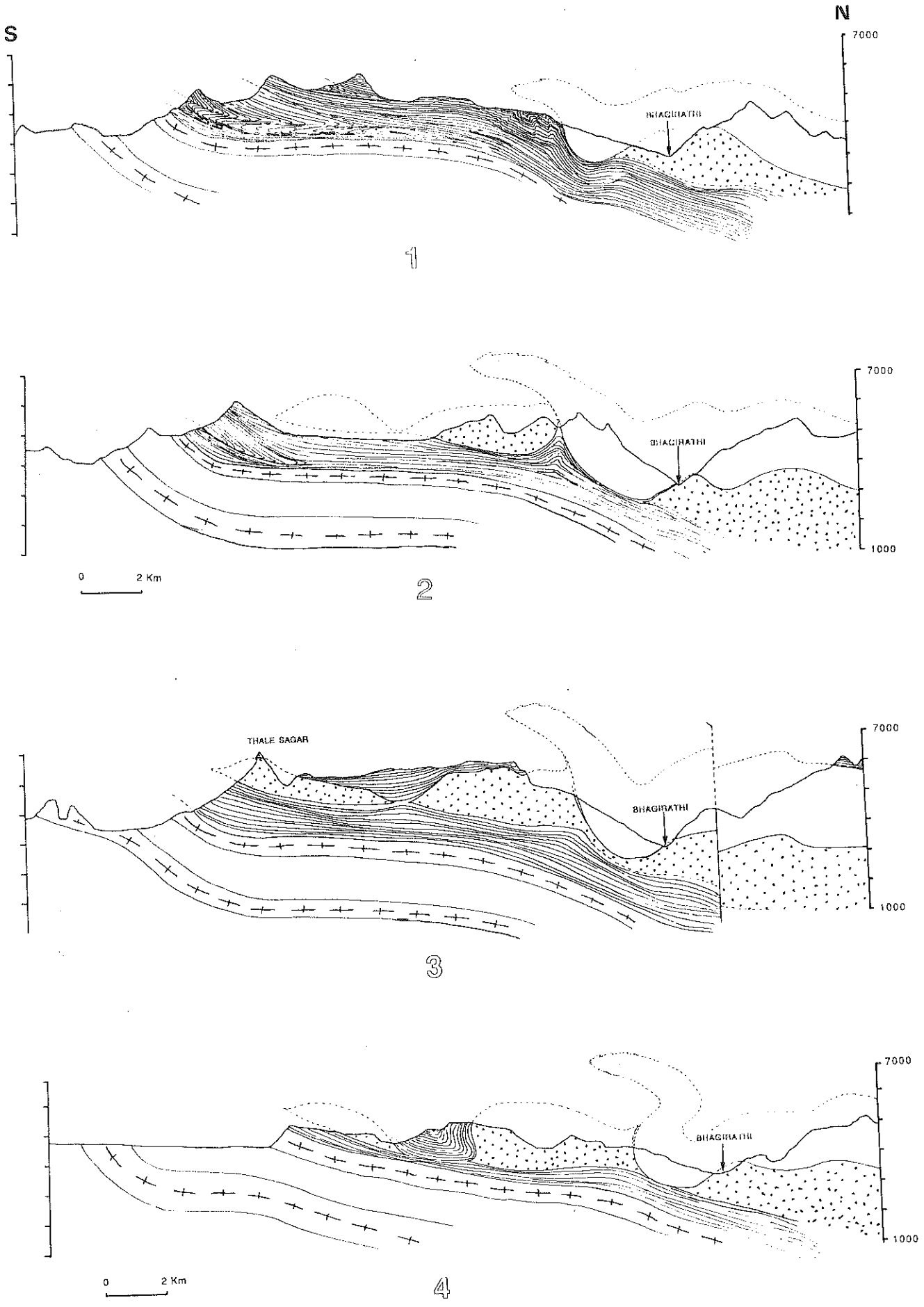


Fig. 33: Coupes générales du leucogranite.

a. Coupes N-S. La coupe 1 montre la structure de l'encaissant métasédimentaire en l'absence de granite à tourmaline. On notera les pertubations locales dans l'encaissant liées à la présence de la barre du granite de Bhaïrongathi (plis coffrés de plus plus lâches vers le sud). Ce dernier accuse une flexure en S de plus en plus prononcée vers l'est (coupes 2-3-4). Les coupes 3-4 montrent les deux cas extrêmes visibles sur le terrain pour l'ensemble Shivling-Meru-Bhrigupanth-Thaley Sagar. La structure des métasédiments au coeur de la constriction est en réalité beaucoup plus complexe. Sur la coupe 3 a été figurée un cas de liaison possible entre les deux ensembles de granites (Gangotri et reste des granites).

b. Coupes E-W. On y apprécie les pincements d'orientation N-S, celle à l'aplomb des pics des Meru et celle entre la lentille du Shivling et la lentille des Bhagirathi II et III. Une possibilité de liaison entre le massif des Bhagirathi et les corps de granites décrits sous le Mana Parbat est suggérée sur la coupe 6


S
N
7000
BHAGIRATHI
1
7000
BHAGIRATHI
1000
0
2 Km
2
THALE SAGAR
7000
BHAGIRATHI
1000
3
7000
BHAGIRATHI
1000
0
2 Km
4

a

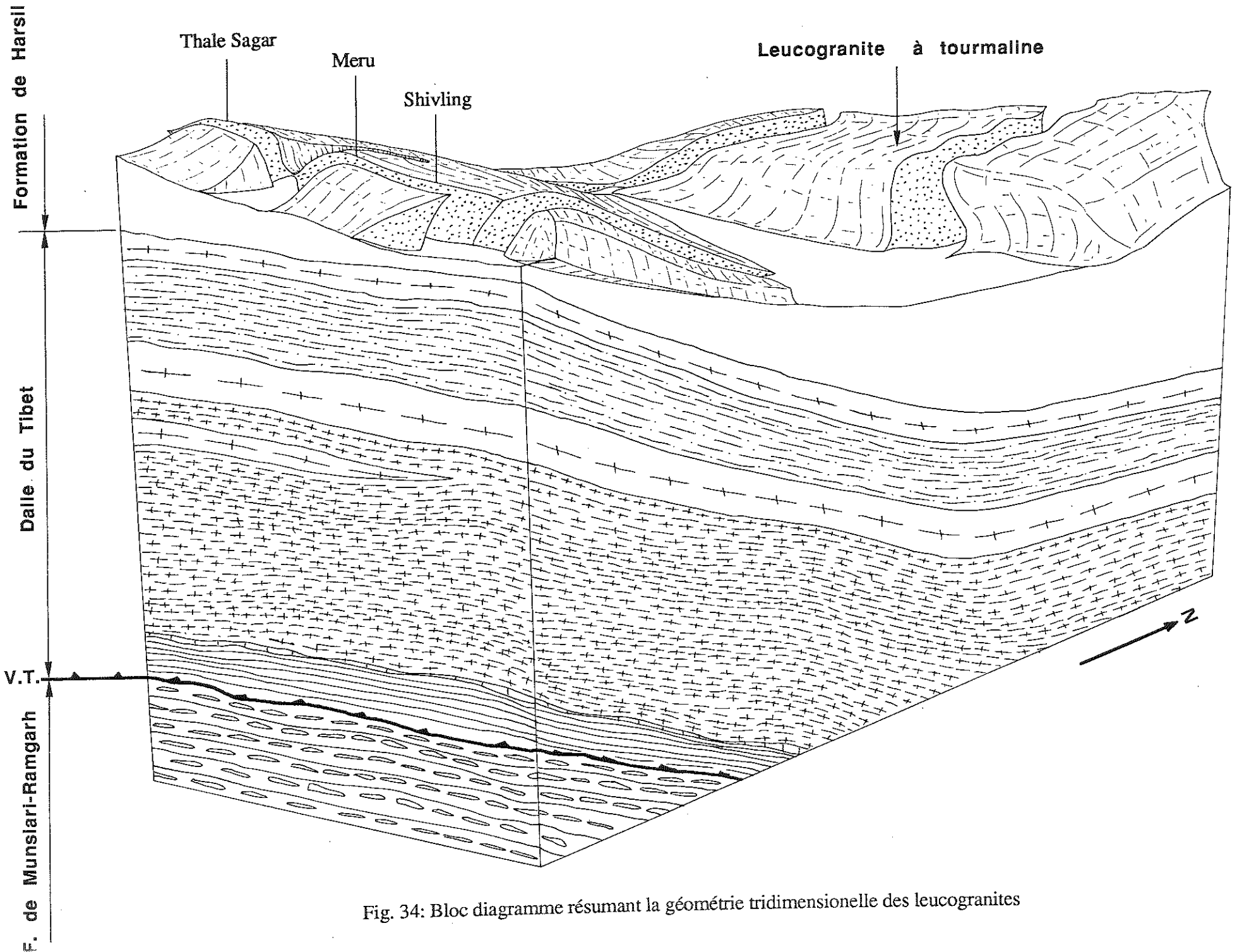


Fig. 34: Bloc diagramme résumant la géométrie tridimensionelle des leucogranites

précédente, bien visible sur la coupe la plus méridionale, est le rapprochement simultané des deux contacts (basal et sommital) dans la zone de pincement du Meru.

L'ensemble de ces données est représentée sur le bloc diagramme schématique de la Fig. 34.

L'étude cartographique et l'observation des coupes appellent quelques remarques.

Tout d'abord la liaison exacte entre le massif de Gangotri et l'ensemble des massifs intrusifs dans le sédimentaire Tibétain. Sur le terrain les différences visibles entre ces deux ensembles sont avant tout d'ordre textural (grain plus gros en moyenne pour le massif de Gangotri). La géochimie des éléments majeurs ne permet aucune discrimination entre ces deux ensembles (cf. chapitre IV). Sur les coupes les deux possibilités ont été figurées(Fig.33a.4 pour le cas relié et 33 a 2 et 4 pour le cas inverse).

Un autre problème soulevé est la position de la zone d'alimentation du granite. Comme l'ont remarqué Deniel (1985) et France Lanord (1987), si l'on admet un mécanisme de genèse syn-cinématique du MCT, cette zone ne peut pas être en position plus frontale que le granite au sein de l'édifice actuel. Il nous faut donc envisager une zone d'alimentation située, soit à l'aplomb des granites, soit plus septentrionale.

Un argument en faveur du premier cas est la présence de filons de granite (?) sous les massifs du Shivling-Meru. Cependant cette "zone d'alimentation" est très limitée spatialement. On ne l'observe qu'à l'aplomb direct du Shivling et sur une partie de l'arête SE menant au Thaley Sagar. Sous celui-ci il n'y a absolument aucun filon de granite (Fig.25). Cette remarque semble valable pour tout l'ensemble du secteur du Bhagirathi-Swachand ainsi que pour la vallée de Kedar gad où aucun filon n'a été vu recoupant les contacts de base qui sont toujours plans et nets. A première vue, il est donc difficile d'envisager pour les lames de granites intrusives dans le métasédimentaire une zone d'alimentation localisée à l'aplomb des lentilles.

Dans le cas d'une zone source située plus au Nord, hypothèse invérifiable sur le terrain, on peut envisager que l'ensemble du massif de Gangotri soit spatialement relié au reste des massifs intrusifs dans le métasédimentaire (Fig. 33 a. 3).

3) Les données de terrain.

Sur le terrain, la structure du granite a été abordée à l'aide de techniques classiques et éprouvées. Celles-ci consistent avant tout en la mise en évidence des orientations magmatiques ou post-magmatiques, par le biais de la disposition préférentielle de certains minéraux. L'exemple le plus connu de cette méthode est l'utilisation des feldspaths-k

automorphes dans les granites porphyroïdes (ex: Mezure, 1979; Diot et al, 1987; Guineberteau et al, 1987). Le report des données directionnelles obtenues sur carte permet de caractériser d'éventuels enracinements, des directions de mise en place, l'influence de l'encaissant ou encore le caractère syn, tardi à post-tectonique des plutons associés aux orogènes (Pons, 1981; Brun,1981). D'une façon générale, tous les minéraux à forte anisotropie de forme sont utilisables dans ce genre d'étude. Dans le cas présent, ces minéraux sont les phyllosilicates (biotite et-ou muscovite) et la tourmaline.

Les descriptions de terrain des paragraphes précédents ont montré que le granite offrait souvent une anisotropie planaire plus ou moins marquée voire, localement, un rubannement à tourmaline. Globalement, on peut dire que plus le faciès est à grain fin et à proximité d'un contact (de base, de sommet ou latéral) mieux le plan de fluidalité magmatique (PFM) est défini. Ainsi les plans de fluidalités des faciès centraux des Bhagirathi ou de Gangotri, plus ou moins visibles à l'échelle de l'affleurement, sont difficiles à distinguer sur un bloc. Par contre tous les faciès de base du Kedar et du Shivling, les faciès centraux à grain fin du Bhrigupanth ont toujours une disposition planaire des minéraux très marquée. Cette disposition, l'étude en lame mince le confirmera, est un héritage de l'histoire de l'état magmatique du granite.

Par ailleurs, si la détermination du PFM reste, sur le terrain, souvent possible et assez facile, celle de la direction de fluidalité magmatique (DFM) est souvent difficile. Ceci peut être du à plusieurs raisons:

- la taille du grain peut rendre impossible ou très hasardeuse l'identification de la linéation (mais pas du plan),

- certains minéraux ont une anisotropie de forme moins propice à l'identification de cette linéation. C'est le cas de la biotite et de la muscovite par opposition à la tourmaline. Notons que ces deux premières causes peuvent se combiner entre elles (faciès de base du Shivling par exemple).

- enfin tout simplement parce que le granite a une très faible structuration linéaire (cas des faciès des Bhagirathi).

En définitive les études de terrain ont montré que seuls les faciès riches en tourmalines bien cristallisées donnaient accès à une DFM précise. Malheureusement ceux-ci sont limités à la lentille en aval de Gangotri, notamment dans le faciès hololeucocrate d'aspect sacharroïde dont certains affleurements sont spectaculaires par la disposition linéaire de la tourmaline. Dans le reste des cas, l'estimation de cette linéation tient pour beaucoup à une impression d'ensemble souvent sujette à caution.

a) analyse des données directionnelles

Celles-ci sont reportées sur la carte de la Fig 35. On remarque tout de suite que, à l'exception du massif de Gangotri, le peu de données disponibles pour l'ensemble du granite n'autorisent que peu de conclusions, tout au plus suggèrent-elles des tendances.

Pour le massif des Bhagirathi et l'ensemble du Shivling-Meru, les directions sont en accord avec la terminaison lenticulaire perceptible sur le terrain.

Le glacier du Bhrigupanth, qui permet de rentrer à l'intérieur de la lentille, montre une disposition planaire relativement homogène et en bonne continuité avec celle du massif du Gangotri.

Dans la vallée du Kedar gad les données, quoique très dispersées, sont en bon accord avec un plancher très plat du granite.

Pour l'ensemble de Gangotri, massif pour lequel la géométrie tridimensionelle est la moins bien définie, les travaux de terrain font ressortir que:

- les PFM dans les zones internes du granite ont généralement des pendages forts (45°-60°) et une direction parallèle au grand axe du massif, exception faite du coeur même du massif où la structuration magmatique est subhorizontale,

- dans les zones de contact, le PFM est parallèle à ceux-ci, qu'ils soient latéraux ou sommitaux,

- la linéation à tourmaline, lorsqu'elle est visible, est souvent orientée N90-N110.

Considérée à l'échelle cartographique, la structure de l'encaissant de la lentille de Gangotri (le granite de Bhaïrongathi) est conforme à celle du leucogranite. Cependant, ce parallélisme ne doit pas aboutir à l'idée d'une structuration cogénétique de ces deux granites car:

- d'une part, les relations de terrain décrites auparavant (chapitre I, § 5 f.1) ont très nettement montré qu'il existe un décalage dans le temps (d'ampleur inconnue) entre la structuration plastique haute température du granite de Bhaïrongathi et celle, magmatique, du leucogranite,

- d'autre part, le plus grand nombre de mesures disponibles permet de tracer les courbes enveloppes des PFM (Fig 36). Brun et Pons (1981) ont modélisé numériquement les relations entre la schistosité de l'encaissant et la structure interne du corps intrusif. La confrontation de ces résultats avec les données de terrain fournit des indications quand à la cinématique de mise en place du granite. Ainsi, dans le cas de plutons mis en place dans un contexte de chevauchement, on doit observer une continuité entre la schistosité de l'encaissant et la foliation du granite. Les données de terrain ne concordent pas avec cette hypothèse.La virgation des trajectoires observée au niveau des

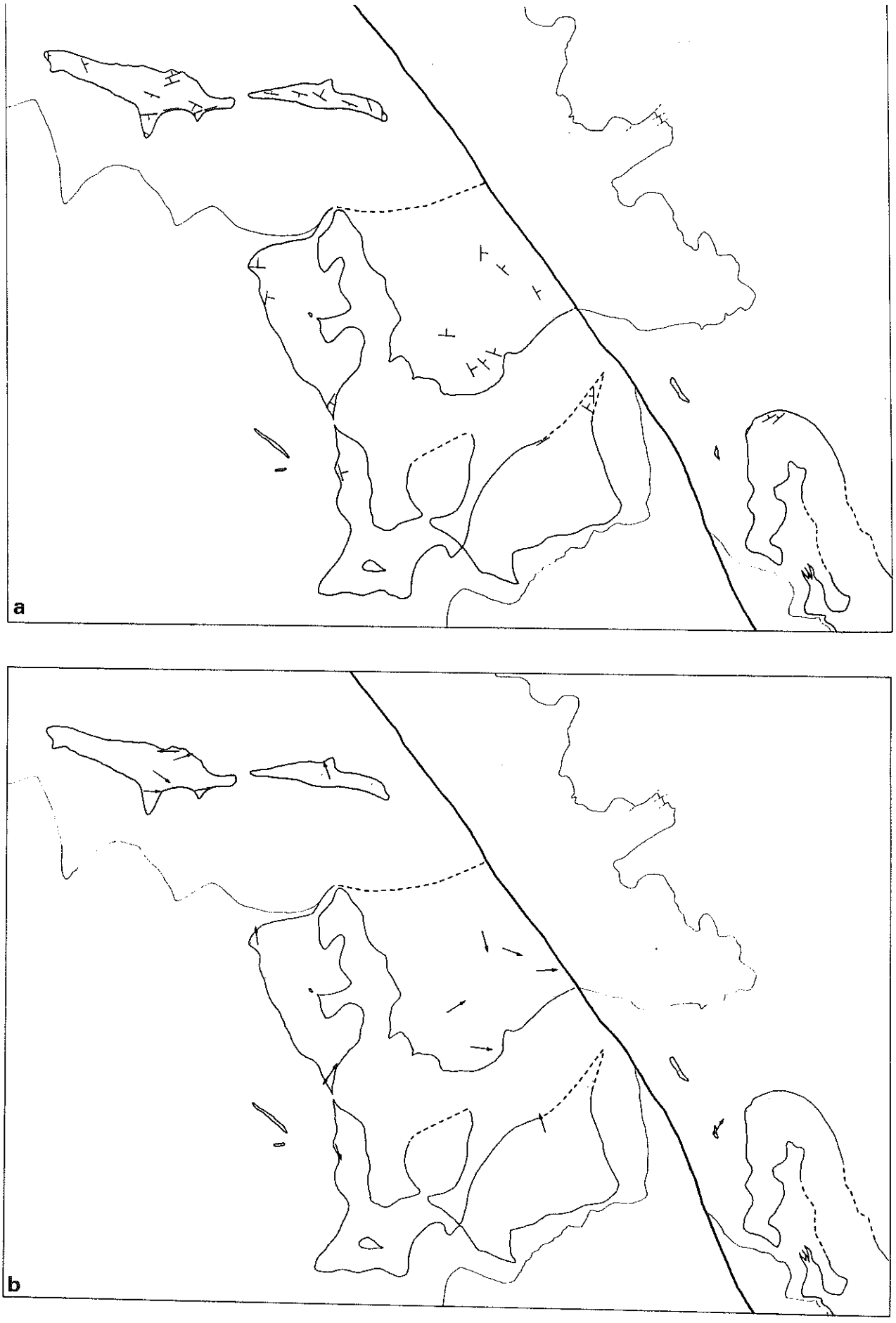


Fig. 35: Cartes des directions structurales relevées sur le terrain

a carte générale des PFM relevées sur le terrain.

b carte des linéations minéralogiques dans le granite à tourmaline relevées sur le terrain.

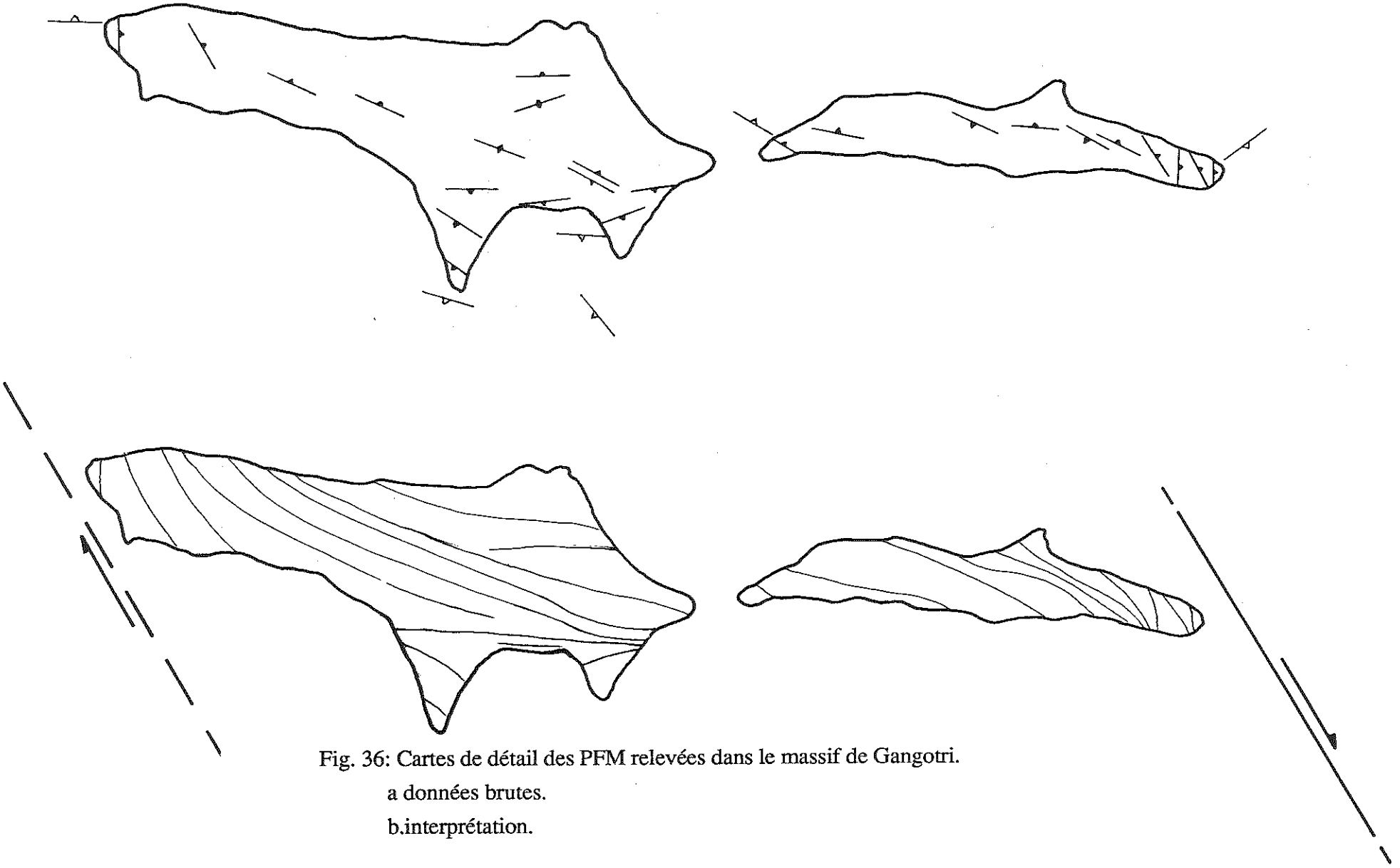


Fig. 36: Cartes de détail des PFM relevées dans le massif de Gangotri.

a données brutes.

b.interprétation.

deux contacts latéraux (Fig 36) est par contre compatible avec un mécanisme de décrochement dextre d'orientation N150, c'est à dire parallèle au grand accident qui prend en écharpe tout le secteur cartographié (Fig.2).

4) Aspects microscopiques.

Les microstructures ont été systématiquement analysées au moyen de trois lames minces par échantillon, taillées dans les plans principaux de la déformation finie, lorsqu'ils sont décelables, ou selon les plans magnétiques déterminés par l'ASM. Au vu de ces observations, l'ensemble des échantillons peut être classé en trois groupes:

- un groupe à texture magmatique isotrope,
- un groupe à texture magmatique orientée,
- un groupe à texture très orientée transitionelle ou magmato-plastique.

a) le groupe à texture isotrope.

Quelle que soit la section étudiée, il est difficile de définir une orientation au sein de la lame.

- le quartz présente quelques traces d'extinction onduleuse. Sa forme est le plus souvent sub-circulaire avec des joints intergrains d'allure fréquemment compliquée. Les cristaux sont distribués de façon homogène à l'échelle de la lame.
- la muscovite et les feldspaths (plagioclases à caractère automorphe plus ou moins marqué).sont orientés de façon aléatoire et ne présentent aucune trace de déformation plastique ou cassante (telles les flexures de clivages ou de macles).
- la tourmaline, souvent abondante, est sous la forme de baguettes noires assez trapues. Elle est par contre parfois légèrement fracturée, avec un remplissage inter-fragments de quartz et de feldspath. Du fait de sa taille, la tourmaline (0,5 cm en moyenne) n'est jamais très abondante au sein d'une lame mince. Il est donc difficile d'évaluer d'une façon précise la direction d'extension correspondant à ces micro-fractures. Quoi qu'il en soit, le pourcentage de déformation finie ne doit pas excèder 1 ou 2 %.

Ce groupe comprend les faciès des Bhagirathi et deux échantillons du glacier du Bhrigupanth.

b) le groupe à texture orientée.

La différence majeure par rapport au groupe précédent réside dans l'acquisition d'une orientation préférentielle de forme (OPF) des minéraux anisotropes.

- le quartz est systématiquement sous la forme de fuseaux allongés. Son contour est en général plus simple. Il ne présente pas de figure de déformation importante, tout au plus une légère extinction onduleuse. Un autre fait nouveau est l'apparition de poches polycristallines de quartz avec une forme également en fuseau. Ces "poches" de quartz sont à gros grain, par rapport aux autres minéraux. Elles sont parfois reliées entre elles par un réseau discontinu de grains formant une espèce de trame alvéolaire grossière. On observe ainsi des secteurs de lames où le quartz n'est pratiquement plus présent qu'à l'état d'inclusions dans les plagioclases et les feldspaths microcline. La présence de ces poches est essentiellement limitée aux massifs de Gangotri. Au sein de ces lentilles, ce sont les échantillons prélevés près des contacts qui montrent les plus belles figures de ségrégation de quartz.

- les autres minéraux à anisotropie de forme marquée (cas des phyllosilicates, de la tourmaline et parfois des plagioclases) sont également orientés parallèlement à l'allongement du quartz. Ils ne présentent jamais de figure de déformation à l'état solide ou plastique à l'exception de la tourmaline parfois légèrement fracturée. Cette fracturation n'est pas plus intense que dans le faciès précédent d'une part et, d'autre part, n'augmente pas avec l'intensité de la fabrique de forme. Ce groupe constitue la majorité des affleurements visités

c) le groupe à déformation plastique naissante.

Il ne concerne que quelques échantillons situés soit à la base de la lame affleurant dans la vallée du Kedar gad et plus précisément dans la zone de constriction, soit au sommet des lentilles de Gangotri au contact même ou à quelques mètres de celui-ci.

- l'allongement du quartz est encore plus marqué. Il s'accompagne parfois de l'apparition de sous-joints assez nets. Pour deux échantillons du massif de Gangotri (GL88 et GB152), situés près du contact sommital, les poches de quartz sont présentes. Les autres ne montrent pas ce regroupement;

- les phyllosilicates (souvent la muscovite, de plus grande taille que dans les faciès précédents) marquent une fluidalité-foliation toujours moins pénétrative que l'agencement magmatique initial mais de même direction. Leurs clivages présentent souvent des traces de torsions importantes surtout sur les gros individus;

- les plagioclases ne présentent que rarement des macles tordues (échantillons GL53 et GL54). Les gros individus donnent l'impression d'avoir roulé dans une matrice plus visqueuse. Dans l'ensemble, les plagioclases sont moins automorphes que dans le groupe précédent;

- le feldspath microcline est systématiquement exempt de traces de déformation, tout en étant toujours xénomorphe;

- quant à la tourmaline, elle peut être remarquablement fraîche comme dans l'échantillon GB152, pourtant très déformé, ou être légèrement fracturée.

Il faut souligner que, quel que soit l'état de déformation de l'échantillon, le quartz n'acquiert jamais de fabrique de réseau importante. Les traces de déformations plastiques ne sont jamais sécantes sur les orientations magmatiques initiales. Il y a donc continuité entre ces deux types de déformation.

En conclusion il nous faut retenir que l'essentiel des textures vues sur le terrain ou en lames mince est d'origine purement magmatique. A titre de remarque il convient de signaler ici que la forme aplatie des cristaux de quartz ne peut être systématiquement utilisée comme critère de déformation plastique et qu'elle est au contraire susceptible de renseigner sur l'état de déformation (ou de contrainte ?) du magma en fin de cristallisation. De par ses relations avec les fabriques de forme des autres minéraux, toujours très accentuée quand le quartz est trés aplati, il est possible que cet habitus du quartz témoigne d'une cristallisation sous un régime de contrainte anisotrope. Cet aspect sera abordé plus en détail dans la partie consacrée aux résultats obtenus par l'utilisation de l'analyseur vidéographique interactif (AVI).

Sur un plan plus général on note, dans la description précédente, l'absence de texture mylonitique ou orthogneissique. Des faciès mylonitiques rappelant des faciès du bras de Chhokang au Népal central (Le Fort-communication orale) ont été apercus en éboulis dans la Bhagirathi au niveau de Gangotri et dans la vallée de Khatling; des niveaux mylonitiques ou à déformation plastique de haute température existent donc au sein du granite. Si leur position reste imprécise, ces niveaux ne sont en tous cas pas uniquement localisés à la base ou au sommet du granite, en témoignent les observations réalisées dans le glacier du Meru qui montrent des textures magmatiques remarquablement fraîches au contact même granite-métasédiments. Il reste que, si l'on s'en tient à la quantité de blocs apercus (2), ces niveaux ne doivent pas être très abondants dans le secteur cartographié.

5) Conclusion

De cette première partie il nous faut retenir:

- la géométrie spatiale bien contrainte des corps leucogranitiques avec la présence des zones de pincement,
- la possibilité, pour un des massifs au moins, d'avoir eu sa structuration en partie guidée par un mécanisme de décrochement,
- le faible taux de déformation post-magmatique enregistré à l'échelle de la lame mince.

C) ETUDE MAGNETIQUE

1) Introduction.

Au cours des paragraphes précédents nous avons insisté sur la difficulté d'évaluer la linéation minérale ainsi que sur la précarité des données directionelles obtenues. Ceci est une des raisons qui nous a poussé à utiliser des techniques plus évoluées, complémentaires de l'approche de terrain. L'ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) en est une. En plus de l'aspect directionnel, cette méthode permet par ailleurs une approche semi quantitative de la déformation des granites.

En France ce n'est que depuis le début des années 1980 que l'ASM s'est développé comme outil d'analyse structurale. L'on doit principalement son introduction à trois équipes. La première, à Saint Maur a joué le rôle de pionnier (Daly, 1970; Henry, 1980). La deuxième, sous l'impulsion de J.L. Bouchez (à Nantes puis à Toulouse), a concentré ses travaux sur l'utilisation de cette méthode pour l'étude cinématique des granitoïdes. La troisième, conduite par P. Rochette à l'IRIGM à Grenoble, s'est plus particulièrement intéressée aux propriétés magnétiques intrinsèques des roches et des minéraux. Nous allons maintenant présenter succintement le principe de cette méthode. Pour plus de détails quant à l'historique de cette technique nous renvoyons le lecteur au travail très complet de O. Jover (1986).

2) Principe et traitements.

a) origine et différents types de magnétisme.

Ce sont les différents mouvements de rotation des électrons autour du noyau (rotation de spin et orbitale) qui sont à l'origine des moments magnétiques de chaque atome. A l'échelle supérieure c'est l'appariement de tous ces moments magnétiques élémentaires qui définira l'état magnétique de la matière. On en distingue cinq qui sont:

- le diamagnétisme,
- le paramagnétisme,
- le ferro et l'antiferromagnétisme,
- le ferrimagnétisme.

Les mesures réalisées sur différents leucogranites du Massif Central (Echassières) et de l'Himalaya (massif de Gangotri-Badrinath et de l'Everest, ce travail et Rochette, 1988) ont montré que leur susceptibilité dépendait uniquement de la combinaison des effets du

diamagnétisme et de ceux du paramagnétisme. Ces deux états caractérisent un corps pour lequel le moment magnétique global est nul en l'absence de l'application d'un champ magnétique externe. Ceci est du à une interaction faible ou inexistante entre les différents moments magnétiques élémentaires en raison de leur très grande dilution au sein de la matière. Le paramagnétisme se distingue du diamagnétisme par le fait que l'inverse de la susceptibilité 1/K est une fonction linéaire (en première approximation) de la température. Cette dépendance est traduite par la loi de Curie:

$$X=C/(T-O)$$

C: constante de Curie spécifique à chaque corps,.
T: température absolue,
O: constante dépendant du minéral.

Sur le plan atomique, ce comportement est à relier à la présence d'électrons non appariés qui n'apparaissent que dans les ions de certains éléments lourds ou de transition (citons parmi les plus courants le fer et le manganèse). La présence d'un ou de plusieurs de ces éléments dans le réseau cristallin des silicates (ici la biotite et la tourmaline) déterminera le caractère plus ou moins paramagnétique du minéral.

Dans le cas du diamagnétisme le plus courant, l'absence d'électrons non appariés fait que la susceptibilité est indépendante de la température. C'est le cas du quartz et des felsdpaths pour lesquels la susceptibilité est négative et très faible.

Par contre pour les trois autres états magnétiques, la concentration élevée de ces éléments rend dominante l'interaction de leur moment magnétique. La matière possède ainsi un ordre magnétique. Ceci se traduit par un moment magnétique non nul (disposition non aléatoire de chaque moment magnétique). C'est dans cette catégorie que se trouvent, par exemple, le fer métallique (ferromagnétique), l'ilménite (antiferromagnétisque) et la magnétite (ferrimagnétique).

A l'échelle de la roche, le comportement magnétique est le résultat des comportements magnétiques de chacun des minéraux qui la constitue, en fonction de leur proportion.

b) l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Pour le structuraliste, l'intérêt de l'étude des propiétés magnétiques de la matière vient du fait que certains minéraux présentent une anisotropie de susceptiblité magnétique, c'est-à-dire que leur intensité d'aimantation, sous l'action d'un champ externe, varie dans l'espace. Pour un champ magnétique inducteur faible, la susceptibilité est décrite par un tenseur de rang 2 dont la représentation spatiale est un ellipsoïde, caractérisé par ses trois demi-axes en longueur et en direction (K1>K2>K3) (Fig 37)

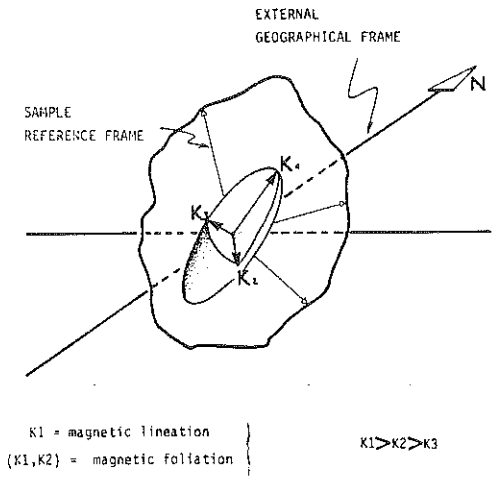


Fig.37. Représentation spatiale de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique (d'après Jover, 1986).

A l'echelle du grain, on reconnait deux grandes types d'anisotropie magnétique:

- la première, liée au réseau cristallin, dite anisotropie magnétocristalline, n'est présente que dans les minéraux dont le système cristallin est anisotrope. De ce fait, ceux-ci présentent des directions de facile aimentation. Ainsi la biotite et la tourmaline possèdent une anisotropie magnétocristalline. Par contre le grenat, qui cristallise dans le système cubique, ou encore la pyrite, sont pratiquement isotropes. Le taux d'anisotropie de chaque minéral est défini comme le rapport entre la susceptibilité maximale (K1) et la susceptibilité minimale (K3), P=K1/K3. Pour la biotite et la tourmaline, la valeur de P est respectivement de 1,35 et 1,12 (Rochette, 1988).

- la seconde est due à la forme du minéral et porte de ce fait le nom d'anisotropie magnétique de forme. Elle n'existe que dans les minéraux à très forte susceptibilité: ferro ou ferrimagnétique. Ainsi la magnétite, qui présente une faible anisotropie magnétocristalline (système cubique) a, en fonction du rapport axial des grains, un P variant de 1 à 5.

A l'échelle de l'agrégat polycristallin on a coutume de faire la distinction entre l' effet des ferromagnétiques s.l et l'effet des minéraux dia et paramagnétiques qui constituent ce que l'on appelle la matrice (cf Rochette, 1988). La fabrique magnétique va dépendre de la contribution respective de chaque espèce minérale présente. Dans le cas de granite, cette fabrique sera anisotrope si:

- des minéraux magnétiquement anisotropes sont présents,
- ces minéraux sont distribués de façon non aléatoire au sein de la roche, en clair s'ils possèdent une orientation préférentielle de forme ou de réseau.

c) techniques de mesure-appareillage.

c.1) carottage

Vu les conditions de travail il n'a pas été possible de carotter sur place. La procédure a donc consisté à prélever sur le terrain d'assez gros échantillons (1-2 Kg) orientés en général sur deux faces (précision de +/- 5°) et à réaliser les carottes au laboratoire. Si cette méthode permet d'obtenir plusieurs échantillons mesurables par bloc, elle a en revanche le défaut d'être moins précise quant aux directions obtenues en raison des problèmes inhérents à toute technique de réorientation d'échantillons.

Le carottage se fait avec un foret amagnétique à couronne diamantée continue (diamètre de 25 mm). Deux trous sont réalisés en moyenne sur chaque échantillon ou plus, si sa configuration le permet. Chaque carotte est découpée en segments de 22 mm de hauteur au moyen d'une scie amagnétique. La face supérieure de chaque échantillon est repérée par rapport au Nord magnétique.

c.2) acquisition des données

Pour la mesure de l'ASM, deux types d'appareil ont été successivement utilisé. Le premier, un Molspin du Laboratoire de Tectonophysique de Toulouse (Directeur. J.L. Bouchez) fonctionnant selon le principe du magnétomètre de type spinner, détermine la différence entre susceptibilité maximale et minimale dans un plan horizontal d'une carotte tournant autour d'un axe vertical. Cette mesure est répétée dans trois plans perpendiculaires. Pour déterminer complètement le tenseur de susceptibilité, une mesure de susceptibilité selon une direction ("bulk") est nécessaire. Celle-ci est obtenue sur un autre type d'appareil qui fonctionne selon le principe du pont d'impédance à compensation automatique. Cependant, si

l'obtention du Bulk ne pose pas de gros problèmes en terme de reproductibilité de mesure, la détermination des axes principaux de l'ellipsoïde en intensité et surtout en direction est beaucoup plus délicate, à cause de la très faible susceptibilité des échantillons analysés.

Pour cette raison, nous avons dû utiliser le Kappabridge KLY2 installé à l'IRIGM à Grenoble (P. Rochette). La sensibilité de l'appareil (5.10^{-8} SI) s'est avérée suffisante pour ce type de leucogranite dont la susceptibilité varie de 1 à 5.10^{-5} SI. Ainsi, dans de bonnes conditions de manipulation, on peut obtenir une précision relative sur les mesures de quelques pour mille (Rochette, 1988). La procédure de routine consiste à mesurer la susceptibilté selon 15 directions différentes Celles-ci sont imposées par le porte échantillon fournit par le constructeur (Geofyzica-Brno-Tchécoslovaquie). On obtient ainsi pour chaque échantillon (1 carotte) 15 "points vecteurs" dont la configuration spatiale doit se rapprocher le plus possible d'un ellipsoïde idéal. Si l'écart par rapport à cet ellipsoïde d'un (ou de plusieurs) point (s) est trop élevé on répète la (ou les) mesure (s) jusqu'à avoir une erreur standard correcte

Au terme de cette manipulation, on obtient une susceptibilité moyenne (Km), les intensités moyennées des trois principaux axes de l'ellipsoïde (K1>K2>K3), leurs directions par rapport au référentiel de la carotte et par rapport au repère géographique ainsi que trois angles de confiance qui déterminent le plus ou moins bon regroupement, en direction, des mesures effectuées.

Une série de mesures prend entre trois et quatre minutes suivant l'habilité manuelle de l'opérateur. Enfin il faut ajouter que, en raison de la très faible susceptibilité paramagnétique des échantillons, il est nécessaire de travailler avec un gant isotherme (en soie) qui limite les transferts de chaleur, source de déviation de Km (pour un dT de 1°, on a un dKm de 0,3%) (Rochette, 1988).

d) traitement des données.

La première partie du traitement consiste à reporter sur stéréogramme les valeurs obtenues pour un site (dans le cas présent, un bloc). On évalue ainsi la qualité du site en fonction de la dispersion des mesures. Si l'on dispose d'un nombre élevé de sites il peut être utile de les regrouper par catégories (cf.Jover, 1986).

La deuxième partie consiste à évaluer au moyen d'un programme de moyenne tensorielle (Jelinek, 1977; programme mis au point par C. Aubourg-IRIGM) les directions moyennes de chaque site et les paramètres d'anisotropie classiquement utilisés dans ce type d'étude. Ce sont généralement (cf. Jover, 1986; Lamarche, 1987):

- l'intensité de la fabrique linéaire L=K1/K2,
- l'intensité de la fabrique planaire F=K2/K3,
- le degré d'anisotropie (Nagata, 1961) P=K1/K3,

- le paramètre de forme (Jelinek, 1981) T,

T= 2(k2-k3)/(k1-k3) - 1 avec, ki=Log(Ki),

T= 1 pour un ellipsoïde aplati de révolution autour de K3,

T= 0 pour un ellipsoïde neutre,

T=-1 pour un ellipsoïde allongé de révolution autour de K1.

La troisième étapes consiste à confronter les données directionnelles ou semi-quantitatives obtenues par l'ASM, à d'autres méthodes; ceci peut se faire à l'aide de cartes où l'on reporte les mesures relevées sur le terrain et les données de l'ASM (Guillet, 1984; Jover, 1986; Lamarche, 1987) ou au moyen de diagrammes non dimensionnés (type diagramme de Flinn) quand l'on désire comparer les types de pétrofabriques.

e) conclusion.

L'utilisation des propriétés d'anisotropie magnétique de la matière en analyse structurale se justifie amplement par les faits suivants:

- la rapidité d'obtention d'une série de mesures définitives. Celles-ci n'ont pas seulement une application dans le domaine de la géologie structurale. Ainsi, par exemple, la variation de Km est, dans le cas présent, une source d'information supplémentaire sur l'abondance en ferromagnésiens du granite. De plus la taille de l'échantillon analysé, nettement plus petite que celle nécessaire pour une analyse chimique conventionnelle (1 Kg en moyenne), peut aussi être une indication sur des hétérogénéités locales de répartition de ces éléments.

- c'est une méthode non destructive. Les carottes réalisées peuvent être utilisées à d'autres fins comme des études de paléomagnétisme.

- enfin, et c'est probablement l'atout le plus important, la mesure est réalisée sur un volume et non pas sur une surface comme c'est le cas pour la plupart des autres méthodes d'évaluation de la déformation finie. De plus, dans le cas de L'ASM, cette évaluation se fait sans qu'aucun choix n'intervienne de la part de l'opérateur (à l'exception du choix de l'échantillon).

3) Résultats.

Au total 197 échantillons cylindriques taillés dans 43 blocs auront été traités par cette méthode. Les résultats obtenus seront présentés sous trois aspects; un aspect de minéralogie magnétique, un aspect directionnel et un aspect semi-quantitatif.

a) les minéraux porteurs de L'ASM.

L'origine minéralogique de la susceptibilité en champ faible peut être directement déterminée par des mesures en champ fort et à température variable, ou bien en comparant K et les teneurs en ions magnétiques obtenues par analyse chimique.(Rochette, 1987).

La première méthode a été appliquée par P. Rochette à 8 échantillons de leucogranites dont 4 du massif de Gangotri-Badrinath et 4 du massif de l'Everest (échantillons EV). Les valeurs de la susceptibilité en champ fort Kl mesurée au magnétomètre cryogénique du Laboratoire Louis Néel sont comparée à la susceptibilité K mesurée au Kappabridge sur les mêmes échantillons de 1 cm3 dans le tab. 2.

éch.	GB113	GB141	GB149	GL14	EV3A	EV8A	EV7A	EV10B
Kl(10-6 SI)	28,0	29,8	38,3	34,7	54,6	57,0	38,1	27,3
Ko	27,4	29,4	38,6	35,5	59,2	57,1	37,9	27,5
(Ko-Kl/Ko)100	-2,2	-1,4	-0,8	2,2	7,8	0,2	-0,5	0,7

Tab:2 Résultats des mesures de susceptibilité (Kl) effectuées en champ fort au magnétomètre cryogénique. Ko = susceptibilité mesurée au Kappabridge KLY2.

Excepté pour l'échantillon EV3A, la différence entre Kl et Ko correspond aux incertitudes de mesures, ce qui prouve que les porteurs de la susceptibilité sont les minéraux diamagnétiques (feldspaths et quartz) et paramagnétiques (biotite, muscovite et tourmaline), la contribution ferromagnétique étant tout à fait négligeable.

La susceptibilité moyenne Km doit alors obéir à la loi:

$$Km = D + d(25{,}2\ t'(Fe^{2+}) + 33{,}4\ t''(Fe^{3+}) + 33{,}8\ t'''(Mn^{2+}))\ 10^{-6}\ SI$$

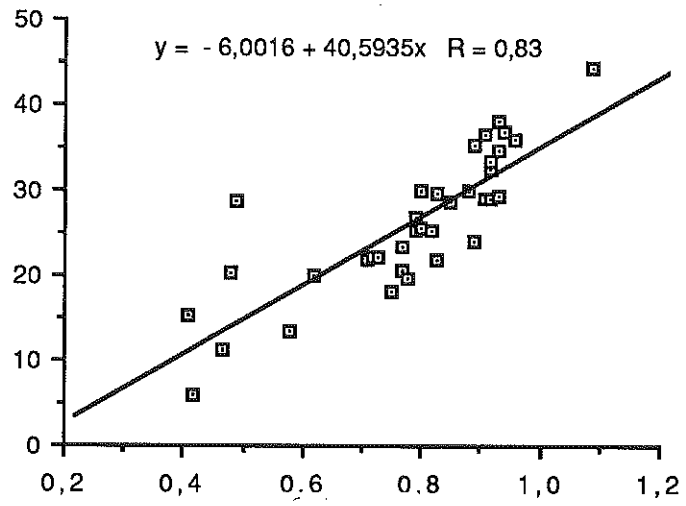
si l'on néglige les autres ions paramagnétiques, avec:

D: susceptibilité diamagnétique,

d: densité de la roche.

Dans le cas du granite de Gangotri l'analyse des éléments majeurs montre que MnO_2 est présent dans la plupart des cas à l'état de traces ou inférieur à 0,04 %, alors que la teneur en Fe_2O_{3t} est de l'ordre de 0,8 %. On peut donc négliger le manganèse. En prenant d= 2,64 et x= Fe^{3+}/Fe^{2+} on obtient la relation,

$$Km = D + A\ tFe_2O_3\ 10^{-6}\ SI \qquad \text{avec} \quad A = (56/80)2{,}64\ (25{,}2+x\ 33{,}4)$$



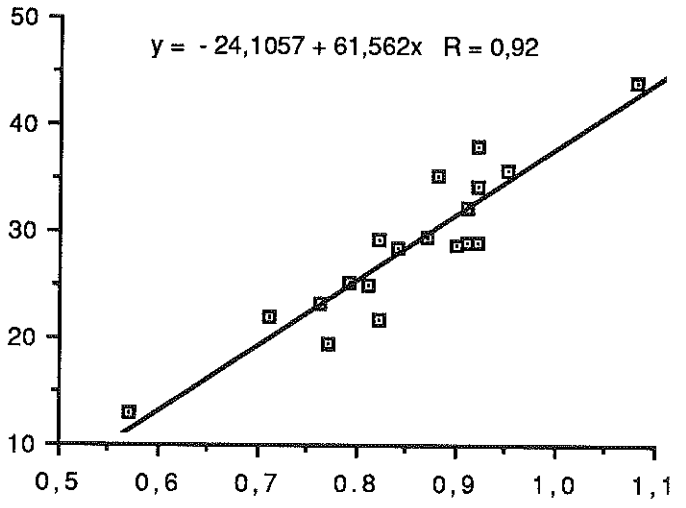


Fig. 38: a corrélation Km-Fe2O3 réalisée sur tous les échantillons .

b même corrélation en ne retenant que les échantillons avec un écart type sur Km inférieur à 10%

	Km	e.t.	Fe_2O_{3t}	B
Moy	24.9	-	0.77	11.6
Max	43.1	-	1.07	19.6
Min	4.7	-	0.39	6.5
Dev.Sta.	8.3	-	0.16	5.5
		Massif de Gangotri		
GL 6	18.7	14.6	0.60	10.1
GL7	25.6	9.0	0.77	12.0
GL 11	19.1	21.7	0.46	9.8
GL 79	22.8	11.7	0.87	14.8
GL 80	4.7	7.6	0.40	6.5
GL 88	31.2	2.9	0.90	16.0
GL 89	34.2	2.7	0.87	14.8
GB 21	24.0	2.9	0.80	14.1
GB 22	12.1	3.7	0.56	9.4
GB 146	33.3	4.5	0.91	14.9
GB 149	23.4	5.2	0.80	12.6
GB 151	16.2	13.6	-	-
GB 152	9.9	7.7	0.45	8.4
GB 17O	22.3	3.0	0.75	12.9
GB 171	27.5	2.8	0.83	14.1
GB 173	24.3	5.5	0.78	13.0
		Massif des Bhagirathis		
GL 33	27.9	1.8	0.90	17.0
GL43	28.3	2.0	0.81	13.8
GL 54	33.7	3.1	-	-
GL 58	21.0	4.1	0.70	10.9
GB 4	27.4	4.9	0.47	9.8
GB 11	14.1	19.5	0.39	8.8
GB 12	18.5	1.8	0.76	11.8
GB 13	19.4	5.1	0.75	12.6
		Massif du Shivling		
GL 13	35.5	9.3	0.92	16.6
GL 14	34.7	2.9	0.94	18.3
GL 15	32.2	7.0	0.90	16.8
GL 16	19.7	10.7	-	-
GB 17	37.2	6.3	-	-
GB 20	9.9	2.3	-	-
		Massif du Brigupanth		
GB 109	24.1	8.0	0.77	14.5
GB 110	17.0	5.0	0.73	12.6
GB 111	20.7	4.4	0.69	12.3
GB 112	35.3	17.8	0.89	16.1
GB 113	28.1	1.3	0.91	16.4
GB 114	28.9	8.8	0.78	14.0
GB 117	27.8	3.6	0.89	16.6
GB 119	20.8	4.5	0.71	11.6
		Massif du Kedar		
GB 24	43.1	2.7	1.07	19.6
GB 123	29.1	1.1	-	-
GB 132	20.7	3.4	0.81	13.9
GB 137	36.9	2.6	0.91	16.1

Tab 3: Valeurs des susceptibilités (Km) comparées aux teneurs en Fe_2O_{3t} et au paramètre B (Fe+Ti+Mg). L'écart type (e.t.) sur chaque valeur de Km est également indiqué.

Les données analytiques disponibles quant aux teneurs en Fe_2O_{3t} (tableau 3) montrent effectivement une corrélation linéaire dans un diagramme $Km=f(Fe_2O_{3t})$. Si l'on tient compte de tous les sites, la droite de régression a une ordonnée à l'origine (qui correspond au terme diamagnétique), de D=-6 et A=40,6 (R=0,82) (Fig.38.a). Si l'on ne prend en compte que les sites avec un écart type inférieur à 10% de la valeur de Km on obtient D=-24 et A=61,7 (R=0.92).(Fig.38.b). Pour le premier traitement la valeur de x obtenue n'est pas significative (=-0.1). Dans le deuxième traitement, le rapport obtenu est plus réaliste (x=0,24). Il reste cependant différent des rapports Fe^{3+}/Fe^{2+} obtenus par analyse par voie humide sur 5 échantillons (Tab:4).

éch.	GB4	GB11	GL11	GL29	GP92
Fe3+	0,33	0,27	0,32	0,26	0,33
Fe2+	0,21	0,26	0,26	0,27	0,27
x=Fe3+/Fe2+	1,57	1,03	1,23	0,96	1,22

Tab:4. Rapports Fe^{3+}/Fe^{2+} obtenus sur les cinq échantillons analysés par voie humide. (analyses Vernet-CRPG)

Pour les trois minéraux paramagnétiques cités auparavant, la susceptibilité moyenne varie en fonction de la teneur en fer. Elle varie de 1 à 2.10^{-3} SI pour la biotite et la tourmaline et est de l'ordre de 10^{-4} SI pour la muscovite. Les résultats d'analyse modale effectuée sur neuf échantillons sont représentés sur le tableau 5. Ces résultats montrent que, dans l'ensemble, la muscovite joue un rôle moins important que la biotite et la tourmaline, en prenant pour ces deux derniers une susceptibilité de 1.10^{-3} SI. Sur certains échantillons (GB17-GL14-GL88), la muscovite semble cependant contribuer de façon significative à la susceptibilité totale de l'échantillon. Les valeurs obtenues sur GL79, GB4 et GB12, trop hautes par rapport au Km mesuré, sont à relier à une surestimation du pourcentage de la tourmaline, du fait de sa grosse taille (faciès à gros grain des Bhagirathi).

éch.	GB17*	GB24*	GL14*	GL16	GL88*	GL89*	GL79	GB4	GB12
% Bi	1,79	2,86	1,82	O,63	1,23	1,32	0,00	O,00	O,00
% T	1,0	1,23	0,86	2,	0,98	2,15	5,75	4,25	5,75
% M	8,33	8,1	8,35	4,47	7,32	6,83	3,23	3,00	4,29
Km	37,2	43,1	34,7	19,7	31,2	34,2	22,8	27,4	18,5
K(B+T)	28,4	40,9	26,	23,2	22,1	34,7	57,5	42,5	57,5
K(M)	08,3	08,1	08,3	04,7	07,3	06,8	03,2	03,0	04,3
Kt	36,7	49,1	35,1	27,9	29,4	41,5	60,7	45,5	61,8

Tab:5.Résultats d'analyse modale obtenus par l'utilisation de l'AVI. Le pourcentage a été obtenu sur un nombre de points compris entre 4000 et 6000. Le comptage a été effectué sur

une lame mince.Les échantillons marqués d'une étoile (*) sont ceux présentant une fabrique normale (biotite dominante).Km: susceptibilité mesurée au Kappabridge KLY-2; K(B+T) susceptibilité due à la biotite et à la tourmaline, calculée en fonction de leur pourcentage et sur la base d'une susceptibilité de 1.10^{-3} SI. K(M) susceptibilité due à la muscovite calculée sur la base d'une susceptibilité de 1.10^{-4} SI. Kt=K(B+T)+K(M).

Parmi les minéraux diamagnétiques, le quartz est quasiment isotrope tandis que les feldspaths ont probablement une anisotropie plus forte, bien que l'on manque de données à leur sujet. On peut cependant estimer a priori leur contribution à l'anisotropie globale négligeable: 1% d'anisotropie de la contribution diamagnétique des feldspaths (supposée voisine de -14.10^{-6} SI) correspondrait à dK/K=1‰, dans le cas d'un échantillon à 20 % de feldspaths et avec un Km de $+25.10^{-6}$ SI.

Il s'avère donc clairement que l'ASM de ces granites traduira l'OPR de la biotite ou de la tourmaline, une éventuelle contribution de la muscovite ne faisant que renforcer l'effet de la biotite. Par contre, les anisotropies de la biotite et de la tourmaline s'opposent. En effet, la biotite (et la muscovite) se caractérise par une anisotropie intrinsèque P (K1/K3) de 1,35, avec K3 parallèle à l'axe C, c'est-à-dire perpendiculaire au plan des feuillets du minéral, et K1=K2. Pour la tourmaline, on sait depuis Foex (1957) que K3 est également parallèle à l'axe C du minéral lui même parallèle à l'axe de révolution des baguettes de tourmalines avec une anisotropie intrinsèque P de 1,12. Ainsi:

- dans le cas de roches à biotite, la fabrique magnétique est qualifiée de normale dans la mesure où l'ellipsoïde de l'ASM est similaire aux éléments structuraux: foliation et linéation magnétiques seront parallèles au plan d'aplatissement et à l'axe de zone de la pétrofabrique.

- par opposition, dans le cas de roches à tourmaline, la fabrique magnétique sera inverse, avec une susceptibilité K3 parallèle à la linéation de la tourmaline et K1 perpendiculaire au plan de dispersion des baguettes de tourmaline. Ce plan à valeur de plan d'aplatissement. Du point de vue structural, il faudra aussi inverser les paramètres d'anisotropie. F mesurera l'intensité de la linéation et L l'intensité de la foliation.

Il est donc indispensable, pour interpréter structuralement les directions et l'intensité de l'ASM, d'estimer les contributions relatives de ces deux minéraux. Pour une proportion variable, on pourra en effet passer d'un cas normal à un cas inverse avec les intermédiaires mixtes où directions et taux d'anisotropie pourront devenir non significatifs.

b) les données directionnelles.

Deux aspects sont à considérer au préalable. Le premier concerne la place des minéraux au sein du granite, le deuxième les relations biotite-tourmaline.

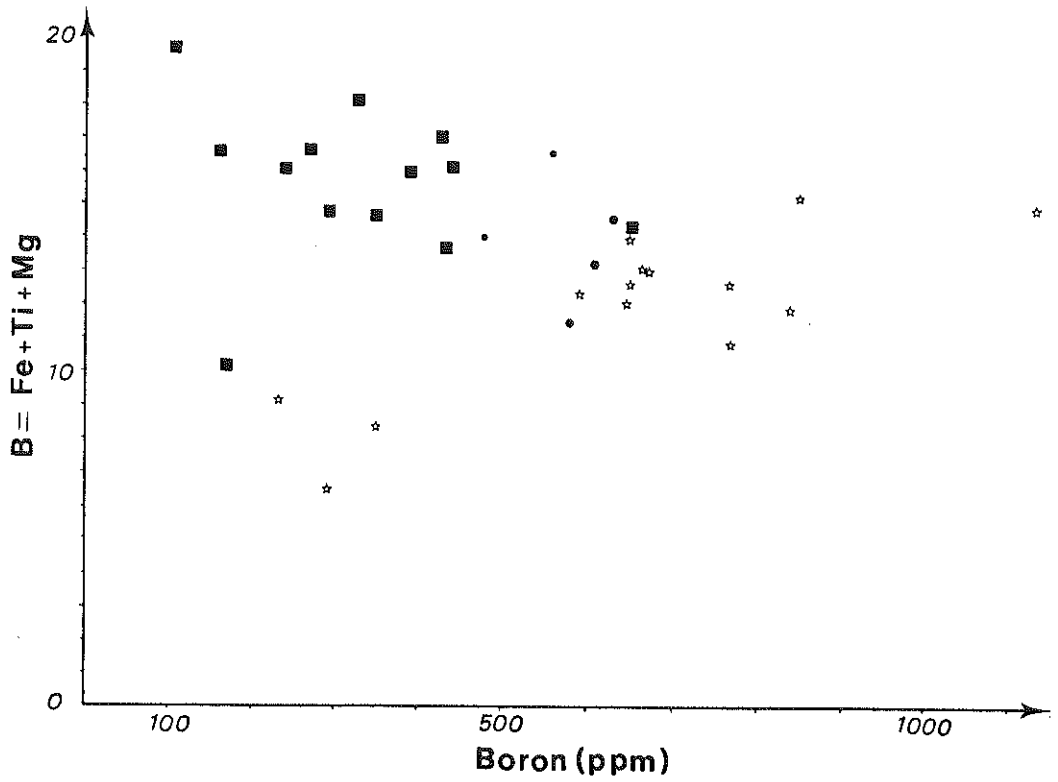


Fig. 39: Diagramme Bore=f(B).

■ faciès à biotite

☆ faciès à tourmaline

• faciès mixtes

(i)- l'interprétation de ces données impose avant tout de connaître la séquence d'apparition des minéraux au sein du granite. Pour la biotite, son origine magmatique ne fait aucun doute. Par contre des minéraux tels la muscovite et surtout la tourmaline, sont généralement considérés comme étant des phases tardi à post-magmatiques associées à des phénomènes deutériques tardifs. Les études en lames minces, réalisées sur trois sections perpendiculaires, ont permis d'établir que, dans la majorité des échantillons (36 sur 43), la muscovite fait clairement partie de la paragenèse magmatique s.s (cf.chapitre IV). De plus, dans les cas où une partie de la muscovite peut être considérée comme tardive, elle se développe en général en épitaxie sur la biotite lorsqu'elle est présente (faciès sommitaux du Gangotri) conservant ainsi les mêmes orientations cristallographiques et donc magnétiques.

En ce qui concerne la tourmaline, sa participation aux litages d'origine clairement magmatique témoigne, dans la majorité des cas, de son caractère magmatique. En lame mince elle possède presque systématiquement des formes cristallines propres. Elle se présente souvent sous la forme de baguettes noires allongées à coeur de quartz. Il existe cependant des échantillons (ex: GB113) où la tourmaline apparait comme une phase tardive. Elle est alors poecoelitique, de coloration vert foncé à vert bleu, d'assez grosse taille mais en faible quantité, et plutot dispersée de façon aléatoire au sein de la roche.

Ainsi, pour ce granite, il est légitime de considérer l'ensemble de ces phases comme étant d'origine magmatique.

(ii) - un deuxième point important est la compétition possible entre la tourmaline et la biotite. En effet, comme nous l'avons décrit auparavant, la présence simultanée de ces deux minéraux ne permet a priori aucune conclusion quant aux résultats directionnels obtenus, en raison de la fabrique inverse de la tourmaline. Pour l'analyse de ces données, il convient donc de distinguer trois faciès magnétiques principaux:

- un faciès à biotite (18),
- un faciès à tourmaline (20),
- un faciès mixte (5).

En fait, si pétrographiquement on peut distinguer un faciès à tourmaline seule, le faciès à biotite est en réalité un faciès à biotite largement dominante sur la tourmaline. Le groupe mixte correspond aux échantillons pour lesquels les observations en lames minces ne permetttent pas de trancher en faveur de l'un ou l'autre de ces deux minéraux . Sur le plan géochimique cette subdivision peut se traduire par l'utilisation d'un diagramme Bore=F(B) (Fig 39). On y distingue nettement un groupe à paramètre B élevé, correspondant au type à biotite dominante et pour lequel la corrélation avec la teneur en bore est inverse (on admet ici que tout le bore est présent dans la tourmaline). Par contre, pour le type à tourmaline seule cette corrélation semble normale. On remarquera que la plupart des faciès mixtes se situent à l'intersection de ces deux groupes.

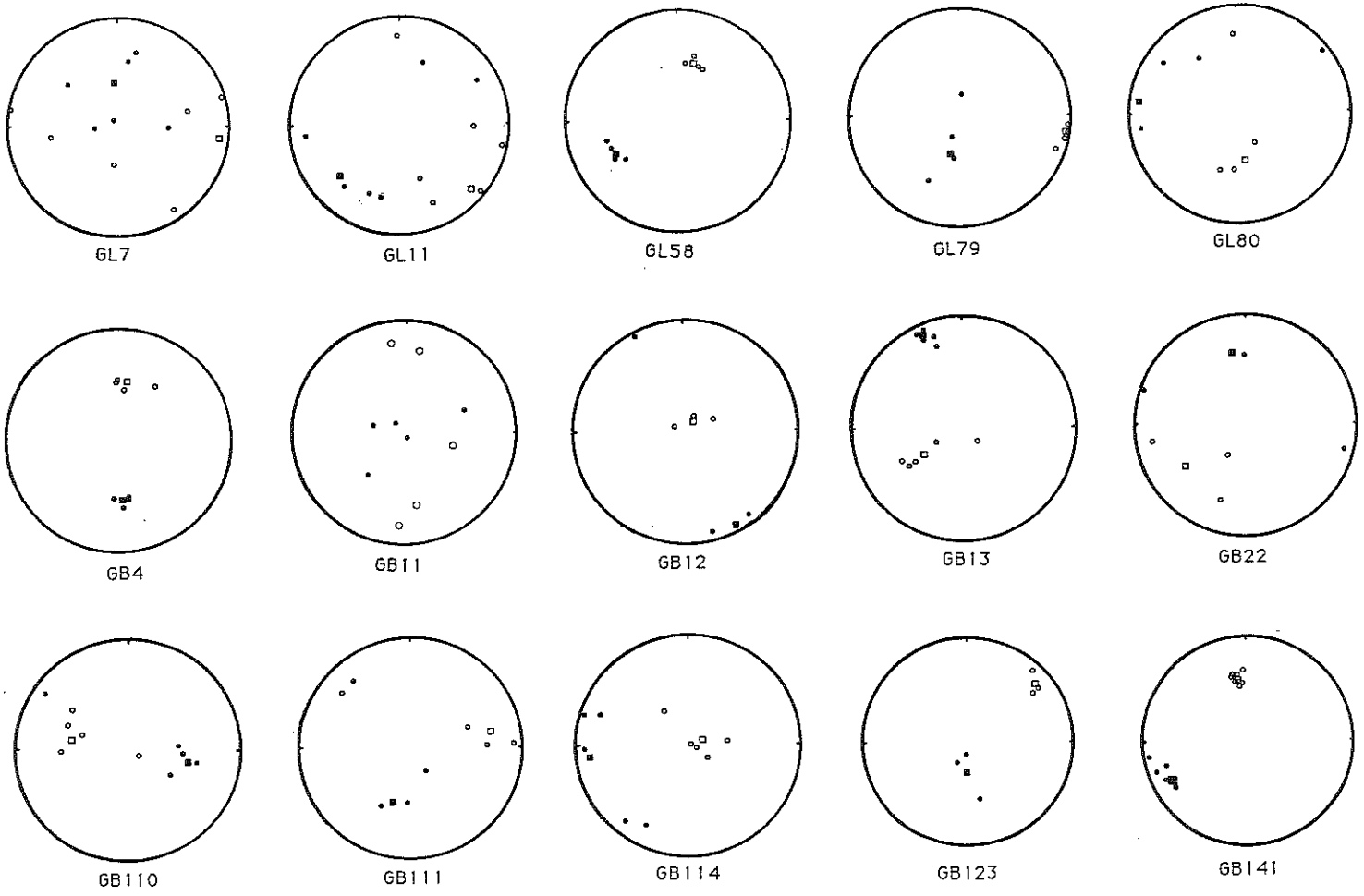


Fig. 40: Stéréodiagrammes obtenus sur l'ensemble des sites étudiés. De GL7 à GB173 sites à tourmaline. De GB109 à GB132 sites mixtes. De GL6 à GB146 sites à biotite.Cercles noirs K1, cercles blancs K3. Les carrés noirs et carrés blancs sont les moyennes tensorielles correspondantes à K1 et K3 respectivement.

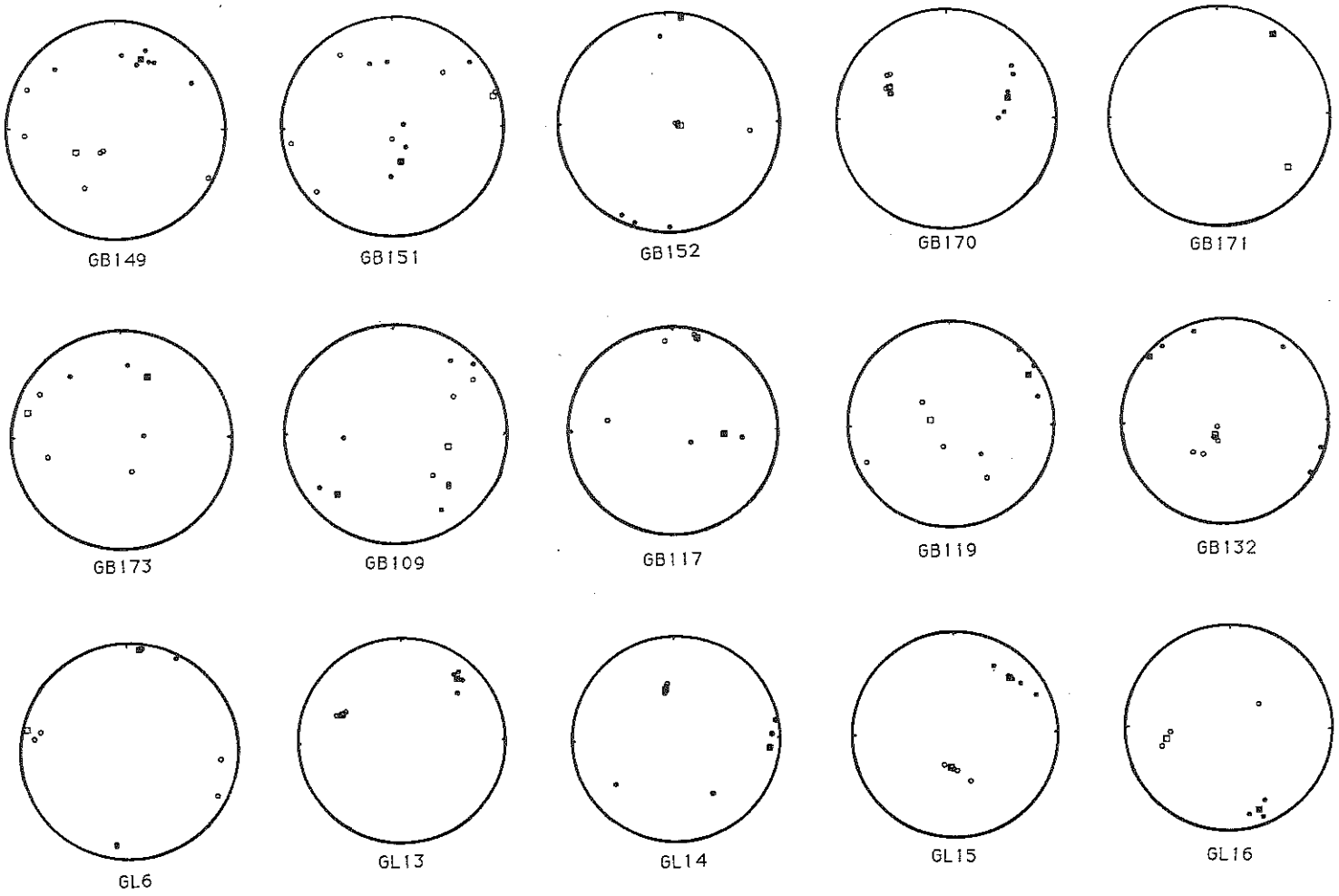

GB149
GB151
GB152
GB170
GB171
GB173
GB109
GB117
GB119
GB132
GL6
GL13
GL14
GL15
GL16

Fig. 40: suite

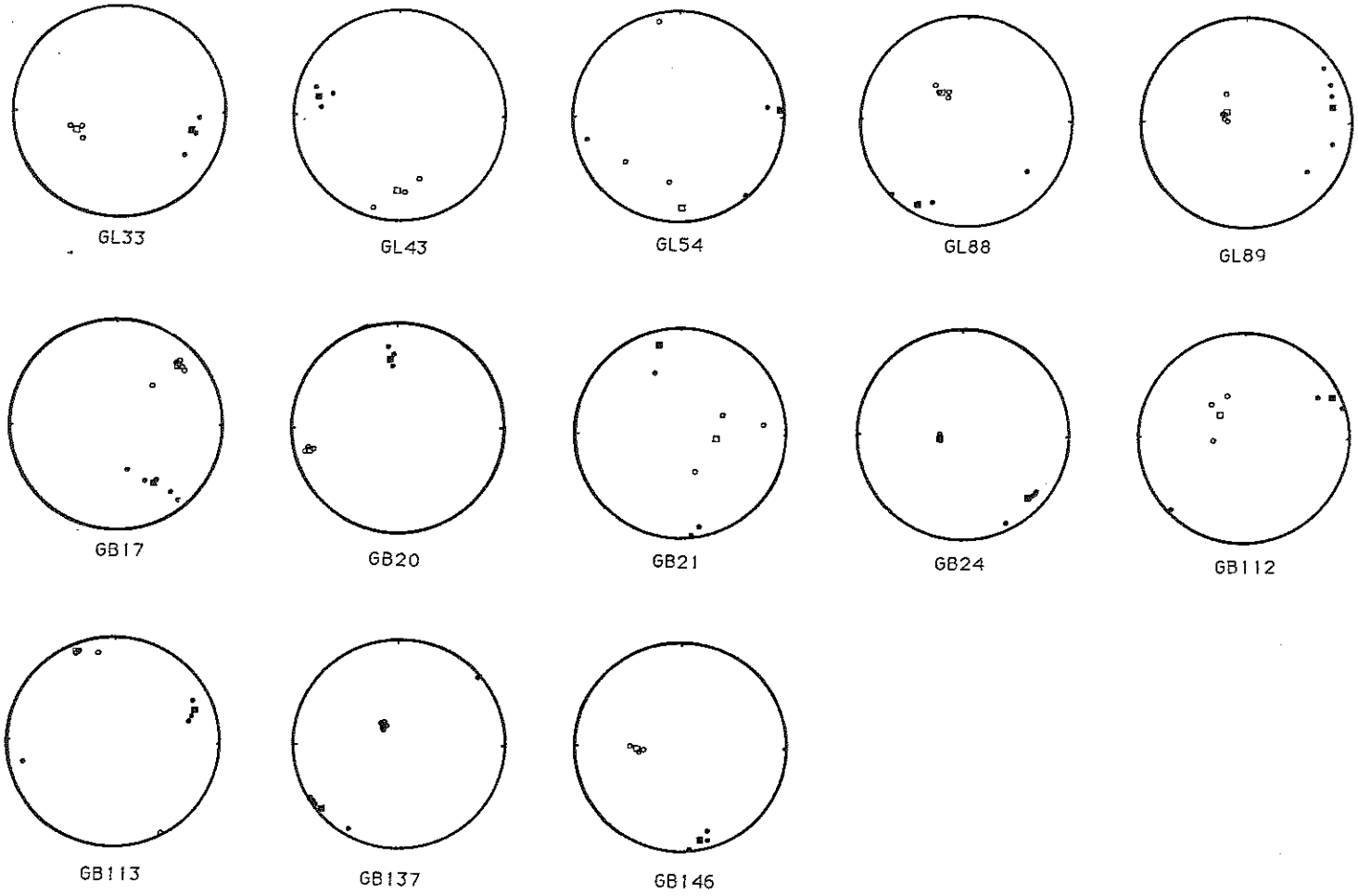

GL33
GL43
GL54
GL88
GL89
GB17
GB20
GB21
GB24
GB112
GB113
GB137
GB146

Fig. 40: suite

Le seuil critique, au delà duquel domine la biotite (ou la tourmaline), est difficile à déterminer en raison de l'absence de méthode d'estimation précise de la proportion de ces deux minéraux. Les résultats obtenus à partir de l'analyse modale suggèrent cependant qu'en dessous de 2 % de tourmaline et avec 1 à 2 % de biotite, la fabrique magnétique soit déterminée par cette dernière (tableau 4):

b.1) les faciès à biotite.

Rappelons que à l'exception de deux échantillons du Bhrigupanth, ces faciès sont tous des faciès de bordure (sommitale, basale ou latérale) ou filoniens. On peut distinguer trois types de stérérogramme (Fig 40)

- le premier (12 échantillons) montre deux populations bien distinctes correspondant aux K1 et K3. Dans ces diagrammes on peut définir ligne et plan magnétique,
- le deuxième correspond à une configuration avec K3 en axe de révolution (6 échantillons). Dans ce cas seul le plan magnétique est défini,
- le troisième (2 échantillons) montre une dispersion importante des mesures, correspondant à un état magnétiquement isotrope. Aucune donnée n'est alors retenue.

b.2) les faciès à tourmaline.

Comme précédemment on peut distinguer plusieurs sites (Fig 40):

- les sites présentant deux familles bien distinctes et groupées (9 échantillons); ici plan et linéation magnétique sont également définissables,
- les sites avec K3 (// à C) comme axe de révolution (4 échantillons). L'angle d'ouverture, dans le plan de révolution, varie de 180° à 20-30°,
- les sites avec KI comme axe de révolution(3 échantillons),
- les sites présentant de mauvais regroupements (4 échantillons). La cause semble être due à la taille du grain, trop importante par rapport à la taille de la carotte (GL 11-GB 151-GB173). Dans le cas de GB151, la mesure de susceptibilité réalisée sur une de carotte de volume supérieure correspond, à quelques degrés près, à la valeur obtenue par la moyenne tensorielle sur les six petites carottes. Dans ces trois cas nous considérons donc que les résultats obtenus sont significatifs en direction,
- enfin le site GB 152, où la muscovite porte la susceptibilité magnétique et ce, malgré la présence de tourmaline. Celle-ci se présente sous la forme de petits grains remarquablement automorphes, dispersés de façon aléatoire au sein de la lame et souvent en inclusions dans la muscovite. Le plan de disposition des muscovites, ici très net, est

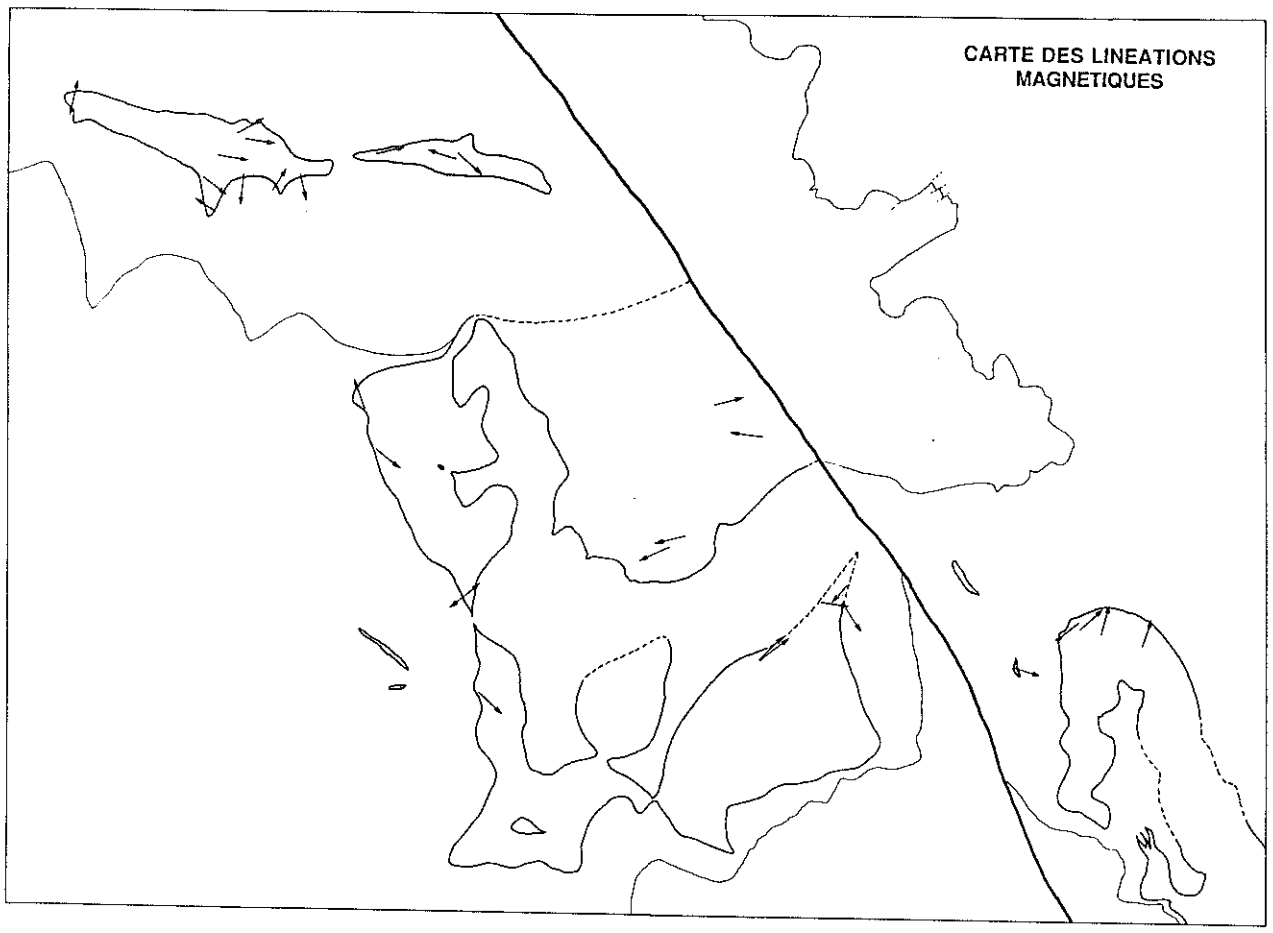


Fig. 41: Carte des linéations magnétiques obtenues sur les sites étudiés (voir texte pour commentaire). Comparer avec la carte de la Fig. 35b.

subhorizontal. Par contre la linéation indiquée par la tourmaline (en admettant qu'elle détermine le magnétisme) est subverticale, en contradiction avec les données macroscopiques.

b.3) les faciès mixtes.

Cinq échantillons tombent dans cette catégorie. Ces sites se caractérisent en général par des stéréodiagrames à configuration assez dispersée. Pour GB114, le contrôle de la minéralogie et de ses relations avec les axes magnétiques a permis de conclure à une configuration de type inverse dominée par la tourmaline. La même procédure a été appliquée au reste des échantillons. Il en ressort que GB132 et GB117 ont une configuration magnétique normale, alors que GB119 appartient aux sites à tourmaline. Pour le site GB109, il semble que la compétition entre la biotite et la tourmaline soit effective et qu'il n'y ait pas d'espèce dominante magnétiquement. Dans ce cas les résultats obtenus ont été rejetés.

L'ensemble des données directionnelles est reporté sur la carte de la figure 33. On remarque que la linéation magnétique présente une assez forte dispertion sur l'ensemble du secteur étudié. D'une façon générale, les sites situés à l'intérieur des massifs ont des linéations comprises entre N70°E et N130°E avec un plongement en moyenne assez faible. Par contre les échantillons prélevés en bordure montrent un dispersion plus forte, certains sites accusant des directions franchement méridiennes (notamment dans la lentille Ouest de Gangotri et la terminaison des Bhagirathi).

c) signification de la linéation.

c.1) les faciès à biotite dominante.

En terme cinématique, l'interprétation de la linéation portée par ces faciès ne pose généralement pas de problème. En effet, il est admis que la linéation magnétique représente une disposition en axe de zone des biotites. A son tour, cette disposition en axe de zone est souvent interprétée en terme de direction de fluage magmatique, assimilée la plupart du temps à une direction de mise en place du magma. L'équivalence ligne magnétique-axe de zone-direction de fluage ne pose généralement pas de problème. Par contre, en ce qui concerne la direction de mise en place, nous verrons que, dans le cas présent, cette égalité n'est pas vérifiée notamment en raison des contraintes de la géologie régionale (cf.synthèse tectonique).

c.2) les faciès à tourmaline.

		Km	L	F	P	T
Moyenne		24.88	1.012	1.027	1.039	0.263
Max.		43.10	1.030	1.089	1.100	0.978
Min.		4.70	1.001	1.003	1.009	-0.573
Ecart type.		8.31	0.007	0.023	0.024	0.401
n° Ech.	N					
		Massif du Gangotri				
GL 6 *	4	18.7	1.026	1.038	1.065	0.185
GL 7	6	25.6	1.014	1.008	1.022	-0.297
GL 11	6	19.1	1.005	1.009	1.014	0.309
GL 79	4	22.8	1.009	1.058	1.068	0.724
GL 80	4	4.7	1.010	1.012	1.022	0.059
GL 88*	4	31.2	1.010	1.089	1.100	0.793
GL 89*	5	34.2	1.012	1.062	1.074	0.677
GB 21*	3	24	1.007	1.004	1.011	-0.271
GB 22	3	12.1	1.007	1.014	1.020	0.339
GB 146*	3	33.3	1.010	1.029	1.039	0.505
GB 149	7	23.4	1.016	1.004	1.020	0.800
GB 151	6	16.2	1.004	1.011	1.015	0.432
GB 152	4	9.9	1.013	1.034	1.048	0.443
GB 17O	6	22.3	1.010	1.042	1.052	0.602
GB 171	5	27.5	1.006	1.023	1.029	0.607
GB 173	3	24.3	1.007	1.006	1.013	-0.032
		Massif des Bhagirathi				
GL 33*	3	27.9	1.011	1.021	1.033	0.297
GL 43*	4	28.3	1.013	1.009	1.022	-0.183
GL 54*	3	33.7	1.011	1.003	1.014	-0.565
GL 58	4	21.02	1.019	1.011	1.031	-0.260
GB 4	4	27.4	1.018	1.029	1.048	0.228
GB 11	5	14.05	1.009	1.013	1.021	0.200
GB 12	3	18.5	1.021	1.014	1.035	-0.217
GB 13	5	19.4	1.015	1.012	1.028	-0.117
		Massif du Shivling-Meru				
GL 13*	4	35.5	1.011	1.078	1.090	0.744
GL 14*	4	34.7	1.001	1.064	1.065	0.978
GL 15*	5	32.2	1.014	1.056	1.071	0.591
GL 16*	3	19.7	1.030	1.022	1.052	-0.147
GB 17*	6	37.2	1.015	1.016	1.031	0.052
GB 20*	3	9.9	1.020	1.040	1.060	0.339
		Massif du Bhrigupanth				
GB 109'	5	24.1	1.004	1.012	1.016	0.516
GB 110	5	17	1.011	1.010	1.021	-0.047
GB 111	4	20.7	1.007	1.010	1.017	0.155
GB 112*	3	35.3	1.025	1.017	1.042	-0.166
GB 113*	4	28.1	1.018	1.038	1.056	0.349
GB 114'	5	28.9	1.005	1.012	1.018	0.397
GB 117'	3	27.8	1.005	1.004	1.009	-0.132
GB 119'	4	20.8	1.014	1.004	1.018	-0.573
		Massif du Kedar				
GB 24*	4	43.1	1.005	1.062	1.067	0.857
GB 123	3	29.1	1.012	1.025	1.038	0.333
GB 132'	5	20.7	1.001	1.022	1.023	0.896
GB 137*	5	36.9	1.018	1.076	1.096	0.610
GB 141	8	28.6	1.012	1.021	1.033	0.283

Tab:6: Tableau récapitulatif des principales données obtenues sur les 43 sites étudiés(*: sites à biotite. ': sites mixtes, les autres sites sont à tourmaline)

Km: susceptibilité moyenne en 10-6 SI

L, F, P, T: paramètres de forme de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique

N:nombre de carottes obtenus sur chaque bloc.

L'interprétation de la linéation magnétique est simple pour les stéréogrammes à double groupement ainsi que pour ceux avec K1 comme pôle du plan de dispersion des axes K3. Dans ces deux cas, il semble légitime d'assimiler, comme pour la biotite, la linéation magnétique à une direction de fluage magmatique.

Par contre, les stéréogrammes pour lesquels K3 est le pôle du plan de dispersion des axes K1 sont plus délicats à interpréter. Pour ce type de stéréogramme, seuls la linéation magnétique est définie. Deux hypothèses sont possibles pour expliquer cela. En effet, du fait de la forme en baguettes de la tourmaline, on peut se demander si une telle configuration des axes magnétiques n'implique pas, en terme cinématique, une disposition de la tourmaline perpendiculaire à la direction de mouvement. Ceci pourrait en effet expliquer la rotation de la tourmaline autour de son axe de révolution (// à K3) de façon à avoir une dispersion de K1 (Fig 42).

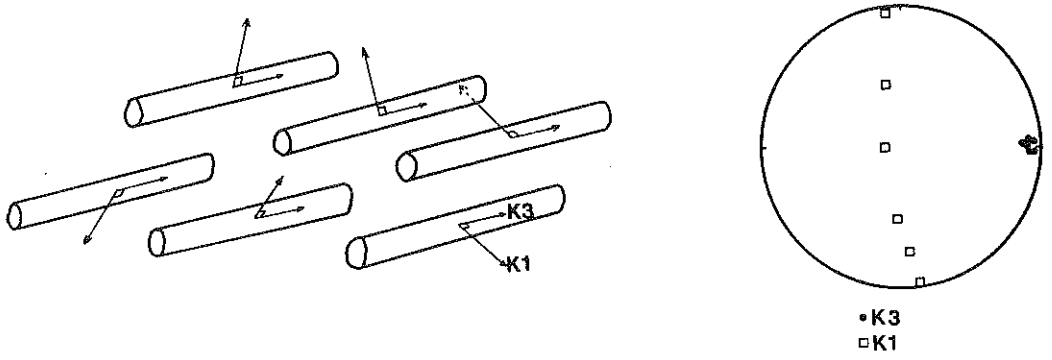


Fig.42 Allongement de la tourmaline perpendiculaire à la direction de cisaillement avec la dispersion des axes K1.

Dans cette hypothèse, ces stéréogrammes impliquent un mécanisme de déformation rotationnel avec une direction de cisaillement perpendiculaire à la linéation à tourmaline. Celle-ci n'a donc pas une valeur cinématique.

La deuxième hypothèse est celle d'une mise en "zone" des baguettes de tourmaline, comme cela est décrit pour les phyllosilicates ou les plagioclases. Dans ce cas la linéation a une valeur cinématique. Aucune supposition ne peut être faite cependant quant au mécanisme de déformation.

Sur les quatre échantillons présentant ce type de configuration, trois sont en position interne (GB171-GL79-GL80), un en bordure (GB170), et tous sont localisés dans le massif de Gangotri.

Le site GB170 est prélevé directement au contact du granite (cf. Annexe I). La dispersion des axes K1 est inférieure à 20°. Le site GB171 est situé plus à l'intérieur du massif

et présente une dispersion plus importante, de l'ordre de 40°. Les sites GL79 et GL80 sont prélevés à peu de distance l'un de l'autre au centre du massif (quelques mètres). GL80 montre une dispersion totale, alors que GL79 montre un meilleur regroupement. La différence par rapport à l'exemple précédent est que les linéations des sites GL80 et GL79 sont perpendiculaires entre elles. Ainsi on constate que, plus on s'éloigne de la bordure du massif, plus la dispersion augmente; ceci va de pair avec une fabrique plus planaire au contact, illustrée par GB170, devenant linéaire vers le centre du massif (GL79-GL80), avec un terme intermédiaire (GB171). Dans ce cas, il semble clair que la dispersion des axes K1 est corrélée avec l'intensité de la fabrique linéaire. De plus, la cohérence directionnelle de ces sites (sauf pour GL80) avec ceux présentant deux groupes clairs d'une part, et l'absence de ce type de configuration dans les sites à biotite d'autre part, vont plutôt de pair avec la deuxième hypothèse.

Ainsi, dans l'ensemble, on peut considérer la linéation magnétique des faciès à tourmaline comme significative d'une direction de fluage magmatique.

d) aspects quantitatifs.

Comme précédemment, l'utilisation des paramètres de forme de l'ellipsoïde doit se faire en distinguant les faciès à biotite de ceux à tourmaline. Les principaux résultats obtenus sont dans le tableau6.

d.1) les faciès à biotite.

A l'exception de trois sites, l'ensemble des points tombe nettement dans le champ F supérieur à L (Fig.43.a). Deux groupes se distinguent. Le premier groupe, correspondant aux faciès de base et de sommet du granite, montre une très forte fabrique planaire.

Dans le deuxième groupe, les sites concernés proviennent du granite lui même et de filons sous-jacents au corps principal. L'ellipsoïde est de type plan (L=F). Les paramètres L et F ont des valeurs plus faibles. Remarquons que deux des sites centraux sont dans le champ L>F.

Dans un diagramme T=F(P) (Fig.43.b), l'ensemble des points tombe dans le champ T supérieur à 0, c'est-à-dire que l'ellipsoïde est aplati, de révolution autour de K3. On remarque que les sites localisés à la bordure des massifs ont un paramètre P plus élevé que ceux en position plus centrale. De même les filons présentent tous un degré d'anisotropie moins élevé que le reste des sites.

Parmis les sites de bordure, deux concernent le contact sommital atteint dans le massif du Shivling (GL15-GL16), deux autres le contact sommital du massif de Gangotri atteint dans la vallée du Kedar gad (GL88-GL89). Le site GL16 est prélevé au contact même, alors que GL15 provient de 25 m en dessous. Dans le diagramme L/F, GL16 montre une fabrique planaire légèrement plus marquée que GL15. Dans le diagramme T/P on observe par contre que GL15 accuse un degré d'anisotropie plus intense que GL16 Pour les deux sites du massif de Gangotri, leur disposition dans le diagramme L/F est la même que pour les sites GL16 et GL15, à savoir le site avec une fabrique planaire plus forte (GL88) étant situé le plus près du contact. Dans le diagramme T/P on observe une disposition normale, GL88 présentant un degré d'anisotropie plus élevée que GL89.

d.2) les faciès à tourmaline

La même démarche que pour les sites à biotite a été suivie. Dans le diagramme L/F (Fig.44), les sites sont dans l'ensemble plus groupés autour de la droite L=F, dans le secteur F=1,035, L=1,025. Ceci est du en partie à la plus faible anisotropie intrinsèque de ce minéral (P=1,12) par rapport à celle de la biotite (1,35). Les sites qui tombent dans le champ F>L traduisent en fait des sites à forte fabrique linéaire, et inversement pour les sites tombant dans le champ L>F. Il n'y a pas une ségrégation aussi nette que pour les sites à biotite, entre les sites de bordure et les sites en position centrale. On peut simplement constater que la plupart des sites centraux sont en général près de la droite L=F, à l'exception de GL79.

Par contre en ce qui concerne le massif de Gangotri, il semble que l'on puisse distinguer, dans ce diagramme, les sites situés au sud de la rivière de la Bhagirathi, de ceux

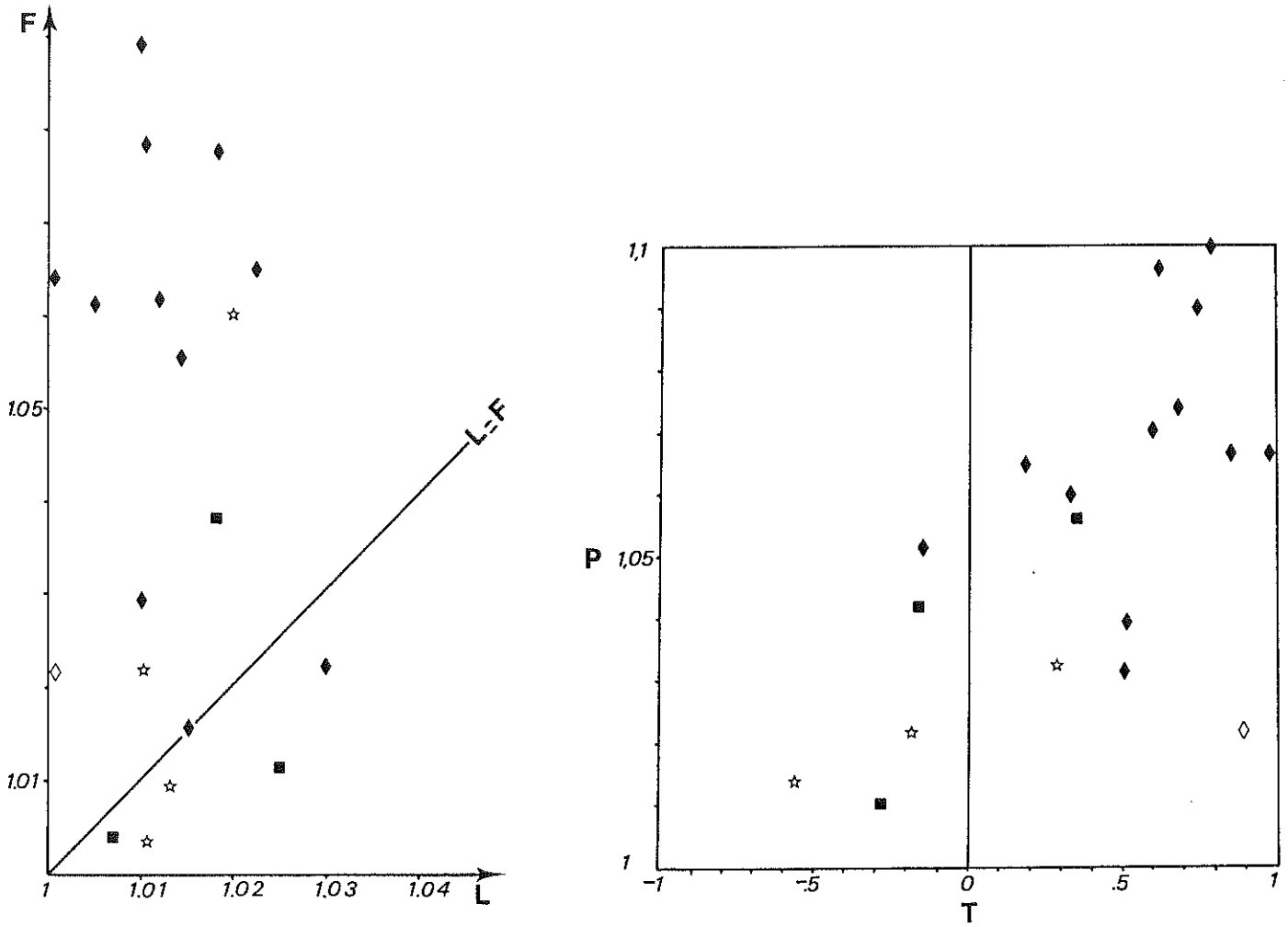


Fig. 43: Diagrammes L-F. et P-T pours les sites à biotite

- ♦ sites de bordure
- ■ sites en position centrale
- ☆ sites provennant de filons
- ◊ sites mixtes à biotite dominante

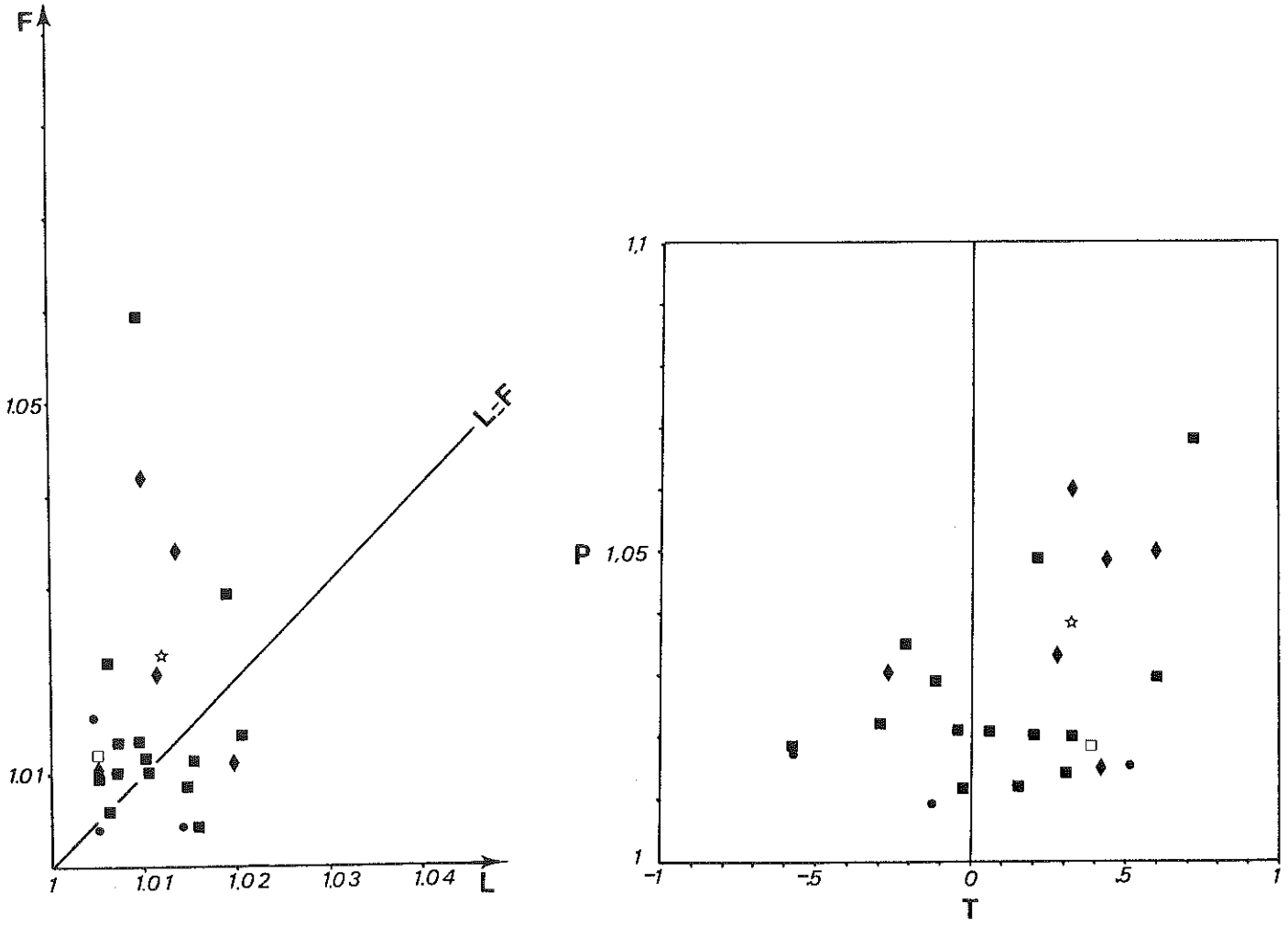


Fig. 44: Diagrammes L-F. et P-T pours les sites à tourmaline

- ♦ sites de bordure
- ■ sites en position centrale
- ☆ sites provennant de filons
- • sites mixtes à tourmaline dominante
- □ sites mixtes sans espèce magnétique dominante

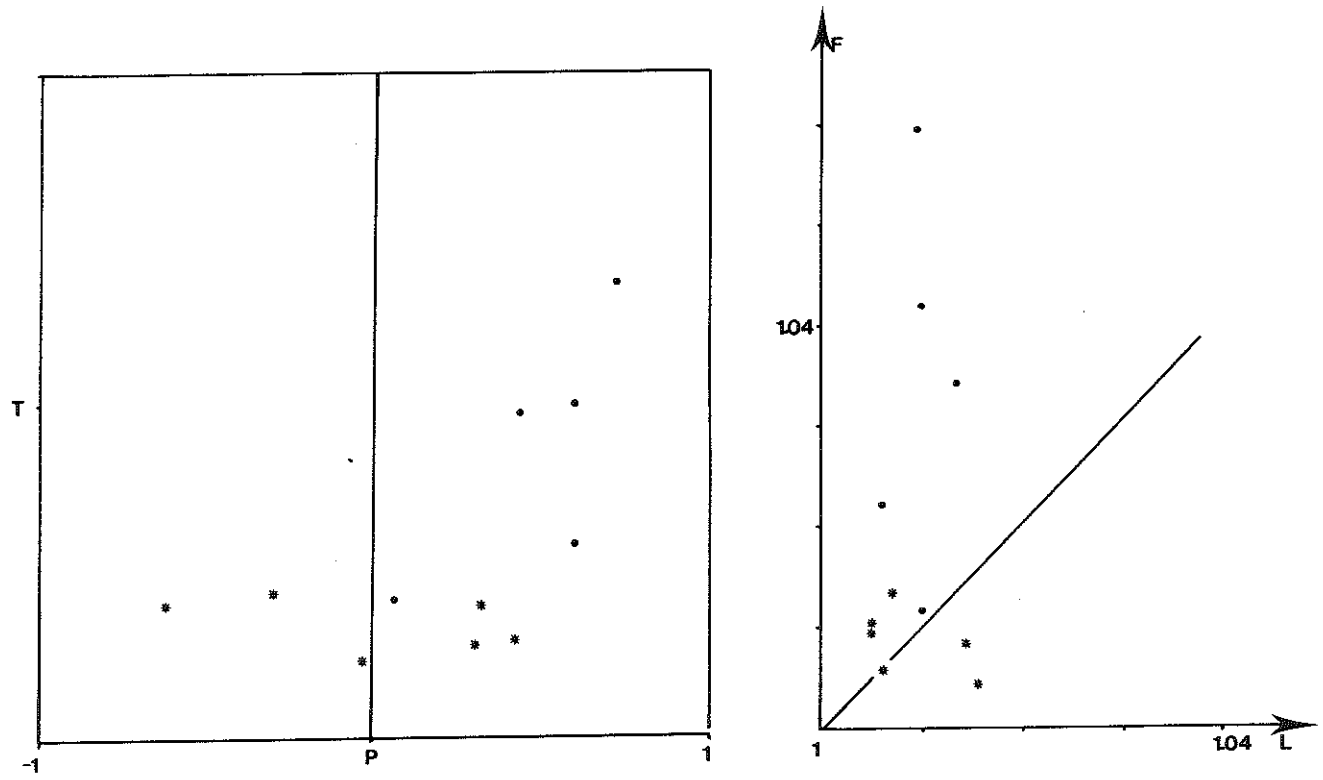


Fig. 45: Diagrammes L-F et P-T pour le massif de Gangotri.

• sites au nord de la Bhagirathi

⁎ sites au sud de la Bhagirathi

situés au Nord (Fig 45). En effet, ces derniers présentent systématiquement une fabrique moins intense qui se traduit le plus souvent par des stéréogrammes à configuration plus dispersée. Pour les sites à biotites cette distinction n'était pas possible en raison du faible nombre de sites à biotite en bordure Nord. Le seul site disponible (GB21) montre effectivement une fabrique nettement moins intense que les sites en bordure Nord (GL88-GL89-GB146).

Dans le diagramme P/T (Fig 44) on remarque que l'ensemble des points est situé dans le champ T>O, ce qui pour la tourmaline traduit un ellipsoïde allongé, de révolution autour de K3.

Si l'on ne garde que les points concernant le massif du Gangotri, la même subdivision peut être réalisée entre les sites en bordure Nord d'une part et les sites en bordure Sud de la Bhagirathi d'autre part. De même que dans le diagramme L/F, les sites en bordure Sud montrent systématiquement un degré d'anisotropie plus élevé. Sur le terrain, ceci se traduit en général par une fabrique plus facilement décelable.

4) Conclusion

Cette étude magnétique nous a, en définitive permis, de faire ressortir quelques points importants concernant la structure de ces granites. Le premier est celui d'une direction de structuration généralement parallèle à l'axe de la chaîne. La linéation mise en évidence a été rapportée à une direction de fluage magmatique (DFM). En ce qui concerne l'aspect semi quantitatif, les données recueillies montrent une fabrique magnétique où domine l'aplatissement. Si l'intensité de la fabrique linéaire augmente vers le centre des massifs, ce phénomène reste toutefois d'ampleur limité et doit être en grande partie attribué à la tendance de la tourmaline, dominante dans les zones internes du granite, à développer plutôt une linéation qu'une foliation. Un dernier aspect nouveau est, en terme de déformation, celui du partage Nord-Sud du massif de Gangotri.

Sur un plan plus méthodologique, il est remarquable de constater que, malgré les très faibles valeurs de F, L, T et P, les échantillons analysés montrent fréquement de bons regroupements des axes magnétiques (ex: GB4, GB12, GB13, GB15 et GL58). Ceci met en valeur le faible seuil de sensibilité, et donc la puissance de l'ASM dans la détermination des directions structurales pour des matériaux peu déformés et à minéralogie magnétique dominée par le paramagnétisme et par le diamagnétisme.

D) QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION MAGMATIQUE

1) Introduction.

La mise au point par F. Lapique (1987) et M. Champenois (1989) d'un analyseur vidéographique interactif (AVI) nous a permis d'aborder la déformation finie du granite au travers de l'étude des lames minces. Ce dispositif est constitué d'un circuit vidéo (caméra couleur, moniteur haute définition) couplé à un microscope optique et à une tablette à digitaliser elle même reliée à un ordinateur muni d'une carte graphique. Celle-ci constitue le lien entre les deux ensembles informatique et vidéo. Elle permet l'incrustation d'un graphisme quelconque sur l'image vidéo. Cet ensemble permet d'effectuer des études de morphologie et d'orientation sur des minéraux. La saisie des données étant rapide, il est possible d'effectuer des mesures de déformation finie sur un grand nombre d'échantillons en un temps relativement court. Le traitement informatisé de ces données autorise l'application conjointe de plusieurs méthodes de quantification de la déformation. Avant de détailler ce système et les logiciels qui s'y adaptent, nous allons rapidement passer en revue les principales méthodes d'évaluation de la déformation finie en deux dimensions.

2) Méthodes utilisables

Ces méthodes de quantification sont nombreuses. On peut les classer en deux grands groupes. Le premier ne prend en compte que la position relative des objets repérés par leur centre. Le deuxième ne considère que la forme et l'orientation des marqueurs par rapport à un référenciel donné.

a) les méthodes considérant les positions des objets.

La position est représentée par le centre géométrique de chaque objet. Le postulat à la base de ce ces méthodes est celui d'une isotropie initiale (avant déformation) de la distribution des centres. La plus connue de ces méthodes est celle de Fry (1979). Par rapport à celle de Ramsay (1967) (center to center nearest neighbour method), la méthode de Fry (1979) permet de visualiser directement la forme de l'ellipse de déformation finie . Par comparaison avec les méthodes suivantes, elle a l'avantage de rendre compte des interactions possibles entre chaque marqueur. Par contre il est difficile, voire impossible, de faire des études de déformation sélective, ne prenant en compte qu'une population de marqueurs (qu'un seul type de minéral). Dans le cas présent le principe utilisé par cette méthode est limité par les deux faits suivants:

(i)- les granites sont souvent à gros grain. Le nombre de grains présent sur une lame mince n'est pas toujours suffisant pour être représentatif statistiquement. Par ailleurs, la taille du grain est souvent disparate et rend difficile la prise en compte de toute la population,

(ii)- à cela s'ajoute un faible taux de déformation général. Il en résulte une ellipse aux contours souvent mal définis. Comme l'obtention du rapport axial se fait graphiquement, les erreurs d'estimation sont souvent grandes, que ce soit pour la direction du grand axe de l'ellipse ou pour son rapport axial.

b) les méthodes considérant la forme des objets et leur orientation.

b.1) la méthode Rf/phi.

Le principe de cette méthode revient à considérer chaque objet comme une ellipse (en 2D) ou un ellipsoïde (en 3D) caractérisé dans l'espace par les dimensions de ses deux (ou trois) axes principaux et l'angle de son grande axe par rapport à une droite de référence (trace du plan de stratification, de la schistosité, etc...). Les données Rf/phi de chaque particule sont reportées dans des diagrammes Rf/phi et comparées à des abaques théoriques (abaques de Dunnet, 1969) qui permettent de déterminer le rapport axial Rs et l'orientation Phi de l'ellipse de déformation finie. Introduite par Ramsay (1967), puis généralisée par Dunnet (1969) et Dunnet et Siddans (1971) cette méthode offre l'avantage de détecter une anisotropie initiale dans la distribution des objets. Cependant le cas traité par ces auteurs ne considérait que la déformation non rotationnelle. Dans le cas d'un cisaillement simple, cette méthode peut être utilisée à condition qu'il n'y ait pas de contraste de ductilité important entre le marqueur et sa matrice (Le Théoff, 1979).

Classiquement, dans le cas de granite, cette méthode est appliquée à l'échelle macroscopique, sur les enclaves fusiformes qu'il contient (Ramsay et Huber, 1983). L'extrême pauvreté des leucogranites himalayens en enclaves, provenant toutes de l'encaissant immédiat, réduit beaucoup l'utilisation de cette technique à cette échelle. A l'échelle de la lame mince, tous les minéraux sont a priori utilisables. Parmi ceux-ci, les phyllosilicates, la tourmaline et les plagioclases présentent tous un grand contraste de ductilité avec leur matrice si l'on considère la déformation magmatique s.s., pendant laquelle ils sont donc peu susceptibles de changer de forme. Le quartz et le feldspath alcalin sont, de par leur position dans la séquence de cristallisation, de meilleurs candidats. Leur cas sera traité plus en détail par la suite.

b.2) la méthode de projection de Panozzo (1983).

Ici l'objet est traité par son contour. Celui-ci est schématisé par une série de segments. Panozzo (1983) considère que, dans la plupart des cas naturels, les grains sont contourables par 8 segments sans que cela aboutisse à une simplification abusive de leur forme. Le traitement consiste à projeter chaque segment sur une droite de référence qui tourne par incréments successifs variables (5, 10° ou plus). Les longueurs cumulées des projections sont visualisées par une fonction de distribution. Le rapport entre le maximum et le minimum de cette fonction correspond au rapport axial de l'ellipse de déformation finie. Pour que ce rapport soit représentatif d'un état et d'une quantité de déformation, il faut que dans une roche non déformée les segments du contour ou, ce qui revient au même, les limites de grains, aient une distribution aléatoire.

Cette méthode se distingue de la précédente (Rf/phi) par le fait que, d'une part elle ne préjuge pas de la forme initiale du grain et que, d'autre part, en raison de la projection, la taille des particules intervient.

b.3) la méthode des diamètres de Féret (Lapique, 1987).

Le diamètre de Féret d'une particule est "la distance entre deux tangentes parallèles à une direction donnée et encadrant le contour de la particule" (Lapique, 1987) (Fig 46).

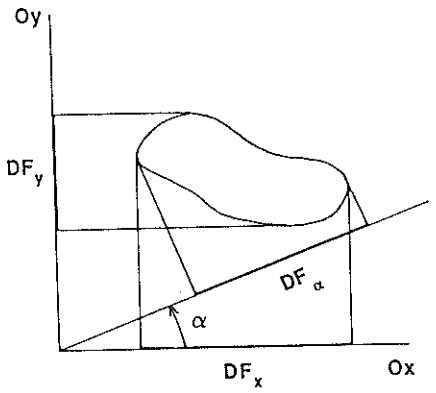


Fig.46. Principe de la méthode des diamètres de Féret. DFx et DFy sont les diamètres de Féret respectivement parallèles à Ox et à Oy. DFα est le diamètre de Féret mesuré dans le direction α. (d'après Lapique, 1987).

Cette notion a été utilisée par Lapique (1987) comme outil de quantification de la déformation finie. C'est un paramètre dépendant du contour et donc de la déformation que peut enregister un objet. D'après Lapique (1987), les longueurs cumulées des projections des diamètres de Féret relatifs à des orientations allant par incréments de 0 à 180° se répartissent en une fonction de distribution qui permet d'obtenir le rapport axial de l'ellipse de déformation finie (égale ici encore au rapport entre le maximum et le minimum de cette fonction). A ce titre, cette méthode peut être considérée comme une généralisation de la méthode de projection de Panozzo (1983, 1984). Par rapport à cette dernière, son avantage principal est de ne pas devoir découper le contour de l'objet en huit segments car nous considèrons ici sa forme réelle. Les travaux réalisés par Lapique (1987) et Champenois (1989) au CRPG valident amplement l'utilisation de ce principe comme méthode d'analyse structurale.

b.4) les orientations préférentielles de forme (OPF).

A l'échelle des minéraux deux types d'orientation préférentielle existent, l'une se rapportant à la forme et l'autre se rapportant au réseau cristallin. Les OPR (orientation préférentielle de réseau) concernent essentiellement les minéraux déformés dans une matrice de ductilité équivalente (le quartz dans les granites et l'olivine dans les péridotites sont les exemples les plus connus). Ce type de fabrique est associé à une déformation plastique de plus ou moins haute température. Leur étude permet de préciser le type de la déformation (rotationnel ou non) et les conditions P et T°. Les études microstruturales nous ont montré l'absence quasi générale de ce type de fabrique. Lorsqu'elle est présente, la fabrique de réseau est généralement trop peu évoluée pour pouvoir être utilisée dans l'analyse de la déformation finie.

L'OPF (orientation préférentielle de forme) peut être, par contre, de toute première importance dans le cas étudié. En effet, dans un magma en voie de cristallisation, les minéraux apparus précocement constituent des marqueurs privilégiés de la déformation magmatique *sensu stricto*.. Les lignes qui suivent sont pour une large part inspirées du travail de B. Ildefonse (1987), qui présente, entre autres, une remarquable synthèse de tout ce qui a été fait dans le domaine des OPF.

Les études expérimentales (Fernandez, 1987; Ildefonse, 1987) ou théoriques (Fernandez, 1978, 1981, 1982, 1984; Ghosh et Ramberg, 1976; Passhier, 1987) montrent que l'OPF d'un système dépend de quatre facteurs principaux. Il s'agit :

- de la forme de l'objet considéré; cette forme est généralement traduite par le paramètre K,

K =(n2-1)/n2+1), n étant le rapport axial= longueur de l'axe de symétrie de révolution/longueur de la section transverse à cet axe.

- du régime (rotationel ou non) et du type (plane, constriction, aplatissement) de la déformation,
- du contraste de viscosité entre le marqueur et sa matrice,
- de la densité de marqueurs.

Dans le cas qui nous intéresse, trois de ces quatre facteurs nous sont accessibles directement, à savoir le paramètre de forme, la densité de marqueurs et, dans une moindre mesure, le contraste de viscosité. Le type, et surtout le régime de la déformation, sont les seules inconnues de ce système. Nous allons maintenant rapidement passer en revue ces quatre facteurs clef en fonction du problème qui nous intéresse.

b.4.1) le contraste de viscosité.

Dans un système magmatique en voie de cristallisation, deux cas sont à considérer. Il s'agit tout d'abord du cas de marqueurs rigides non déformables (phyllosilicates, tourmaline et plagioclases automorphes) qui ne répond que par rotation passive à la déformation, qu'elle soit rotationelle ou non. Le deuxième type concerne les marqueurs susceptibles d'accomoder la déformation par rotation passive et par changement de forme (quartz en fin de cristallisation, par exemple). Quel que soit le type de déformation, le maximum de l'OPF de ce genre de marqueurs marque toujours la direction instantanée de l'étirement.(cf. Ildefonse 1987, page 116)

b.4.2) la densité de marqueurs.

Le problème de la densité de marqueurs concerne essentiellement les marqueurs rigides. Dans un système à très haute densité de marqueurs, les possibilités d'interactions peuvent minimiser l'intensité de l'OPF et, par voie de conséquence, la quantité de déformation finie totale (Ildefonse, 1987). Un effet intéressant des interactions entre marqueurs est le phénomène de tuilage, mis en valeur par Blumenfeld (1983), et que l'on retrouve expérimentalement (Fernandez, 1987). Ce phénomène est, dans de bonnes conditions, statistiquement représentatif d'un sens de mise en place d'une intrusion magmatique (Blumenfeld et Bouchez, 1988).

Dans le cas des leucogranites himalayens, l'absence totale de faciès porphyrique interdit l'utilisation de ce critère à l'échelle de l'affleurement. A l'échelle de la lame mince, les interactions possibles entre marqueurs ne peuvent intervenir que lorsque l'on considère

plusieurs populations à la fois (biotite + muscovite + plagioclase ou tourmaline + plagioclase + muscovite). Considérées indépendamment les unes des autres, les phases minérales précoces ne sont jamais assez abondantes pour créer ce type de structures. Par ailleurs, dans le cas ou ce genre de structure sont présentes, il reste difficile de les interpréter en terme de cinématique. En effet, même en ne prenant en compte qu'une population minérale à caractère "précoce" telle les biotites, il est clair que, du fait que toutes les biotites ne cristallisent pas en même temps (rappellons que pour ces compositions granitiques peralumineuses, l'intervalle de cristallisation est au moins de 70°C, cf Benard et al., 1985) on ne peut en toute rigueur trancher entre un accolement par un mécanisme de tuilage et un accolement fortuit du à une cristallisation étalée dans le temps

b.4.3) Le paramètre de forme.

Le paramètre de forme nous est directement accessible par le rapport axial déterminable à partir des contours digitalisés au moyen de l'AVI. La tourmaline peut être assimilée à un objet à tendance linéaire marquée. Par contre les phyllosilicates sont l'exemple même de particules planaires. Les plagioclases automorphes, quant à eux, sont généralement assimilés à des particules planaires.

b.4.4) le régime de la déformation.

Si l'on étudie des marqueurs passifs, sans contraste de ductilité important avec leur matrice, la connaissance du régime de la déformation est impossible. La seule information accessible au travers de l'étude de tels marqueurs concerne le taux de déformation finie enregistré par la roche.

Si l'on étudie des marqueurs rigides, ceux-ci peuvent nous renseigner non seulement sur l'intensité de la déformation mais aussi sur son régime. Si l'étude de l'OPF se fait en trois dimensions, la symétrie de fabrique obtenus sur stéréodiagramme renseigne sur le caractère rotationnel ou non de la déformation (Fernandez, 1982). En effet par l'application du principe de Curie "qui concerne les relations de symétrie entre les causes et les effets dans les phénomènes physiques" (Fernandez, 1982), cet auteur démontre que "toute symétrie de fabrique monoclinique témoigne d'une composante rotationelle de la déformation".

En deux dimensions, l'OPF est généralement représentée par un histogramme de distribution de l'axe d'allongement des marqueurs en fonction d'une droite de référence (par exemple la trace du plan de cisaillement). Les modèles théoriques de l'OPF, dont le plus connu et utilisé est celui de Marsh (1932), généralisé par Owens (1973) et par Fernandez (1987) dans

le cas d'un cisaillement simple, traduisent l'OPF par une fonction de distribution de densité, similaire à l'histogramme précédent. L'intérêt de cette fonction de distribution théorique est qu'elle relie le taux de déformation au maximum de densité (Dm) et au paramètre K, tous deux mesurables directement. Par ailleurs, on sait que dans le cas d'une déformation rotationnelle, la vitesse de rotation d'un marqueur dépend de son rapport axial (cf. Fernandez et al, 1983). Dès lors, dans un système à deux populations de marqueurs à n différent, soumis à une déformation cisaillante, les axes principaux de chaque sous-fabrique ne sont pas confondus ou, en d'autres termes, l'angle alpha entre la direction de chaque Dm et le plan de cisaillement n'est pas le même pour les deux populations. La population possèdant le plus petit rapport axial tournera moins vite. L'écart angulaire observable entre deux populations est, dans ces conditions, significatif d'une composante rotationelle de la déformation et peut renseigner sur le sens de cisaillement. Cependant l'utilisation de ce critère doit se faire avec précaution. En effet, les études théoriques et expérimentales (Ghosh et Ramberg, 1976; Laporte, 1987) montrent que tant que K est inférieur à W_k (W_k=vorticité ou composante rotationelle de la déformation avec W_k=1 pour un cisaillement simple et W_k=0 pour de l'aplatissement pur), les marqueurs subissent une rotation périodique (Fig.47).

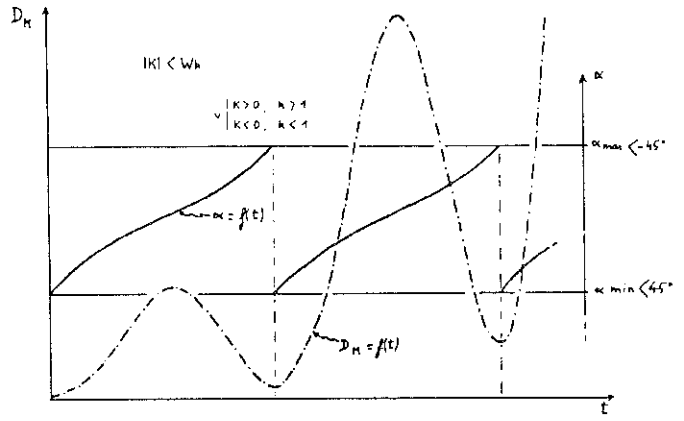


Fig. 47: Modèle d'évolution de l'OPF (DM et alpha) lorsque son axe n'a pas de position stable et que la déformation n'est pas plane. (d'après Laporte (1987), in Ildefonse (1987)).
t: temps; DM densité de l'OPF; alpha: angle entre l'OPF et la direction de cisaillement;
K: paramètre de forme des marqueurs

L'utilisation de l'écart angulaire précédent comme critère de sens de cisaillement impose donc une restriction sur le taux de cisaillement subi par le système. Il doit être en effet inférieur à celui nécessaire pour une période de rotation de la famille de marqueurs la plus trappue. Cette valeur de cisaillement Y_c est donnée par la relation (Fernandez et al, 1983):

$$Y_c = \pi/(1-K^2)^{1/2}$$

Plus le marqueur se rapproche de cas idéaux (idéalement planaire K= -1 ou idéalement linéaire K= 1), plus la valeur de Y_c augmente. Par exemple, pour un K de 0,99 le Y_c correspondant est de 22. Dans la nature, les taux de cisaillement dépassent rarement la valeur de 10 (Fernandez et al., 1983), ce qui correspond à un K_c (en valeur absolue) de 0.81.

Par contre, quand K est supérieur à W_k, chaque marqueur tend à acquérir une position stable proche de la direction de cisaillement, c'est-à-dire à avoir le comportement d'un marqueur passif. Dans ce cas la relation angulaire précédente est valable.

Ces restrictions étant posées, il ressort que l'utilisation de l'OPF dans l'analyse de la déformation magmatique s'avère d'une grande utilité, complémentaire en tout cas des méthodes précédentes.

3) Organisation de l'AVI.

L'ensemble des méthodes dont le principe général vient d'être exposé est utilisable par l'AVI. Nous allons présenter le schéma d'organisation d'ensemble de cet analyseur. Pour plus de détails quant aux caractères techniques ou aux autres possibilités d'utilisation de cet ensemble, nous renvoyons le lecteur aux travaux de Lapique (1987), Lapique et al. (1988) et Champenois (1989).

Le premier maillon de la chaîne de l'analyseur est constitué par une caméra vidéographique pouvant être placée indifféremment sur une loupe binoculaire ou sur un microscope optique. L'image observable en vision binoculaire est restituée intégralement sur un moniteur graphique de type Barco. Cet écran sert de support à l'image de travail sur laquelle sont surimposés en incrustation, grâce à la tablette à digitaliser et à la carte graphique, des objets choisis par l'utilisateur. L'ensemble est relié à un ordinateur (HP Vectra) sur lequel sont stockés les logiciels et les fichiers de données. Les différents programmes sont regroupés dans un logiciel unique (DEFO). La phase de digitalisation est réalisée grâce à un sous programme écrit en GW-BASIC (Microsoft), les autres programmes concernant le traitement des données et les divers calculs sont sous forme compilée (Turbo basic, Borland).

Le programme DEFO permet de saisir les données, de les stocker sur disquette souple et de les traiter. Les fichiers créés sont repérés par leur extension (XPR pour le périmètre complet des objets en vue d'un traitement par la méthode des diamètres de Féret; PAN pour un ensemble de segments en vue de l'application de la méthode de Panozzo (1983, 1984); FRY pour les cordonnées des centres et la mise en oeuvre de la méthode de Fry (1979); AXE pour les grands et petits axes, l'angle entre le grand axe et une référence pour l'utilisation de la méthode Rf/Phi de Dunnet (1969)). Un sous programme permet des transformations de fichiers telles que:

- .XPR ou .PAN ou .AXE en FRY à condition de n'avoir digitalisé que sur un seul écran (il ne faut pas avoir déplacé la lame lors de la digitalisation, afin que toute les coordonnées aient le même repère absolu),

-.XPR en .AXE,

-.PAN en .AXE, etc...

Les fichiers à extension .XPR peuvent être utilisés par le programme DEFPARA (Champenois, 1989) pour calculer des paramètres de forme tels que:

- taille
- sphéricité ou ellipticité,
- surface,

ou d'orientation et de les traiter sous forme d'histogrammes.

Pratiquemment, la digitalisation des minéraux en retenant le contour complet et stokée sous forme d'un fichier à extension .XPR offre les avantages suivants:

- c'est la méthode la plus précise en ce qui concerne la forme des minéraux,
- les possibilités de transformations de fichiers sont nombreuses. Partant d'un fichier à extension XPR on peut ainsi créer des fichiers à extension .PAN, .AXE et/ou .FRY et avoir accès à des méthodes de traitement différentes
- sur le plan de la déformation, cette méthode nous semble la plus adaptée pour estimer les faibles taux de déformation traités (cf. tests sur des fabriques modélisées et déformées en simulation Lapique, (1987), ainsi que sur des fabriques naturelles déformées en simulation Champenois (1989)).
- ces fichiers permettent le calcul de paramètres de forme, dont la connaissance est fondamentale pour une bonne analyse de l'OPF.

Ainsi, sauf exception, tous les minéraux ont été digitalisés par la méthode des diamètres de Féret.

4) Résultats

Nous avons utilisé cet analyseur interactif sur le quartz xénomorphe .

Comme pour l'ASM, les résultats obtenus peuvent être présentés sous deux aspects l'un directionnel, l'autre quantitatif.

a) Définition des marqueurs utilisés.

Pour bien interpréter les données obtenues il faut, avant tout, caractériser le type de marqueurs utilisé.

Les observations en lames minces, en partie décrites dans le & B-4, montrent que dans le cas de granite à texture magmatique s.s, la forme des grains de quartz est susceptible de varier de façon sensible d'un échantillon à l'autre. Ces variations sont également perceptibles au sein d'un même échantillon, en fonction du plan de coupe de la lame mince. Par ailleurs, dans la grande majorité des cas traités (30 sur 35 échantillons), l'état textural du quartz montre que la forme est acquise lors de la cristallisation et non après (absence de traces de déformation plastique dans le quartz et dans les autres phases et pas de textures de recuit visibles). Pour les échantillons restants, la déformation plastique naissante se traduit par l'apparition de sous grains dont l'orientation ne diffère pas en général de celle du grain initial.

Dans la séquence de cristallisation des minéraux, le quartz se caractérise par deux traits qu'il ne faut pas confondre:

(i) - il représente une phase minérale relativement précoce comme en témoigne la présence de nombreuses inclusions de quartz arrondies au sein de plagioclases automorphes et dans les feldspaths xénomorphes,

(ii)- c'est également la dernière phase à cristalliser en abondance. Cette cristallisation se produit alors que tout, ou presque, du liquide magmatique est déjà à l'état solide. Cette cristallisation du quartz dans un milieu "solide" s'oppose à celle du feldspath alcalin qui, tout en étant également xénomorphe, se caractérise par sa très grande richesse en inclusions variées (plagioclase, muscovite, biotite et quartz, la tourmaline étant par contre exceptionelle) lui donnant souvent un aspect de "patchwork" typique.

Si l'on considère un système soumis à un champ de contraintes isotrope (déviateur de contraintes = 0), les cavités vont avoir des limites disposées de façon aléatoire. Par contre, dès qu'une contrainte orientée apparait, ces limites vont se réorienter. Dans ces conditions, le quartz en voie de cristallisation constitue un marqueur susceptible de se déformer et de se réorienter

sous l'action d'une contrainte externe. A ce titre, on peut le considérer, au moins en première approximation, comme un marqueur de type passif (en toute rigueur, un marqueur passif parfait a la même viscosité que sa matrice, ce qui n'est probablement pas le cas ici).

L'étude de tels marqueurs nous renseigne donc sur la direction d'étirement fini subi par le système en fin d'évolution magmatique.

b) résultats.

Au total 35 échantillons auront été traités par cette méthode. Pour chaque échantillon, 3 lames minces ont été réalisées. La coupe des lames minces s'est effectuée de la façon suivante.

- sur les échantillons de la première mission (série GL-GP et GB jusqu'au numéro 24), les lames minces ont été taillées dans les plans de la déformation finie quand ils étaient visibles. C'est le cas de la plupart des échantillons à biotite dominante et de quelques échantillons à grosse muscovite ou tourmaline du massif de Gangotri (en toute rigueur seul le plan d'aplatissement (XY) est réellement discernable). Pour le reste, la coupe s'est faite en tenant compte des orientations relevées sur le terrain, quand elles existaient;

- sur les échantillons récoltés lors de la deuxième mission (série GB, au delà du numéro 24), toutes les lames ont été taillées suivant les plans magnétiques déterminés au cours de l'étude d'ASM. Pour les échantillons à grain fin et présentant de bons regroupements des axes magnétiques, la coupe a été directement faite sur une carotte dont les orientations magnétiques se rapprochaient le plus de la moyenne tensorielle obtenue sur l'ensemble du site (échantillons GB110-GB113-GB132-GB137-GB170-GB171-GB141). Pour le reste des échantillons, la coupe s'est faite par rapport aux axes magnétiques déterminés par la moyenne tensorielle. La précision en direction est de +/- 5°.

Sur chaque lame mince , nous avons systématiquement tenté de digitaliser la totalité des grains de quartz en tenant compte de leur taille moyenne et en excluant, bien sur, le quartz en inclusion dans les autres phases minérales . En moyenne, cela correspond à un nombre de 100 grains de quartz (min. 60-max. 180). Les mesures deviennent reproductibles au delà de 80 grains digitalisés, avec une reproductibilité de +/- 0,05 sur le rapport axial et de +/- 10° sur l'orientation du grand axe de l'ellipse. Cette reproductibilité augmente avec le taux de déformation de l'échantillon, notamment en ce qui concerne la direction obtenue. Dans les échantillons présentant des poches polycristallines de quartz, la digitalisation s'est faite grain par grain.

Les résultats obtenus en deux dimensions sont ensuite replacés dans un repère cartésien de type main droite L'application de la méthode de Siddans (1980) permet d'obtenir six

n° Ech.	1	2	3	a	b	k	% aj.
GL6	1.05	1.20	1.17	1.10	1.15	0.71	8.26
GL7	1.34	1.43	1.13	1.11	1.34	0.32	2.17
GL11	1.15	1.41	1.42	1.05	1.43	0.11	11.74
GL14	1.35	1.10	1.17	1.11	1.21	0.55	10.07
GL15	1.48	1.40	1.11	1.19	1.34	0.55	11.83
GL16	1.36	1.05	1.23	1.07	1.26	0.26	7.64
GL17.1	1.25	1.12	1.07	1.10	1.15	0.65	4.65
GL17.2	1.35	1.08	1.17	1.05	1.24	0.21	18.08
GL33	1.30	1.13	1.12	1.12	1.17	0.70	6.29
GL79	1.51	1.03	1.38	1.06	1.39	0.17	31.78
GL88	1.14	1.07	1.36	1.15	1.18	0.82	21.76
GB11	1.24	1.22	1.10	1.07	1.20	0.37	9.71
GB12	1.35	1.09	1.14	1.07	1.15	0.49	39.60
GB13	1.17	1.13	1.07	1.11	1.10	1.12	11.73
GB15	1.08	1.08	1.24	1.11	1.13	0.83	0.54
GB17	1.30	1.42	1.12	1.20	1.26	0.76	14.89
GB22	1.19	1.17	1.12	1.11	1.12	0.86	14.89
GB24	1.21	1.05	1.38	1.06	1.26	0.23	14.72
GB110	1.37	1.28	1.50	1.20	1.36	0.56	33.85
GB111	1.19	1.40	1.30	1.10	1.32	0.32	6.50
GB112	1.15	1.12	1.47	1.28	1.14	1.94	12.14
GB113	1.16	1.46	1.14	1.32	1.06	5.57	26.87
GB114	1.08	1.34	1.24	1.08	1.25	0.32	3.59
GB117	1.29	1.15	1.32	1.25	1.12	2.01	14.99
GB119	1.07	1.46	1.39	1.08	1.38	0.20	5.05
GB132	1.34	1.66	1.44	1.16	1.55	0.30	1.60
GB137	1.20	2.08	1.65	1.24	1.70	0.34	4.20
GB141	1.32	1.06	1.54	1.23	1.32	0.70	4.33
GB146	1.03	1.42	1.39	1.08	1.37	0.23	2.01
GB149	1.38	1.58	1.30	1.33	1.37	0.89	1.81
GB152	1.13	1.60	1.64	1.19	1.51	0.37	7.89
GB170	1.41	1.18	1.30	1.29	1.14	2.08	16.23
GB171	1.26	1.29	1.16	1.20	1.13	1.58	13.74
GP105	1.11	1.37	1.22	1.17	1.16	1.03	33.09

Tab. 7: Tableau résumant les résultats obtenus par l'étude de la forme des grains de quartz en deux dimensions/ 1, 2, 3 Rapports axiaux de l'ellipse de déformation finie obtenus sur trois lames minces. par l'application de la méthode des diamètres de Féret a, b, k,: paramètres de Flinn (1962) de l'ellipsoïde de déformation finie obtenus par l'application de la méthode de Siddans (1980), a=X/Y; b=Y/Z: k=(a-1)/(b-1). % aj.: pourcentage d'ajustement des trois ellipses.

ellipsoïdes, qui sont le résultat de la combinaison deux à deux des trois ellipses déterminées en deux dimensions, ainsi qu'une moyenne de ces six ellipsoïdes. Ces sept ellipsoïdes sont caractérisés par l'intensité et la direction de leurs trois principaux axes. On obtient de même un pourcentage d'ajustement qui exprime la compatibilité des trois ellipses obtenues (dans un cas idéal ce pourcentage est égal à 0), ainsi que les paramètres de Flinn (1962) et de Ramsay (1969) classiquement utilisés dans ce genre d'étude.

Les résultats bruts et ceux obtenus après traitement par la méthode de Siddans (1980) sont consignés dans le tableau 7.

S'agissant des premiers, on constate tout d'abord les très faibles valeurs des rapports axiaux déterminés en 2D. A l'exception d'un échantillon (GB137) tous les rapports axiaux déterminés sont inférieurs à 2. Dans la grande majorité des cas, le maximum atteint est de 1,5. A l'exception de GL79, les 4 échantillons avec un rapport axial supérieur à 1,5 dans une des sections au moins sont localisés en bordure des lentilles (GB152 et GB149) ou dans une zone de pincement (GB132 et GB137). Ces quatre échantillons sont ceux où la déformation plastique est la plus développée.

En ce qui concerne les résultats traités par la méthode de Siddans (1980), les pourcentages d'ajustement obtenus sont en général inférieurs à 20% (moy.: 13,79%). Cinq échantillons présentent des valeurs plus élevées. Cette mauvaise compatibilité des sections 2D, peut être expliquée (1) par une mauvaise orientation dans le repère cartésien initial, (2) par un nombre de grains statistiquement insuffisant, non représentatif alors de l'état de déformation global, et enfin (3) par une déformation hétérogène à l'échelle de la lame mince. Pour 4 de ces échantillons (GB12-GB111-GB113-GP105), le facteur (2) est celui à mettre en cause. En effet, ils présentent tous dans une section, un nombre de grains digitalisés inférieur à 80 (respectivement 68-54-60-60), ceci pour des raisons de taille de grain au sein de la lame. Par contre, pour GL79, le nombre de grains dépasse 100 dans les trois sections analysées. Dans ce cas le mauvais ajustement est peut être attribuable à une déformation localement hétérogène.

b.1.) aspect directionnel.

Les directions d'étirement du quartz sont reportées sur la carte de la fig. 48. L'organisation d'ensemble selon une direction E-W est ici, par comparaison avec les cartes des figures 35 et 41, beaucoup moins nette voire, inexistante si l'on considère le massif de Gangotri uniquement. Si l'on traite les résultats site par site, en les comparant aux résultats magnétiques, l'écart angulaire qui existe est généralement grand et ne peut être imputé totalement aux incertitudes propres à la méthode utilisée. Ainsi dans le cas du site GB137, localisé dans la zone

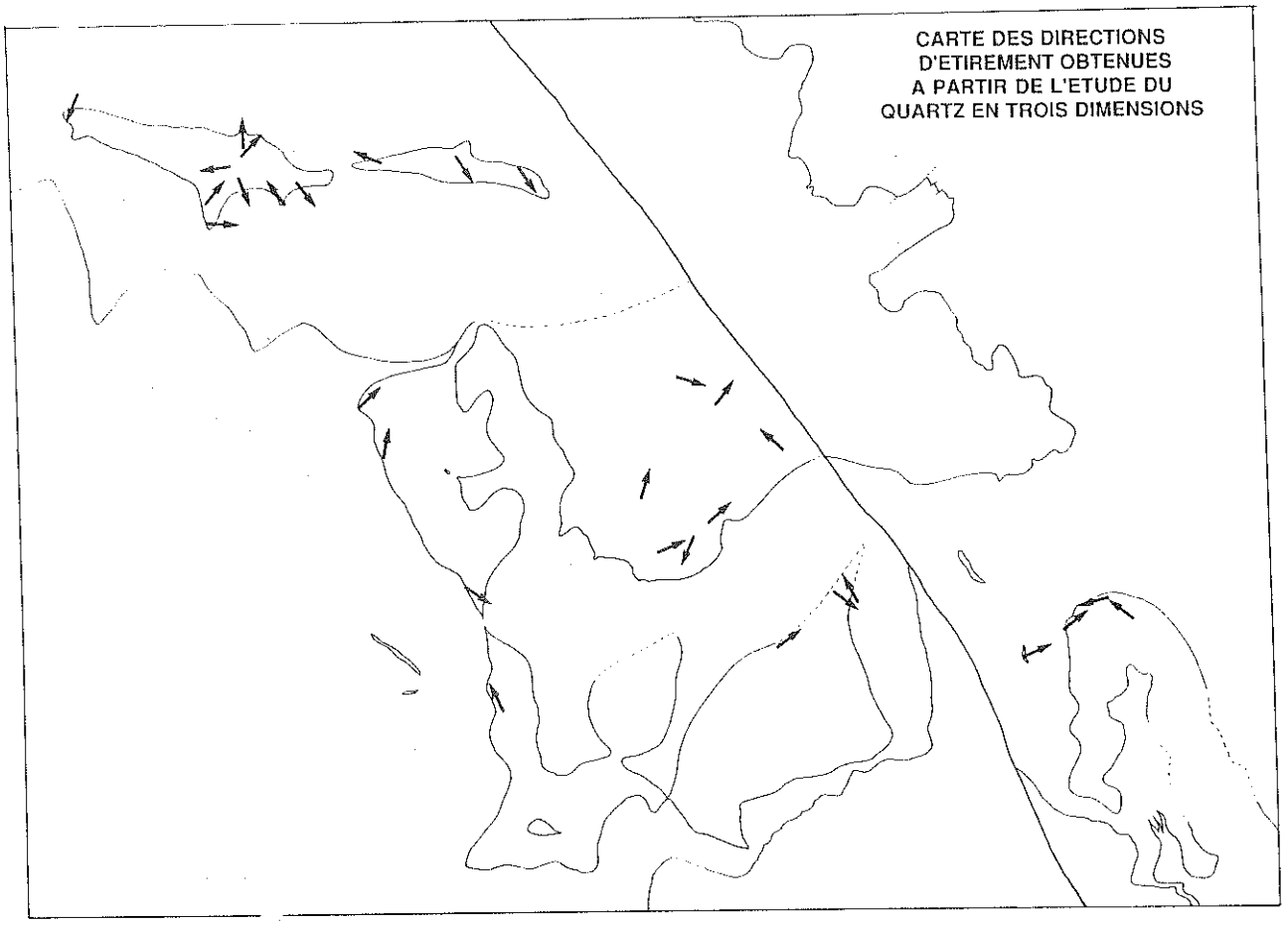


Fig. 48: Carte des directions d'étirement du quartz obtenues à partir de l'étude du quartz en trois dimensions. La direction d'étirement correspond au grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie.

de pincement de la vallée du Kedar gad, la direction d'étirement du quartz est perpendiculaire à la linéation magnétique, ici portée par la biotite. La même constatation peut être faite sur plusieurs autres échantillons (GL7-GB24-GB149-GB170). Quels sont les facteurs envisageables pour expliquer ce désaccord?

Pour les échantillons GB137 et GB149, la déformation plastique relativement importante qui les affecte peut être, a priori, à l'origine d'un changement de forme et d'orientation radical des grains de quartz, qui ne correspondrait plus aux orientations magmatiques initiales. Cette première hypothèse est infirmée par les mesures d'OPF réalisées sur la biotite, dans les trois plans magnétiques principaux (K1K2-K1K3-K2K3) (tab.7)

éch.	GB137	GB171
øK1K2	10	2
øK1K3	10	1
øK2K3	10	0

Tab:8. Ecart angulaire (ø) entre les maximums (DM) des sous fabriques du quartz et de la biotite, déterminé dans les plans magnétiques principaux.

En effet, pour GB137, la différence angulaire entre les maximas de chaque sous-fabrique est égale à 10°. La fabrique plastique qui affecte le quartz n'a donc pas été suffisament intense pour perturber les orientations magmatiques initiales (en admettant qu'il n'y ait pas continuité entre la fabrique magmatique et la fabrique plastique). La même procédure a été appliquée à GB171, dans lequel la déformation plastique est beaucoup moins forte. Les deux sous-fabriques sont ici pratiquement confondues. L'écart angulaire observé est donc bien un héritage de l'histoire magmatique au sens large.

En réalité, il ne faut pas perdre de vue que l'on compare ici des directions obtenues par l'application de méthodes différentes sur des marqueurs différents. Ces deux familles de marqueurs diffèrent entre autres (1) par leurs caractères rhéologiques (comportement rigide pour les biotites, passif pour le quartz) et (2) par leur position au sein de la séquence de cristallisation du granite. De ce fait, la biotite et la tourmaline sont susceptibles d'enregistrer des événements magmatiques précoces. Par contre le quartz n'enregistre que la phase "finale". Ce décalage dans le temps peut expliquer les désaccords observés. Ces deux types de marqueurs diffèrent également par leur abondance respective. Ainsi si la biotite et la tourmaline, de par leur abondance et leur caractère précoce, peuvent être considérées en première approximation comme des particules plongées dans un milieu visqueux largement dominant, le cas du quartz est complétement différent. Il représente en effet 30% du volume total de la roche. Ceci signifie que juste avant la cristallisation du quartz, le système a un comportement rhéologique global

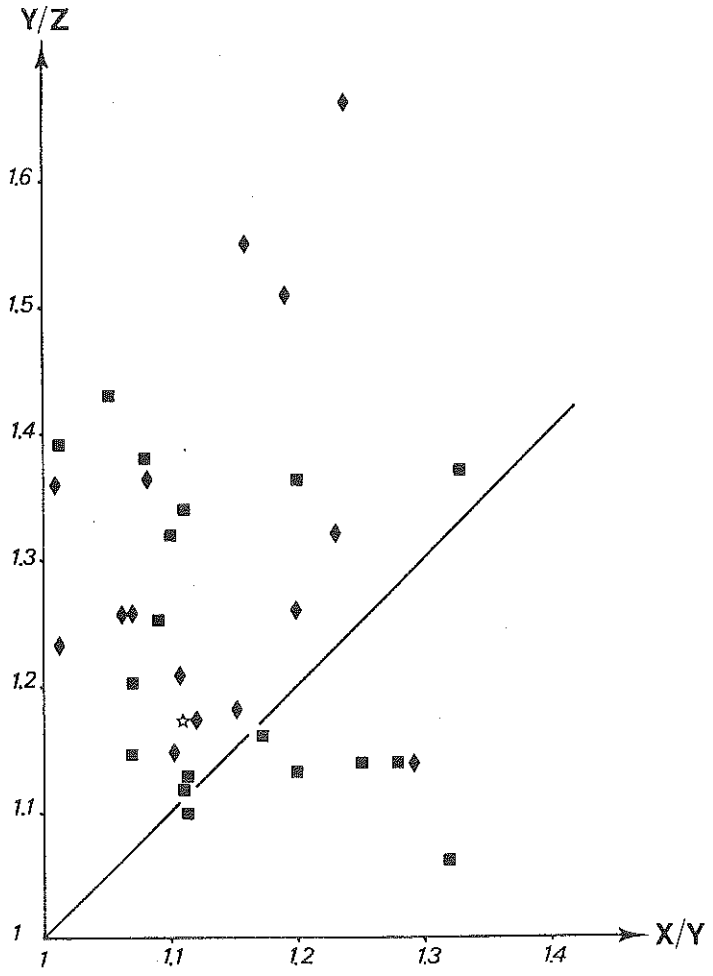


Fig. 49: Diagramme de Flinn (1962). L'ensemble des points tombent dans le champ de l'aplatissement (Y/Z>X/Y).

- ♦ échantillons provenant de zones de contacts.
- ■ échantillons en position centrale
- ☆ échantillons de filons de granite sous jacents au corps principal

controlé par le milieu visqueux (Arzi, 1978; Van der Molen et Paterson, 1979). L'essentiel de la cristallisation du quartz se fait donc dans la zone du RCMP (rheological critical melt percentage, Arzi (1978)) en-dessous de laquelle les particules solides sont suffisament abondantes pour interagir et guider la rhéologie du système, désormais plus proche de celle d'un solide que de celle d'un liquide. Dans ce contexte, la déformation va être enregistrée uniquement par le quartz, qui s'accomode des variations de forme des "cavités" dans lesquelles il cristallise. La tourmaline et la biotite vont avoir par contre, leurs orientations en quelque sorte fossilisées par le milieu cristallin environnant.

Bien que quelque peu schématique et découpé, ce procédé peut en partie expliquer les variations en directions obtenues par les différentes méthodes.

Il reste cependant que les écarts angulaires ne sont probablement pas dus à une rotation des axes principaux de la déformation. Dans ce cas, le sens de rotation pour aller des directions magnétiques vers les directions d'étirement du quartz devrait être le même pour tous les sites ou, au moins, cohérent par secteur,.ce qui n'est pas observé.

b.2) aspect quantitatif.

Les résultats obtenus dans ce domaine sont reportés sur la fig 49. A l'exception de quatre sites, franchement dans le champ de la constriction, tous les autres échantillons traités donnent des ellipsoïdes de type aplati. Par comparaison avec les résultats obtenus par l'étude magnétique, la ségrégation entre sites de bordures et sites centraux est ici moins nette. En dehors de GB132, GB137 et GB146, le reste des sites forme un nuage homogène.

Parmi les quatre sites qui sont dans le champ X/Y>Y/Z, trois sont en position centrale (GB112-GB113-GB171) et un en bordure (GB170). L'évolution de GB170 vers GB171, donc du bord vers le centre du massif de Gangotri, est bizarrement inverse par rapport à l'évolution enregistrée par la tourmaline (cf. ASM). En effet, on observe ici une diminution de l'intensité d'étirement vers le centre du massif. Par contre, les échantillons provenant du contact sommital du glacier du Meru (GL15-GL16-GL17.1-GL17.2, en allant vers le contact) montre la même évolution. C'est-à-dire que l'on observe effectivement une décroissance de l'intensité de la déformation à l'approche du contact avec l'encaissant.

5) conclusion

Le résultat essentiel de cette étude est la confirmation du type de fabrique que le granite présente actuellement. L'aplatissement domine largement. Par rapport aux résultats magnétiques, le degré d'aplatissement est ici plus marqué, ne serait ce que par le nombre d'échantillons qui tombe dans le champ X/Y<Y/Z. Ceci peut traduire le fait que, en fin d'évolution, la fabrique magmatique est controlée par un régime de déformation (auquel nous n'avons pas accès pour le moment) où domine l'aplatissement avec un terme rotationnel très faible. Si tel est le cas, ceci peut également expliquer la dispersion des directions d'étirement obtenues. Cette dispersion reflèterait en fait un champ de déformation dans lequel aucune direction d'étirement n'est privilégiée à l'echelle cartographique.

Un dernier résultat intéressant concerne les échantillons du contact sommital du Meru. La décroissance de l'intensité de la déformation à l'approche du contact peut paraître a priori surprenante. Classiquement on observe plutôt le contraire. Une explication probable est d'envisager un contraste thermique relativement important entre le granite et son encaissant (plus froid). Lors de la mise en place du granite, le magma proche des contacts va cristalliser plus tôt, et acquérir une rigidité possèdant ainsi une résistance au cisaillement beaucoup plus élévée que celle du magma. Dans ces conditions on peut imaginer qu'il se produit un transfert de la déformation vers les parties encore visqueuses en position plus interne dans le granite.

Il est bien entendu hors de question de généraliser ce résultat à l'ensemble des contacts sommitaux des massifs intrusifs dans la formation de Harsil. Il reste cependant que, dans le cas du Meru, l'interface sommitale granite-métasédiments, qui représente une discontinuité rhéologique importante, n'a pas été réactivée par des mouvements postérieurs à la cristallisation du granite.

SYNTHESE TECTONIQUE

SYNTHESE TECTONIQUE

Sur le plan directionnel, les résultats obtenus nous ont montrés que la structuration magmatique actuelle des corps leucogranitiques n'est pas réglée de façon rigoureuse. Cependant, en ce qui concerne les directions des linéations magnétiques des échantillons en position interne des massifs, dans l'ensemble comprises entre N70 et N130, la tendance est plutôt au parallélisme à l'axe de la chaîne. De même, le massif de Gangotri présente des trajectoires de déformations planaires orientées E-W. Le glacier du Bhrigupanth et, à un moindre degré, le glacier du Meru prolonge cette tendance vers l'Est. Ce parallélisme semble d'autant plus prononcé vers le Nord, c'est à dire lorsque l'on monte dans le bâti structural actuel de la chaîne himalayenne. Cependant, cette impression provient également du fait que le massif de Gangotri est le plus échantillonné. Les directions d'étirement du quartz offrent par contre une dispersion totale sur l'ensemble du secteur.

Sur le plan quantitatif, quelque soit le secteur étudié, la fabrique par aplatissement domine nettement. Ceci explique entre autre la difficulté que l'on a pour déterminer la direction de la linéation minérale sur le terrain et le large éventail directionel des directions magnétiques et d'étirement du quartz obtenues.

La géométrie tridimensionelle des granites est caractérisée par des pincements organisés suivant deux directions (E-W et N-S). Quelle est l'origine de ces pincements? Si ces zones de pincements sont synchrones de la fabrique magmatique actuelle, on peut les envisager comme des zones de constrictions majeures. Dans cette hypothèse, ces constrictions ont du affecter le granite alors qu'il était à l'état visqueux, en témoigne l'état textural des minéraux observables en lames minces. L'autre alternative est de considérer ces lentilles comme un ensemble de laccolithes mis en place indépendemment les uns des autres, les zones de pincement visibles n'étant alors que fortuites. Dans cette deuxième hypothèse chaque massif possède sa propre zone d'alimentation. Toutefois, la première est favorisée par les observations suivantes:.

i) on observe une évolution spatiale très continue de la forme de la zone de pincement principale lorsque l'on se déplace d'Est en Ouest (Fig. 34),

ii) il existe au moins une zone de pincement où un bras de granite relie les deux lentilles (entre les pics du Meru et du Shivling). Dans les autres cas vus il y a toujours un chevelu "filonnien" plus ou moins dense assurant la liaison entre les deux massifs,

iii) enfin, il est impossible sur le plan géochimique (cf. chapitre IV) d'individualiser les massifs les uns par rapport aux autres.

Ces quelques éléments suggèrent qu'il y a eu, à l'origine, une lame de granite principale qui par la suite s'est scindée en plusieurs sous-unités d'une façon plus ou moins accentuée.

Le problème suivant à résoudre est la liaison entre cette fabrique magmatique et la structure de l'encaissant. Comme éléments structuraux majeurs, la formation de Harsil possède

un plan de foliation métamorphique, porteur de minéraux tels que St, Gt, Ky, qui sont souvent le support de la linéation minérale, orientée E-W dans le haut de la structure (cf. chapitre II). Le passage entre la Dalle du Tibet, ou la linéation minérale est orientée N20 (cf. chapitre II) et la formation de Harsil est continu et se fait de façon horaire (cf. chapitre 2). Parallèlement à cette évolution, on observe également le passage en continu d'une extension E-W plus ou moins bien marquée dans la Dalle du Tibet, à une double extension, E-W et N-S, dans la formation de Harsil. A première vue, on retrouve donc dans l'encaissant un cadre structural similaire (deux directions d'extension combinées, linéation et plan de foliation E-W) à celui décrit dans les leucogranites.

Cependant, plusieurs éléments ne s'accordent pas avec l'idée d'une structuration syncinématique entre la formation de Harsil et le leucogranite:

(i)- à l'affleurement, on observe souvent une forte discordance (10°-40°) des structures de l'encaissant sur le contact avec le granite.

(ii)- cette discordance semble se retrouver lorsque l'on trace les trajectoires de déformation (notamment celle des linéations minérales) à l'échelle cartographique, dans l'encaissant et dans les leucogranites (Fig 32).

(iii)- de même, l'étude des coupes (Fig 33) montre un biseautage de la formation de Harsil par le contact basal du granite (Fig:14) qui amène rapidement au contact Dalle du Tibet et leucogranite. En d'autres termes, le plancher du granite est moins penté, presque horizontal par endroit, que ne le sont les structures encaissantes (Fig 33 b6). Ceci montre que la mise en place du granite ne profite pas des structures anisotropes préexistantes.

Par ailleurs les arguments de terrain montrent que la partie sommitale de la Dalle du Tibet a subi un mécanisme de glissement généralisé vers le Nord. Il s'agit :

(i)- de filons de granites (ou supposés être tels) s'injectant sous le Shivling et sous le Thaley Sagar (en fait légèrement plus en "amont"), et qui subissent une importante déflexion quant ils passent de la barre de gneiss sommitale de la Dalle du Tibet aux schistes noirs basaux de la formation de Harsil (Fig. 30a). Cette déflexion indique un mouvement de glissement vers le N-NOde l'ensemble formation de Harsil + leucogranite. Dans le secteur de Harsil, les nombreux filons de granites aplitiques présents dans la Dalle du Tibet ont souvent un caractère oblique par rapport à la foliation avec systématiquement un pendage nord plus accentué (Fig.50). Les filons ont un pendage qui s'accentue lorsque l'on monte dans la pile métamorphique et s'organisent en grandes fentes de tensions en échellons compatibles avec un glissement de la partie supérieure vers le Nord;

(ii)- de plis post-métamorphiques dans la formation de Harsil, à regard nord systématique, compatibles avec un sens de déplacement de la partie sommitale vers le Nord.

Par analogie avec ce qui a déjà été décrit ailleurs en Himalaya, notamment au Népal central avec le gigantesque pli des Annapurnas, nous avons interprété ces structures comme les

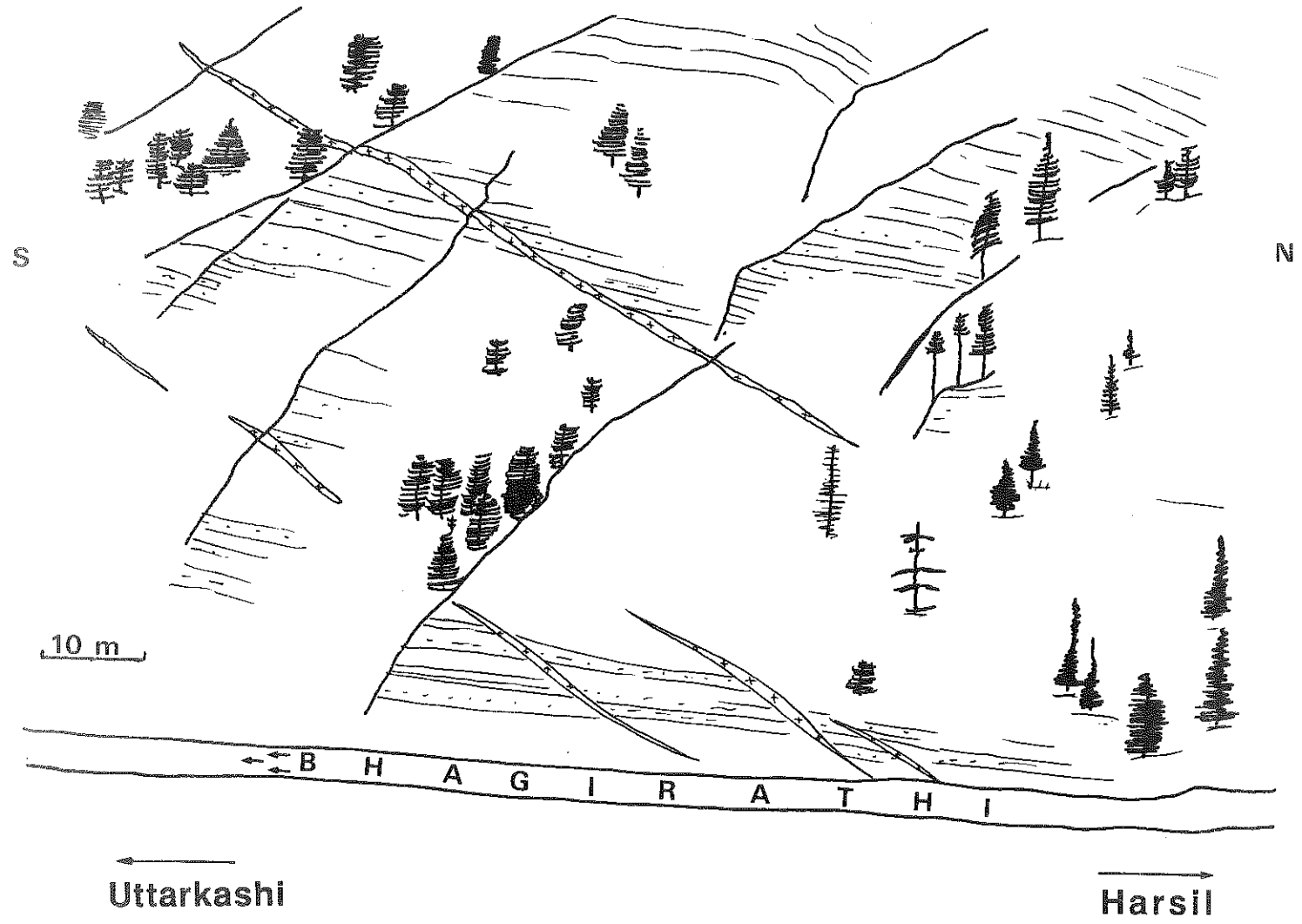


Fig. 50: Filons de leucogranites aplitiques injectés dans la formation de Harsil. Dessin réalisé en aval du village de Harsil. On remarquera le caractère sécant des filons ainsi qu'une disposition en fentes d'extension en relais compatible avec un glissement de la pile supérieure vers le nord.

conséquences d'un processus de tectonique gravitaire généralisé de la partie sommitale de la Dalle (cf. chapitre 2). Ceci a été attribué (Caby et al, 1983) au passage de l'ensemble cristallin du Haut Himalaya + sédimentaire Tibétain sur une rampe tectonique qui provoque une instabilité gravitaire généralisée des parties les plus élevées du système. C'est à dire que ce mécanisme a lieu lors du fonctionnement du MCT. On a ainsi deux événements tectoniques intimements liés (chevauchement à vergence sud et tectonique gravitaire à vergence nord) mais dont les axes cinématiques ne sont pas forcément coaxiaux.

Est ce que les granites ont subi cette tectonique? La présence de certains gros filons de leucogranites (entre le glacier du Raktvarn et le glacier du Chaturangi) s'injectant dans les plans axiaux des plus grands des plis associés à cette tectonique suggère en tous cas qu'il ne sont pas plissés par cette phase. D'autre part, si l'on regarde l'allure des plans de foliations de la formation de Harsil dans la partie sus-jacente à la zone de pincement principale (Fig: 22 et Fig: 33.a3), on remarque qu'il existe une forte discordance de ces plans sur le contact sommital sud. Cette discordance n'apparaît pas sur le contact sommital au Nord de la zone de pincement. Elle indique également un sens de mouvement de l'encaissant sommital du granite vers le Nord. Ce mouvement correspondrait à l'affaissement dissymétrique des métasédiments sus-jacents au granite et serait contemporain de la phase de constriction ayant affecté le granite. Sur un plan plus général on notera que la mise en place d'un granite est plus favorisée par un contexte tectonique en extension que par un régime compressif.

Bien que nous ne possèdions pas de preuves définitives (critères de sens de cisaillement intragranitiques, par exemple) nous voyons qu'il n'est pas interdit de considérer la structure magmatique actuelle comme la conséquence (en partie au moins) de cette tectonique gravitaire du sommet de la Dalle du Tibet. Cette hypothèse peut également expliquer le plus fort degré de structuration magnétique (et donc magmatique) de la partie sud du massif de Gangotri. Le contact sommital sud, et à pendage sud, de cette lentille aurait plus "encaissé" la déformation que le contact sommital nord à pendage nord, lors du "retour en arrière" de la pile sommitale.

Par ailleurs, de récents travaux de thermobarométries effectués sur les transversales de l'Alaknanda et de la Dhauli à l'Est de notre secteur (Hodges et Silverberg, 1988; Hodges et al., 1988) montrent, entre autres, que la fin de l'évolution métamorphique de la partie supérieure de la Dalle du Tibet est marquée par un enfouissement d'au moins 5 km accompagné d'une augmentation de température de 80°C. Selon ces auteurs, c'est peut être pendant cet événement que la migmatisation se déclenche. Ils suggèrent en tous cas qu'il existe une étroite relation entre le magmatisme leucogranitique et cet épisode tectono-métamorphique. Par analogie avec d'autres travaux et notamment avec ceux de Searle (1986) dans la région du Ladakh-Zanskar, Hodges et al.(1988) proposent comme raison de l'enfouissement, l'arrivée de nappes de chevauchement en position plus septentrionale que la Dalle du Tibet.

D'autre part, les travaux de Valdiya (1986, 1988) confirment la présence d'un important accident normal entre les formations sédimentaires tibétaines et la Dalle du Tibet sur les transversales de l'Alaknanda et de la Dhauli river (nommé par cet auteur Malari fault ou Trans-Himadri Thrust). Dans cette zone, les structures en faille normale sont clairement post-métamorphiques et recoupent les leucogranites.

L'ensemble de ces données va plutôt dans le sens d'une mise en place syntectonique et indiquent que la tectonique gravitaire est post-solidification des granites. Ceci va donc clairement à l'encontre du modèle de structuration des granites proposé précédemment. Cependant cette contradiction n'est peut être qu'apparente dans la mesure ou nous avons vu que la tectonique gravitaire ne se résume pas uniquement aux accidents en faille normale décrit par Valdiya (1986, 1988). En effet nous avons fait état, pour cet événement, de deux grands types de structures associées (cf. chapitre 2). Il s'agit d'une part de zones mylonitiques à fort pendage nord clairement post-foliation MCT et, d'autre part, des structures de boudinage, des plis B2 à regard nord qui ont un caractère tardi à post métamorphique. Dans notre schéma évolutif c'est à cette dernière phase que la structuration des granites est reliée.

Arrivé à ce stade de notre réflexion, nous pouvons nous demander si la structure magmatique mise en évidence correspond à la phase de mise en place des corps de leucogranites? Pour tenter de répondre à cette question il est utile de se référer au modèle de genèse des leucogranites tel qu'il est établi actuellement sur la base d'études géochimiques (Le Fort, 1981; Deniel et al, 1987; Le Fort et al, 1987: France Lanord et al, 1988). Ces études montrent que la source des leucogranites est probablement constituée par les métapélites et métagraywackes de la Dalle du Tibet, unité appelée Formation I au Népal central. Selon ce modèle, la fusion de ces métasédiments a été induite par l'arrivée de fluides externes. Ceux-ci proviennent de la déshydratation des formations gréso-pélitiques froides sous-jacente du Moyen Pays, chevauchées par la Dalle du Tibet chaude. Dans ce modèle, le mécanisme de genèse des leucogranites est donc intimement lié au fonctionnement du MCT. Une fois le liquide granitique créé, il faut pouvoir le collecter progressivement de façon à former les masses de leucogranites plus importantes et l'amener à des niveaux structuraux supérieurs. Le mécanisme de cisaillement lié au MCT intervient peut être dans le collectage dans la mesure ou il tend à désorganiser les armatures cristallines existantes ce qui facilite le regroupement des différents poches de liquide.

Intervient-il de même dans le transfert de ces masses de leucogranites à des niveaux supérieurs de la croute? Si l'on admet que la zone source réelle des leucogranites est située plus au Nord on peut admettre également que le transfert vertical et horizontal des granites (plus haut et plus au sud que la zone source) est contrôlé par la cinématique du MCT. Par contre, si la zone source est située à l'aplomb des massifs de leucogranites, cette liaison n'a plus lieu d'exister dans la mesure ou seul le transfert vertical intervient, dépendant de facteurs tels que les contrastes de densités et de viscosités entre granite et encaissant. Comme nous l'avons déjà dit,

dans le secteur étudié, le seul argument en faveur d'une zone source située à l'aplomb est la présence de filons de granites (?) sous le Shivling et le Thale Sagar. Leur faible abondance en regard des masses granitiques en présence, peut en première approximation favoriser l'hypothèse d'un source située plus au Nord. Cependant nous n'avons à l'heure actuelle aucune idée sur les vitesses de remontées des liquides granitiques. Or la connaissance de ce paramètre est de toute première importance pour pouvoir dire si les temps nécessaires pour créer les différentes lentilles de granites par alimentation de ces seules fractures sont réalistes ou non. D'autre part, il n'est pas interdit de penser que d'autres zones d'alimentation existent mais qu'elles n'affleurent pas actuellement.

Il ressort donc que, en l'état actuel de nos connaissances, il faut faire la distinction entre 3 évènements tectoniques hypothétiques qui seraient à l'origine (ou qui accompagneraient) de (1) la genèse des leucogranites, (2) la mise en place de ces leucogranites et (3) leur structure actuelle. Si pour les deux premiers, l'appelation de granites syntectoniques par rapport au MCT est peut être justifiée, pour le troisième l'utilisation de ce terme est dangereuse dans la mesure ou nous avons vu que l'on pouvait expliquer la fabrique actuelle par un mécanisme d'extension N-S lié au décollement gravitaire de la partie sommitale de la Dalle du Tibet.

En définitive il apparaît que la fabrique magmatique actuelle n'est pas forcément représentative de la phase de mise en place des leucogranites. Dans le cas présent, on peut envisager la succession d'événements suivants:

- une fois la fusion partielle déclenchée, le collectage se produit,
- il s'ensuit la mise en place du granite dans des niveaux structuraux supérieurs. Le leucogranite enregistre peut être déjà à ce moment la double extension, perceptible également dans son encaissant,
- après sa mise place, l'ensemble du système passe sur une rampe, ce qui provoque un mécanisme de cisaillement à vergence nord de la partie sommitale de la Dalle du Tibet et des formations sédimentaires Tibétaines. Dans le granite, cette phase se traduit par l'accentuation de la famille de constriction E-W au détriment de la famille N-S. Dans l'encaissant apparaissent tous les plis à vergence nord,
- enfin l'ensemble des corps granitiques subit un régime d'aplatissement généralisé qui dérègle partiellement les structures précédentes.

Dans ce schéma chronologique un rôle prédominant est donné aux mécanismes de déformation Nord-Sud. Il ne prend pas en compte la zone de cisaillement longitudinale ductile du sommet de la Dalle du Tibet, présentée dans le chapitre II.

Pour terminer il faut noter que cette étude a été menée sur la terminaison occidentale du massif de Badrinath. Nos observations ainsi que celles de Heim et Gansser (1939) suggèrent que le granite augmente en épaisseur vers l'Est (cf. Fig 51). Nous avons déjà suggéré que,

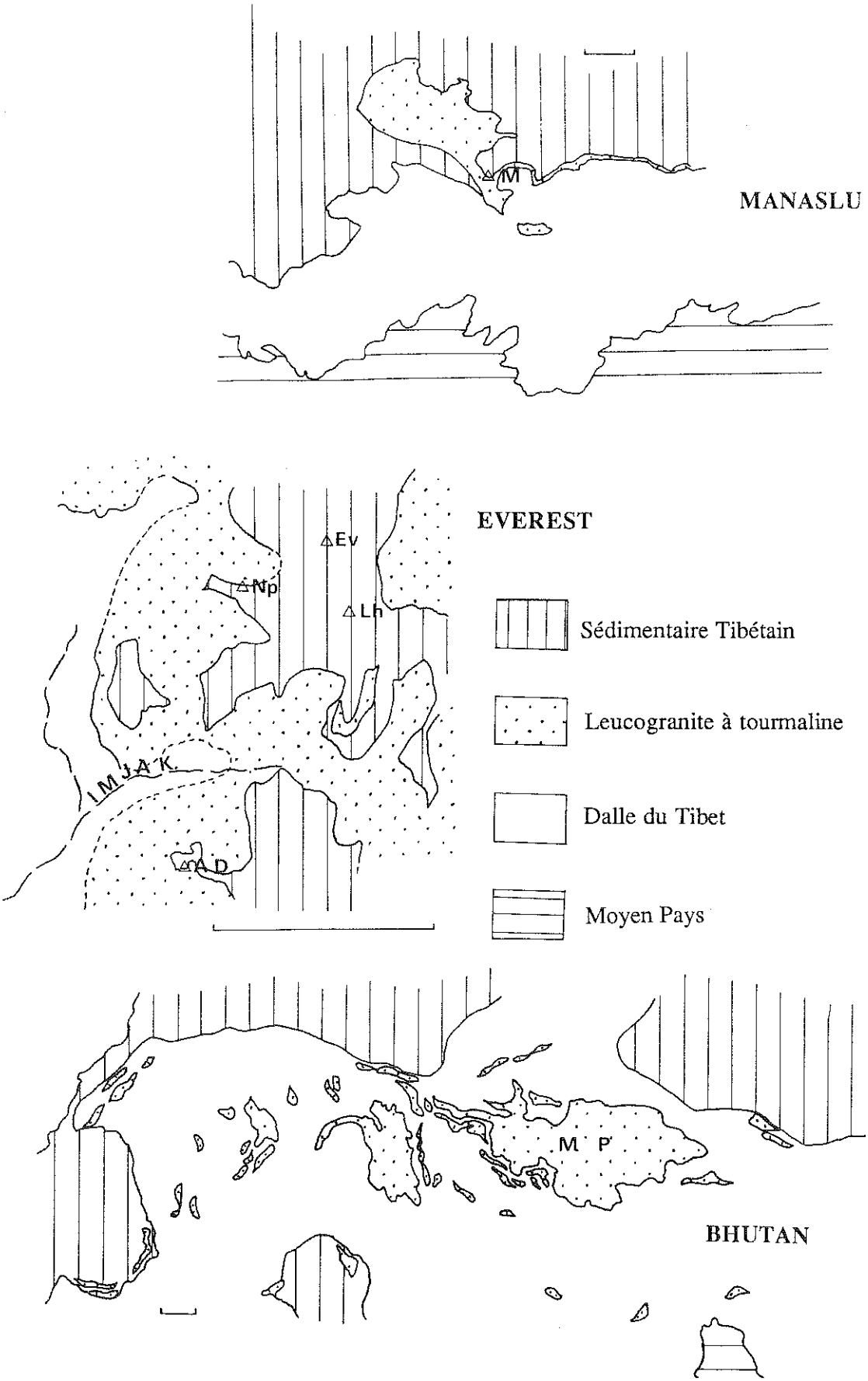


Fig. 51: Cartes schématiques des principaux massifs de leucogranites dans la chaîne himalayenne centrale. Massif du Manaslu d'après Le Fort (1981), massif de l'Everest d'après Ferrara et al. (1983), massifs du Bhutan d'après Gansser (1983). M: Pic du Manaslu, Ev, Np, Lh, A.D respectivement pic de l'Everest, du Nuptse, Lhotse et de l'Amai Dablan. M.P.: Monlakarchung Pasalum.

dans le secteur de Gangotri, nous sommes en présence de la terminaison latérale d'un massif beaucoup plus épais vers l'Est. Nous avons par ailleurs remarqué que les pincements étaient moins visibles (inexistants?) dans la partie Est du secteur étudié. On peut donc se demander dans quelle mesure la présence (ou la visualisation?) de ces pincements est conditionnée par l'épaisseur de la lame de granitique.

Enfin, est ce que ces pincements sont présents dans d'autre massifs de leucogranites du Haut Himalaya? La réponse à cette question dépend avant tout de la qualité des documents cartographiques disponibles.

Pour le plus connu de ces granites, le granite du Manaslu, la réponse semble être à priori négative. Cependant, en raison de son énorme épaisseur (8 Km- Fig. 51 et 52 a), des pincements tels que ceux décrits au Garhwal (au maximum 2 Km), se traduiraient par de larges ondulations du contact sommital. Par ailleurs, le granite du Manaslu s'oppose aux lentilles du Garhwal par le fait que son contact sommital a souvent été érodé. Ainsi, dans ce cas, le principal marqueur d'éventuelles zones de constrictions est absent.

Par contre l'étude de la carte des massifs de l'Everest et du Makalu (Bordet, 1961- Fig. 51) met en évidence des zones de pincements très semblables à celles décrites dans notre secteur. La plus spectaculaire serait le fameux "pli" du Nuptse (Bordet, 1955; Ferrara et al., 1983, Fig. 52 b). La plus importante, mais moins visible, serait localisée dans le glacier de l'Imja, de direction E-W (Fig. 52 b). Sur les coupes dessinées par Bordet (1955) on remarque également un plancher plat pour ces massifs de leucogranites.

En ce qui concerne les massifs de leucogranites du Bhutan, la très grande échelle de la carte levée par Gansser (1982) rend moins aisée les comparaisons (Fig. 51). On peut cependant remarquer que l'on a un énorme massif de leucogranite (le Monlakarchung-Pasalum) entouré par un chapelet de massifs beaucoup plus petits aux formes géométriques résolument lenticulaires (Fig. 51). Chacune de ces lentilles correspond peut être à une lame individualisée du massif principal par une zone de pincement. Ici cependant une différence majeure par rapport aux autres massifs décrits précédemment est le niveau structural d'intrusion des corps granitiques (dans la Dalle du Tibet et non à l'interface cristallin du Haut Himalaya-sédimentaire tibétain).

Ainsi des analogies semblent exister avec ce que nous avons décrit dans le Garhwal. La question est maintenant de savoir si tous les granites ont subi la même succession d'événements. Seule des études structurales de détail pourront y répondre par la caractérisation précise de la structure magmatique *sensu stricto* et de sa liaison avec les phases de déformations de l'encaissant.

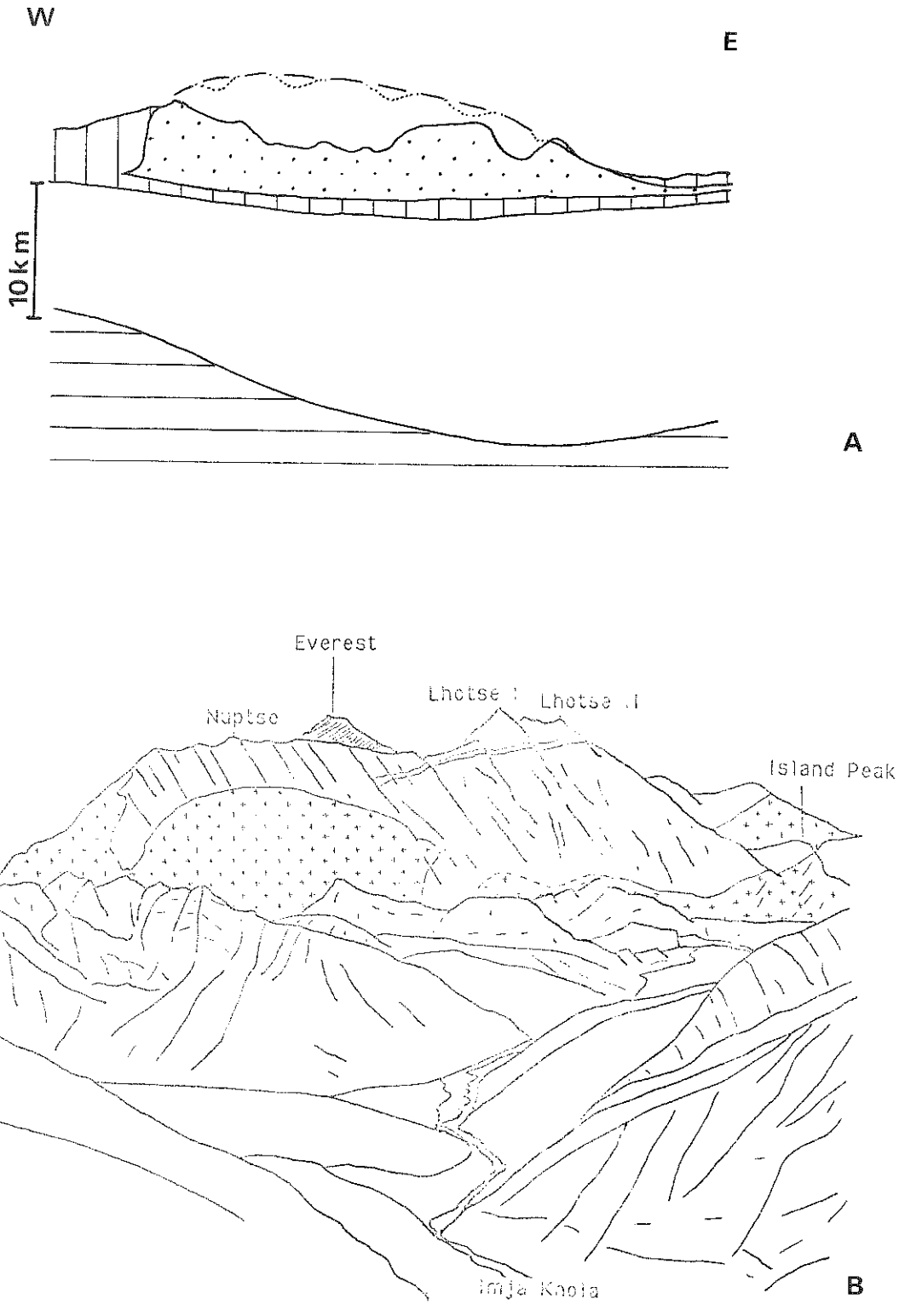


Fig. 52. A. Coupe E-W du Manaslu redessinée d'après France-Lanord et Le Fort (1988). En pointillé sont indiquées des oscillations du contact sommital d'amplitude semblabe à celles reconnues au Garhwal. B. Vue panoramique du massif de l'Everest vers le NE montrant le grand pli du Nuptse. Les grandes fractures à pendages sud accentué représentent probablement des fratures d'extension. On remarquera qu'elles ne recoupent pas le granite.

CHAPITRE IV

PETROGENESIS OF THE BADRINATH-GANGOTRI LEUCOGRANITE. EVIDENCE FOR FRACTIONATION PROCESSES IN A HIGH HIMALAYAN LEUCOGRANITE

Par Bruno Scaillet, Christian France -Lanord et Patrick Le Fort

(article soumis à Journal of Volcanic and Geothermal Research)

ABSTRACT

The Gangotri leucogranite is the western end of the Badrinath granite, one of the largest bodies of the High Himalayan Leucogranite belt.(HHL) It is a typical fine grained tourmaline-muscovite +/- biotite leucogranite. The petrography show the lack of restitic phases. The inferred crystallization sequence is characterized by the early apparition of plagioclase, quartz and biotite and by the late crystallization of the k-feldspar. This suggest that, inspite of being of near minimun melt composition, the granite had probably a large crystallization or melting interval, in agreement with previous experimental studies. Tourmaline and muscovite have mainly a magmatic origin. Even being homogeneous in terms of major element composition, it displays severals geochemicals trends (when CaO decrease there is an increase in Na_2O, Rb, Sn, U, B, F and a decrease in K_2O, Fe_2O_3, TiO_2, Sr, Ba, Zr, REE, Th) which are best explained by a crystal fractionation process. The application of experimental solubility models of zircon and monazite in felsic melt also support a magmatic origin for these two accessory phases. Inclusion relationships between accessory phases (apatite, monazite and zircon) suggest that no major convection occured once the magma was emplaced.

Rb/Sr isotope data show this granite to be, as other HHL, isotopically heterogeneous for Sr (initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, calculated at 20 Ma, range between 0.765 and 0.785). Therefore no mixing (i.e. no convection) occured between the different batches of magma. In contrast ^{18}O data are extremely homogeneous (13.04 ‰ ± 0.25) implying an homogeneous source in ^{18}O. Difference in timing between fluid infiltration and the onset of melting, related to a difference in temperature of the source, can explain why source homogeneization occured for the Gangotri and not for the Manaslu granite.

The use of experimental results carried on solubility and on the textural position of the accessory minerals during the melting, predict a low viscosity for the melt during its extraction. This in turn explain the lack of restitic phases (major and accessory) in the granite as well as some fields features (lensoid shape, pronounced magmatic layering). From the petrographic and isotopic study, it is suggested that the mechanism of ascent was not a diapiric one but rather that the melt ascended by several fractures and that the level of emplacement was partly controlled by the density contrast between the melt and the host rocks.

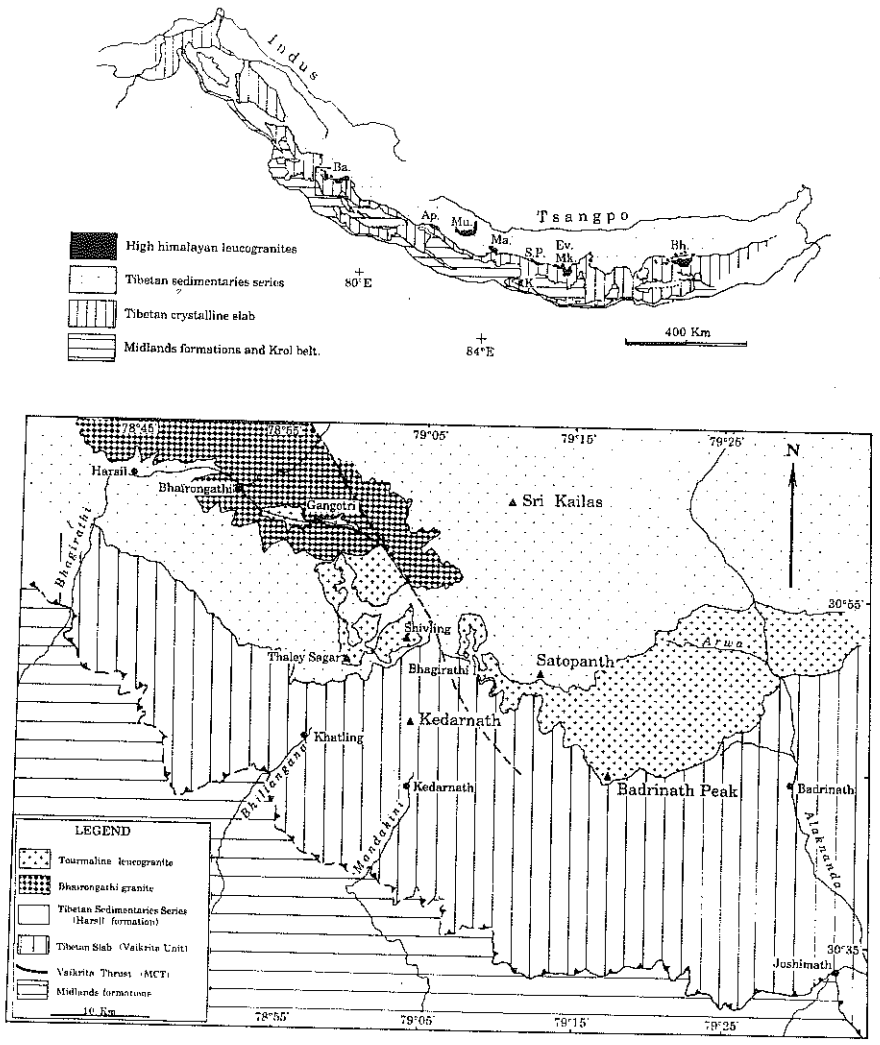


Fig. 53: Geological maps. **A**. Sketch map of the Himalaya range, modified after Le Fort (1986). Bh.-Bhutan, Ev.Mk.-Everest-Makalu, S.P.-Shisha Pangma, Ma.-Manaslu, Mu.-Mustang, Ap.-Api, Ba.-Badrinath, K.-Katmandu. **B**. Geological map of the investigated area in Garwhal Himalaya (inset in **A**). The geological limits at the East of Satopanth are taken from Valdiya (1978) for the Vaikrita Thrust location and from Blattner et al. (1983) for the eastern part of the Badrinath granite.

INTRODUCTION

The High Himalaya Leucogranites (HHL) have been the subject of extensive studies, especially on the geochemical point of view (see Le Fort et al, 1987 for a review). Their study is of great interest for the understanding of the evolution of the continental crust in that the composition of leucogranites may correspond to the composition of nearly pure melts generated in the lower crust. This paper is part of a comprehensive study undertaken in Garhwal Himalaya on the geology of the High Himalaya region, which, in comparison with others (Nepal or Ladakh-Zanskar), remains poorly known. The general structure and lithology of this area have been already presented by Pêcher and Scaillet (1989). A coming paper (Scaillet et al, in prep.) will present the result of a structural study carried on the granite. In this paper we report the main geochemical characteristics of the granite and compare it with other better known HHL (especially the Manaslu) or other peraluminous felsic series (e.g. Macusani volcanics, SE Peru). We also present, in the light of recent experimental studies, the behavior of major and accessory minerals in this granite ant its significance on the whole magma evolution (i.e. generation, extraction and crystallization).

A) GEOLOGICAL SETTING

The Gangotri granite (G.G.) constitutes the western-end of the Badrinath granite (Fig.53), one of the biggest bodies of the High Himalaya leucogranite belt (Heim and Gansser, 1939; Gansser, 1964; Le Fort, 1973). It is located in the Garwhal Himalaya (or western Kumaun), 180 Km west of the Nepal border (Fig.53). First described by Heim and Gansser (1939) in the upper Alaknanda valley, near the Badrinath village, it was also recognized by Auden (1949) in the upper Bhagirathi valley (Fig.53), who named it Gangotri granite. Since that time only few works have been carried out on this granite. Seitz et al. (1976) report a K-Ar muscovite age of 18.4 +/- 0.7 Ma on a sample collected in the Arwa valley (Fig.1). Pant (1986), gives the first geochemical analysis of the Gangotri granite itself. Then Stern et al. (1989) present new data about both the granite and the surrounding rocks and they attempted to date the granite. On one sample of leucogranite they obtained a Rb-Sr mineral isochron of 21.1 +/- 0.9 Ma (WR, tourmaline, 2 feldspars, muscovite) and a K-Ar age of 18.9 +/- 1.3 Ma.

During the recent work of our team, we found that the leucogranites from the upper Bhagirathi valley (Fig.53) constitute several lenses, 1,5-2 Km thick and 4-5 Km long, rather than a big body like the Manaslu one (Scaillet et al, 1988). These lenses are intrusive either in a metasedimentary sequence (base of the Tibetan Sedimentaries Series here called Harsil formation, Pant 1986) or in a huge two micas porphyritic granite (Bhaïrongathi granite, Pant 1986) which is also intrusive in the same metasediments. This two micas porphyritic granite was previously confused with the leucogranite (cf. Gansser, 1964), thus forming one of the

most important pluton of the High Himalayan leucogranite belt. It has been only recently individualized by Pant (1986) and also by Stern et al. (1989). As noted by the latter, the petrographic and geochemical characteristics of the B.G. are very similar to that of the cambro-ordovician magmatism defined by Le Fort et al. (1986) in the Lesser and Northern Himalayan belt as well in some augen gneiss of the High Himalayan Crystallines (HHC). Howewer Stern et al. (1989) report that this granite structurally underlies the tourmaline leucogranite and is spatially related to the upper part of the Tibetan Slab. On the contrary our field work and mapping show that the B.G is located above the tourmaline leucogranites (Fig. 53).

The field studies show that the leucogranite cross-cut the magmatic and/or plastic foliation of the B.G. The contact between the two granites is always sharp and the inclusions of the B.G. are angular in shape, except for some small size fragments (<20cm) which can be relatively rounded. This testifies a strong difference in rheology when the leucogranite was intruded into the B.G. In addition, large portions of the B.G. present an extensive gneissic fabric that very seldom appears in the leucogranite. Similarly the metamorphic foliation of the metasedimentary host rocks is often cross-cut by the leucogranite and its network of aplites and pegmatitic dykes. At the scale of the outcrop, the magmatic and metamorphic foliation as well as the contact itself may cut each other at high angle. As for the numerous granitic dykes, they present a large variety of relationships with the fabric of their host-rocks. Howewer, at a kilometric scale, along the cliff or on the map, the lenses of leucogranite present a general parallelism to the foliation of the surrounding rocks. Globally, these observations are best explained by late to post metamorphic emplacement of the leucogranite. Most of the time the structure of the leucogranite is characterized by a usually weak foliation defined by the micas and by the tourmaline. Near the contacts the foliation grades into a layering including repeated cm thick bandings of tourmaline. The structural study (Scaillet et al, in prep.) has shows that these structures are inherited from the magmatic stage of the granite. Plastic deformation presents limited occurences near the contact.

In the leucogranite, two kinds of xenoliths are present. The first and more abundant one is constituted by angular pieces of the host rock always located near the contacts, often reaching several meters in size. The innermost inclusions can be rotated while, close to the contact, they become parallel giving the impression of a "lit par lit" injection mechanism. The second kind of inclusions have been found mainly in the core of the Gangotri body and in the Bhagirathi area. They are made up of schlierens of tourmaline-muscovite. They never exceed 50 cm in length, and they can be rounded or elongated in shape, the long axis being more or less parallel to the foliation. Their abundance is difficult to estimate but is thought to be very low. The origin of these schlierens is difficult to assess. They can be of true magmatic origin (local accumulation) as they can represent ancient inclusions of schists totally transformed by the surrounding magma.

In between the leucogranite and the host rocks, there is usually a aplito-pegmatitic zone. The thickness of this zone is strongly dependent on the nature of the country rocks: (1) For the lenses intrusives in the B.G. (Gangotri body), this zone is 100 m. thick. The pegmatites (1 m or less in thickness) are made up of quartz-K.feldspar-plagioclase-tourmaline-garnet-muscovite and beryl. In somes cases, the K.feldspar grows perpendicularly to the rim, reaching 30 cm in length and being roughly triangular in shape. The aplites (10 to 20 cm thick) contain thin needles of tourmaline. In all observed outcrops, the aplites cross cut the pegmatites. (2), On the other hand, for the lenses intrusives in the metasedimentary sequence, the pegmato-aplite zone seems to be less important (1 or 2 m). For the only contact reached at the top of the granite (Shivling area), we have observed the development of the pegmatite member alone, the aplites being absent. The foliation of the pegmatite is parallel to that of the granite. In the basal contacts observed, the aplito-pegmatitic zone observed was also very small or even absent. It is extremely rare to see this network of aplite and pegmatite cross-cutting the granite itself. Such situation has been found on only one outcrop below the Bhagirathi II peak. In this area complex relationship exist, with fine grained granite being cut by a coarse grained one which in turn is cutted by a pegmatite.

B) PETROGRAPHY

1) macroscopic

The granite always contain tourmaline and muscovite. The abundance of biotite allows to divide the granite in two main types. The first one is a biotite-rich granite clearly restricted to the border of the plutonic lenses. In these border facies, biotite is the dominant ferromagnesian phase with subordinate tourmaline. Elsewhere the granite is tourmaline rich, the biotite being macroscopically lacking. The garnet has been also found but is less frequent; it is always associated with the tourmaline rich, and never with the biotite-bearing granite. Beryl can be also present especially in the coarse grained facies (pegmatite granite). According to the limited observations made the biotite rich granite seems to be anterior to the tourmaline rich one. The grain size is fine to very fine (1 to 2 mm) for the lenses intrusives in the metasedimentary sequence, whereas for the lenses intrusive in the B.G. it can reach several mm(> 2 mm).

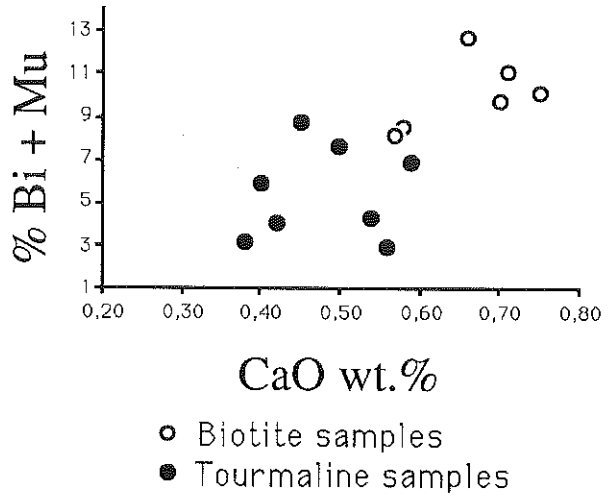


Fig. 54: Modal abundance of muscovite and biotite relative to the CaO content. The modal abundance has been determined with an interactive image analyser system (Lapique et al., 1988). 3000 to 6000 points per thin section. Black dots are tourmaline samples and open dots are biotite samples.

2) microscopic.

The microscopic features of the leucogranite have been studied on 43 samples for each of which 3 perpendicular thin sections have been cut in order to obtain a three dimensionnal view of the relationships between the minerals, especially the enclosing relation.

Biotite is mostly present as an isolated mineral (2-3 %). It is usually totally free of inclusions, the only ones being, in order of decreasing importance, zircon, quartz, muscovite and apatite. In contrast it is frequently found enclosed in plagioclase, K-feldspar, muscovite and quartz. In the biotite facies, biotite and muscovite are interpenetrated with no true enclosing relationship and are texturally stable (i.e. they have sharp boundary), while in the tourmaline facies, the biotite, when present, is enclosed mostly in muscovite with a progressive boundary and the same optical direction. In two samples, the biotite has been found enclosed in tourmaline. Howewer these two minerals, when in contact, never show evidence of textural instability suggesting a breakdown reaction.

Muscovite is always present. As for the biotite, it is mostly isolated and homogeneously distributed over the thin section. Its abundance clearly decrease from the biotite facies to the tourmaline ones (from 13-10 % to 4-5 % modal, see Fig. 54). It is mainly enclosed in plagioclase and K-feldspar. The muscovite is always in textural equilibrium with all the others phases. Howewer, for the Gangotri lenses, evidence of overgrowth of muscovite on K-feldspar and sometimes on plagioclase, have been found on three samples located near the border of the Gangotri lense, with typical symplectites structures at the extremity of the muscovite.

Tourmaline is present in all the samples. It is systematically the biggest crystal in size (up to 1 cm) with a strong optical zonation (always of green color). In the biotite facies it is present as euhedral crystals often triangular in shape while in the tourmaline facies (up to 5 %), it has a more elongated shape. It contains abundant inclusions of quartz and of plagioclase as well as of apatite (skeletal habit). Thin and elongated needdles are present (sillimanite or apatite ?). It is often closely associated with muscovite and clusters of apatite as well as with quartz. The tourmaline is usually totally free of K-feldspar inclusion. In most samples it is also present as small euhedral inclusions in plagioclase and sometimes in muscovite and also in apatite. It never seems to grow at the expense of another phase.

Plagioclase is commonly present as euhedral-subeuhedral crystals. In the Bhagirathi peak area (Fig.53) it is frequent to find 5-6 big (5 mm) square crystals per thin section, the rest of the plagioclases being rectangular, less euhedral and smaller (2 mm). On the rest of the area the distribution in size is unimodal. The euhedral character clearly increases from the biotite facies toward the tourmaline one. In addition, xenomorphous plagioclase is also intimately associated with the K-feldspar. As inclusion, the main host mineral of the plagioclase is the K-feldspar which contains little and euhedral randomly oriented crystals. As previously noted, the

plagioclase contains biotite, muscovite, tourmaline and grains of rounded apatite. Evidences of optical zonation, even in the biggest plagioclase, are extremely scarce and are only represented by a very thin (0,2 mm) rim of albitic composition.

K-feldspar is characterized by its xenomorphous habit and by the wealth of inclusions. It usually forms monocrystals of microcline (optical determination) with abundant inclusions of rounded quartz and of plagioclase of variable size. When it encloses the muscovite the contacts are always sharp and well defined. In that case, there is absolutely no textural evidence of remplacement between these two minerals. Sometimes the abundance of inclusions gives it a typical "patchwork" habit, which contrast with other phases, poorest in inclusions. Perthitic feldspar is also present but remains rare, with always very thin exsolution lamellae.

Quartz appears to be enclosed in all the precedent phases as rounded crystals. It is normally homogeneously distributed as monocrystal of anhedral (lensoid) shape. It is characterized by the scarcity of inclusions, these ones being limited to some muscovites, tourmaline and apatite.

Garnet was not met in the studied thin section.

Apatite is, among the accessory phases, the most abundant one. It is enclosed in all the precedent phases as rounded crystal of 100-200 microns in diameter. Howewer the great majority of apatite (either in size or in abundance) occurs as interstitial minerals often closely associated with the tourmaline and the muscovite. The size ranges from 50 micron to 1 mm. Often it forms clusters of 5 to 10 minerals. They are rich of inclusions of zircon and of monazite as well as another unidentified minute phase (neddles of sillimanite?). Some opaques have been also found.

Zircon is present mostly as inclusion in apatite and also in biotite and muscovite. This mineral is always euhedral and hardly exceeds 20 microns in length. The biggest are found near the clusters of apatite.There is never evidence of relict cores.

Monazite has been found as inclusion mainly in the apatite and also in K-Feldspar. It has always a globular shape with a length of 10-20 microns.

Uraninite has been found as inclusion in muscovite in one sample.

Opaques remain very scarce and have been found only as inclusion in apatite.

It should be emphasized that all the phases display a textural state exceptionally fresh, the feldspar being only slightly sericitized, i.e. there is a total absence of generalized post-magmatic alteration. All the samples are extremely homogeneous in grain size except for a few ones of the Bhagirathi area (see above for the plagioclase). Biotite, which is extremely poor in inclusions contrarly to the metamorphic ones usually rich in accessory minerals (zircon, monazite, apatite), appears to be of magmatic origin rather than restitic. In the same way the absence of strong optical zonation of the plagioclase argue against a restitic origin for this mineral. Howewer, as for the biotite, its enclosing relationships support an early origin

(liquidus phase). Similarly the quartz appear to be quite early in the crystallization sequence (often enclosed in plagioclase and sometimes in biotite). On the other hand, K-feldspar is, among the tectosilicates, the last which begin to crystallize (xenomorphous habit and wealth of inclusion).The enclosing relationship described above suggest that muscovite and tourmaline are relatively early phase in the crystallization sequence of the granite. Moreover, the layering underlined by the tourmaline and by the muscovite in the tourmaline facies is in agreement with a magmatic origin for these two minerals, as there is no evidence of plastic deformation that can be responsible for a post-crystallization reorientation of these two minerals. For these reasons they are thought to be mainly of magmatic origin. For the apatite, its textural position suggest that, if it can begin to crystallize relatively early, most of it is of late magmatic origin. For the others two accessory phases (zircon and monazite), the fact to find it mostly as inclusion in the apatite suggest that the latter may control their time of crystallization.

C) GEOCHEMISTRY

1) major elements.

The major elements have been analysed on 41 samples of leucogranites. The sample location is reported on Fig. 55. In table 9 we present 10 typical analyses as well as the average analyses of the 41 samples and of 4 analysis reported by Stern et al (1989) for the same granite. The agreement between the two sets of analysis is rather poor. As for other High Himalayan leucogranite (HHL), the main feature is the narrow range of variation (see Le Fort et al, 1987 for a review). Let us stress that we have not been able to discriminate between the different lenses of Garhwal on a geochemical point of view.

When plotted in the chemical-mineralogical diagrams of Debon and Le Fort (1982), they obviously share the same characteristics with others best known HHL (e.g. Manaslu granite, Cuney et al., 1984; Le Fort et al., 1987). They fall mostly in the adamellite field of the Q-P diagram (nomenclature diagram), with a trend roughly parallel to the P axis (Fig. 56), the biotite facies being more K-rich and the tourmaline rich ones more Na-rich. In the A-B diagram (mineralogical diagram-Fig.56), all the samples plot in the peraluminous field, the biotite rich samples being more ferromagnesian but as aluminous as the tourmaline ones. In the Q-Ab-Or diagram (haplogranite system-Fig.57), it is also possible to discriminate biotite rich samples richer in Or component from tourmaline rich samples, which are shifted toward the albite side of the diagram, the "quartz" content remaining more or less constant. Howewer, this trend cannot be ascribed directly to a relative empoverishment in the K-feldspar content but mainly to a decrease in the abundance of biotite and muscovite from the biotite facies to the tourmaline ones (Fig. 57).

Tab. 9: Representatives analysis of the Gangotri Leucogranite

	GL7	GL11	GL14*	GL15*	GL29	GL80	GL89*	GB22	GB11O	GB113*	Av.1	N	Av.2
wt%													
SiO2	73.05	73.42	71.59	72.42	73.45	73.92	72.93	71.67	73.56	72.40	73.03	41	73.97
Al2O3	15.38	15.06	15.36	15.76	15.05	14.48	15.17	16.26	15.03	15.32	15.22	41	14.70
Fe2O3t	0.77	0.83	0.94	0.90	0.78	0.40	0.87	0.56	0.73	0.91	0.79	41	0.53
Feo	nd	0.34	nd	nd	0.36	nd	nd	nd	nd	nd	0.37	6	0.41
MnO	0.02	0.02	tr	tr	0.01	tr	tr	tr	tr	tr	0.05	41	nd
MgO	0.07	0.12	0.20	0.17	0.12	0.05	0.11	0.07	0.11	0.15	0.12	41	0.10
CaO	0.40	0.47	0.75	0.70	0.59	0.42	0.57	0.45	0.50	0.66	0.57	41	0.51
Na20	4.70	4.60	3.72	3.97	4.37	4.94	4.11	4.92	4.47	4.00	4.31	41	4.87
K2O	4.12	4.35	5.09	4.89	4.48	3.71	4.82	4.42	4.41	5.05	4.57	41	4.35
TiO2	0.05	0.08	0.12	0.10	0.07	0.02	0.09	0.05	0.06	0.10	0.07	41	0.05
P2O5	0.26	0.19	0.41	0.29	0.19	0.30	0.33	0.23	0.22	0.29	0.24	41	0.10
LOI	0.65	0.59	0.82	0.64	0.62	0.63	0.78	0.65	0.74	0.91	0.71	41	0.47
Total	99.47	99.70	99.00	99.83	99.73	98.87	99.78	99.28	99.83	99.79	100,05	41	100.06
ppm													
Li	208	242	116	85	324	181	154	172	309	185	194	35	nd
Be	6.4	nd	5.3	4.2	nd	5.8	28.1	41.2	14.6	14	14.1	41	nd
B	625	nd	330	325	nd	295	355	215	626	275	513	35	nd
CO2	nd	400	nd	nd	800	nd	nd	nd	nd	nd	650	6	nd
F	1200	1300	720	620	1200	580	1110	910	1000	1100	974	41	nd
S	nd	60	nd	nd	40	nd	nd	nd	nd	nd	51.66	6	nd
CL	13	10	10	<10	9	16	<10	<10	nd	nd	12.96	6	nd
Agp	1.19	1.17	1.18	1.20	1.15	1.12	1.16	1.18	1.15	1.16	1.13	41	1.09
Na/K	1.14	0.97	0.73	0.81	0.97	1.33	0.85	1.11	1.01	0.79	-	-	-

Av.1 is the average of the Gangotri leucogranite, N being the number of analysed samples.
Av.2 is the average of 4 analysis reported by Stern et al (1989).
Agp = Al/ (2Ca + Na + K) in moles.
Na/K= Na_20/K_2O.
* Biotite rich samples.
nd: not determined.

Tab.10. Representatives analysis of trace elements of the Gangotri leucogranite.

	GL7	GL11	GL14*	GL15*	GL29	GL80	GL89*	GB22	GB110	GB113*	Av.1	N	Av.2
ppm													
Sc	1.8	nd	3.7	3.1	nd	2	2.6	2.2	1.7	2.5	2.4	35	nd
Cr	8	nd	<5	7	nd	5	<5	<5	7	<5	6	35	nd
Co	10	nd	82	<5	nd	94	5	17	<5	<5	30	35	nd
Ni	23	nd	11	33	nd	16	12	10	5	6	16	35	nd
Cu	33	nd	18	40	nd	13	18	27	6	5	19	35	nd
Sr	24	35	80	66	45	27	44	27	37	54	43	41	33
Rb	492	475	304	317	401	342	470	450	446	433	430	41	485
Zr	26	nd	52	43	nd	22	39	19	33	43	35	35	23
Nb	15	nd	9	9	nd	12	17	18	15	14	13	35	15
Sn	29	34	18	15	31	19	31	31	nd	nd	27	23	nd
Ba	96	78	267	213	131	83	179	78	126	164	133	41	149
W	2.4	3.2	-3.5	3	-	4.1	3.4	nd	nd	3	19	nd	
Th	2.5	3.3	5.7	4.3	5.7	2.5	4	2.5	nd	nd	4.4	23	2.8
U	19.7	21.1	26.4	22.5	28.6	18.9	14.4	19.8	nd	nd	17	23	14

Av.1 is the average of Gangotri leucogranite, N being the number of analysed samples.
Av.2 is the average of trace element data reported by Stern et al (1989).
*Biotite rich samples.

Tab.11. Representatives REE analysis of the Gangotri leucogranite.

	GL7	GL11	GL14*	GL15*	GL29	GL80	GL89*	GB22	GB110	GB113*	Av.1	Av.2
ppm												
La	4.2	5.2	10.3	8.9	6.3	3.4	7.8	4.1	5.2	7.6	6.4	5.9
Ce	13.2	13.7	23	19.4	16.1	13.3	19.8	13.2	18.4	19.4	17.3	14.3
Nd	3.5	3.9	8.9	6.6	5.3	3.1	6.3	3.1	4.6	6.6	5.3	4.9
Sm	1.3	1.4	2.7	2.2	1.8	1.2	2.1	1.3	1.4	2.O	1.7	1.5
Eu	0.2	0.01	0.6	0.4	0.6	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3
Gd	1.4	1.2	2.5	1.9	1.6	1.2	1.9	1.O	1.8	2.4	1.8	nd
Dy	1.3	1.4	2.8	2.2	1.7	1.2	2.1	1.2	1.8	2.7	1.9	nd
Er	0.6	0.7	1.1	0.9	0.6	0.6	0.9	0.6	0.8	1.1	0.8	nd
Yb	0.6	0.6	0.8	0.7	0.6	0.5	0.7	0.5	0.6	0.8	0.7	1.1
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Y	9.5	10.9	17.7	15	11.4	8.4	14.2	9.9	11.1	15.9	12.5	11.3
La/Lu	3.96	6.71	10.73	10.22	6.51	5.08	6.77	6.12	4.88	6.55	6.64	6.12
La/Sm	2.08	2.39	2.43	2.56	2.19	1.81	2.31	1.97	2.31	2.34	2.37	2.48
Eu/Eu*	0.53	0.02	0.62	0.61	1.12	1.11	0.52	1.17	0.69	0.6	0.69	-

Av.1 is the average of 41 REE analysis of the Gangotri leucogranite.
Av.2. is the average of 4 REE analysis reported by Stern et al (1989).
The La/ Lu, La/Sm and Eu/Eu* are normalized ratio using the chondrite values of Evensen et al (1978).
*Biotite rich samples.

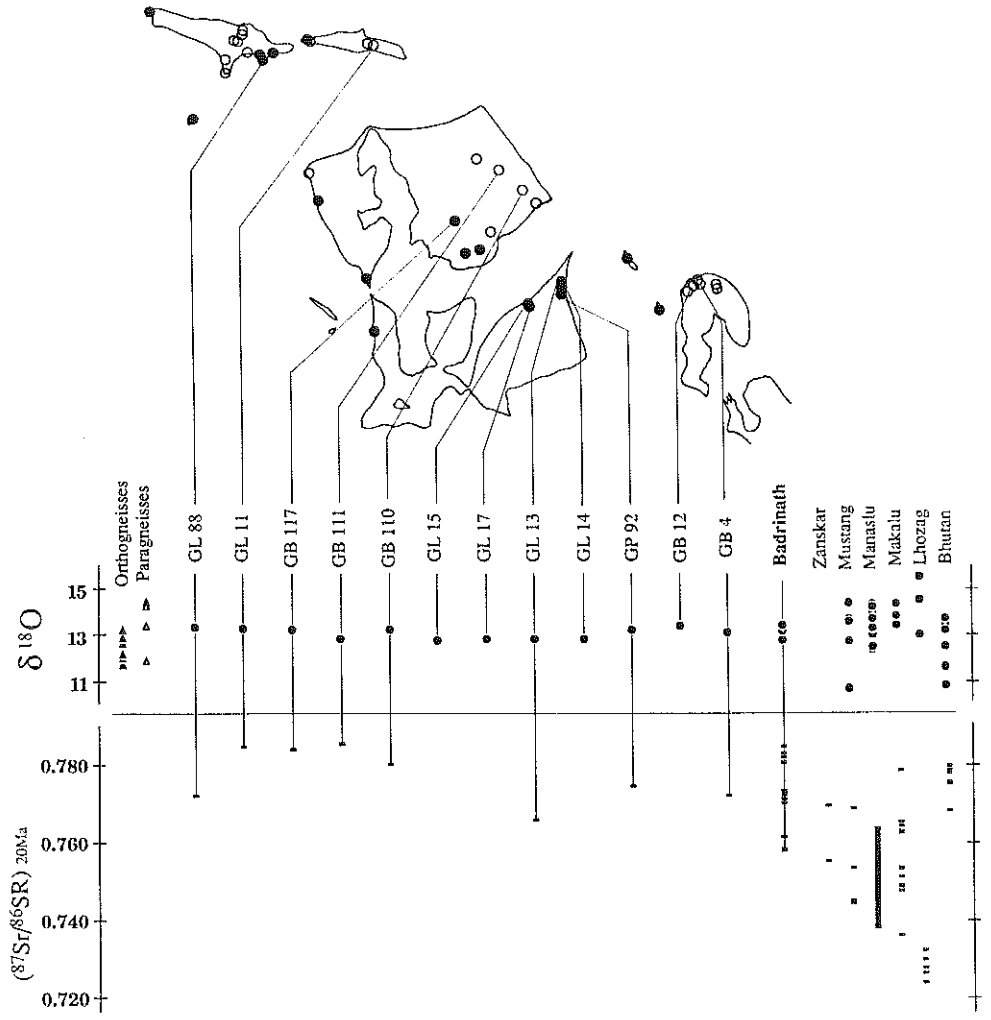


Fig. 55: Localisation of the samples used for stables and radiogenic isotopes in this study. The grey band represents the range of variation of the Gangotri-Badrinath granite. The range of variation in ^{18}O and Rb/Sr of the other HHL are shown for comparison. See France Lanord and Le Fort (1988) for the provenance of the data. Same symbols as in Fig. 51.

Tab 12 - H, O and Rb-Sr isotope data on the Gangotri leucogranite.

Sample			H_2O^+	∂D		$\partial^{18}O$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb	Sr
massive			wt%*	‰smow*		‰smow*			ppm	ppm
GB 110	Bg				Q	13.23	34.1	0.789756 ± 15	430	36.8
GB 111	Bg				Q	12.82	36.3	0.795441 ± 16	435	34.9
GB 117	Bg				Q	13.23 ± 0.07	23.3	0.790451 ± 13	383	48
GB 4	B	Mu	4.1	-88.1	Q	13.14 ± 0.03	31.2	0.780781 ± 12	437	40.8
		T	2.97	-84.2	F	10.97				
GB 12	B				Q	13.43				
GB 173	G	Mu	4.1	-86.3						
		T	3.05 ± 0.03	-80.2 ± 0.7						
GL 11	G	Mu	3.79	-84.2	Q	13.30 ± 0.03	49.8	0.798640 ± 30	465	27.3
					F	11.48				
					Mu	10.66				
GL 88	G				Q	13.38	23	0.778308 ± 13	409	51.9
GL 13	S				Q	12.81 ± 0.14	12.1	0.768996 ± 10	294	70.7
GL 14	S				Q	12.81 ± 0.15				
GL 15	S				Q	12.79 ± 0.06				
GL 17 i	S				Q	12.86 ± 0.05				
GL 17 s	S				Q	12.81				
GP 92	S				Q	13.23	17.2	0.779382 ± 10	304	51.5
					Bi	7.59				
					F	10.78				
					Mu	9.91 ± 0.13				

Bg: Brighupant, B: Bhagirati, G: Gangotri, S: Shivling. Q: quartz, F: feldspars, Mu: muscovite, T: tourmaline, Bi: biotite.
Rb-Sr isotope analyses by P. Vidal (Clermont Ferrand).
* No ± indicates single analysis; ± indicates average deviation on 2 analyses for $\partial^{18}O$ and 5 for ∂D.

Tab 13 - $\partial^{18}O$ values of quartz separated from ortho- and para-gneisses of the HHC.

Sample	$\partial^{18}O$ ‰smow
Orthogneisses	
GP 85	12.67
GP 86	11.66
GP 87	11.73
GP 89	12.89 ± 0.06
GP 91	12.04
GB 177	12.20
GB 178	13.23
Paragneisses	
GB 182*	12.61
GB 187	13.53
GB 187	14.45
GB 191	13.48
GB 194	11.90
GB 198	14.28
GB 209*	13.28
GB 210*	11.96
GB 218	13.42 ± 0.11

* mixture of quartz and feldspars

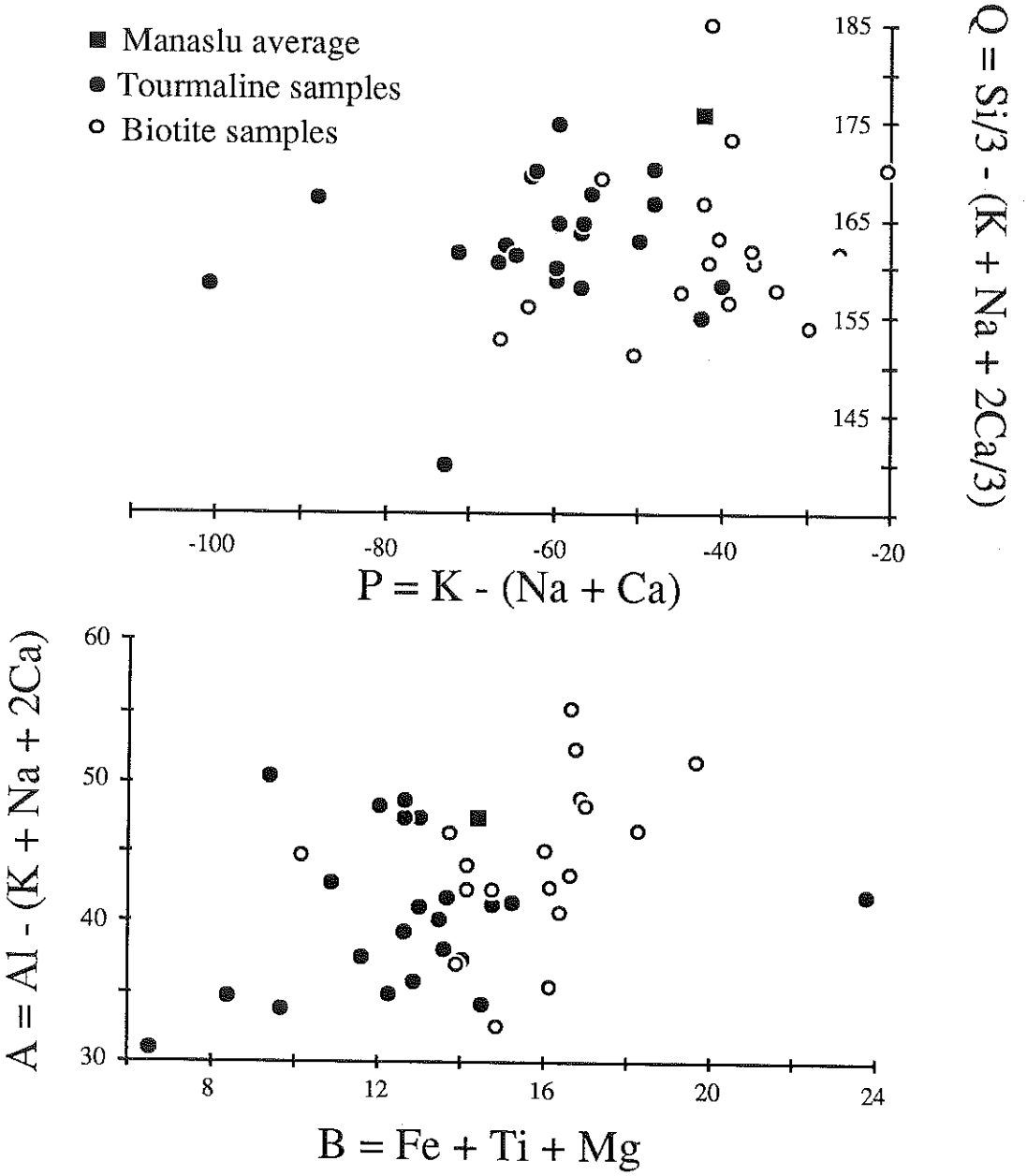


Fig. 56: Q-P and A-B diagrams of the Debon and Le Fort (1982) classification. The Q, P, A, B, parameters are in millications per 100 g. of rocks. See text for explanations. Same symbols as in Fig. 51.

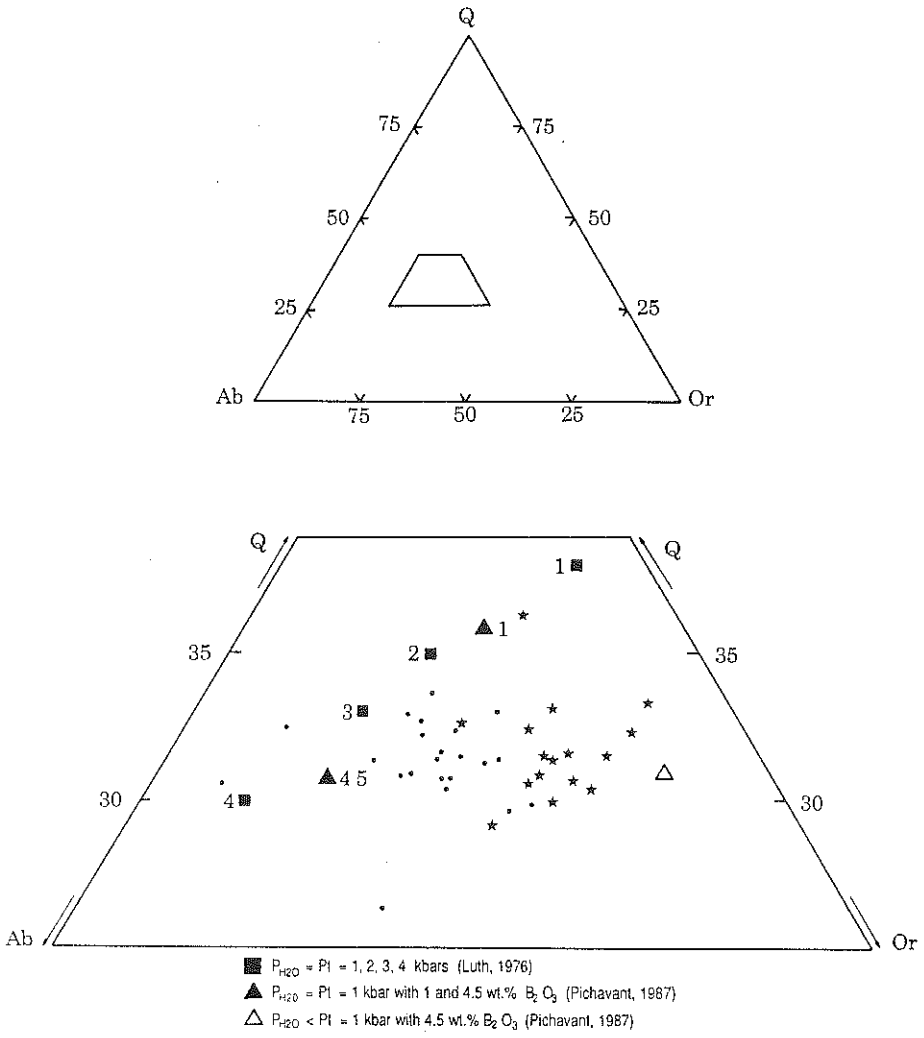


Fig. 57: Normative Q-Ab-Or diagram for the leucogranite samples. The lower diagram is an enlargement of the stilpped area of the upper one. Minimun melts compositions in the Q-Ab-Or system for differents PH_2O (= or < at Pt) conditions and with or without B_2O_3 are also plotted. See text for explanations. Black stars for biotite rich samples and black dots for tourmaline rich samples.

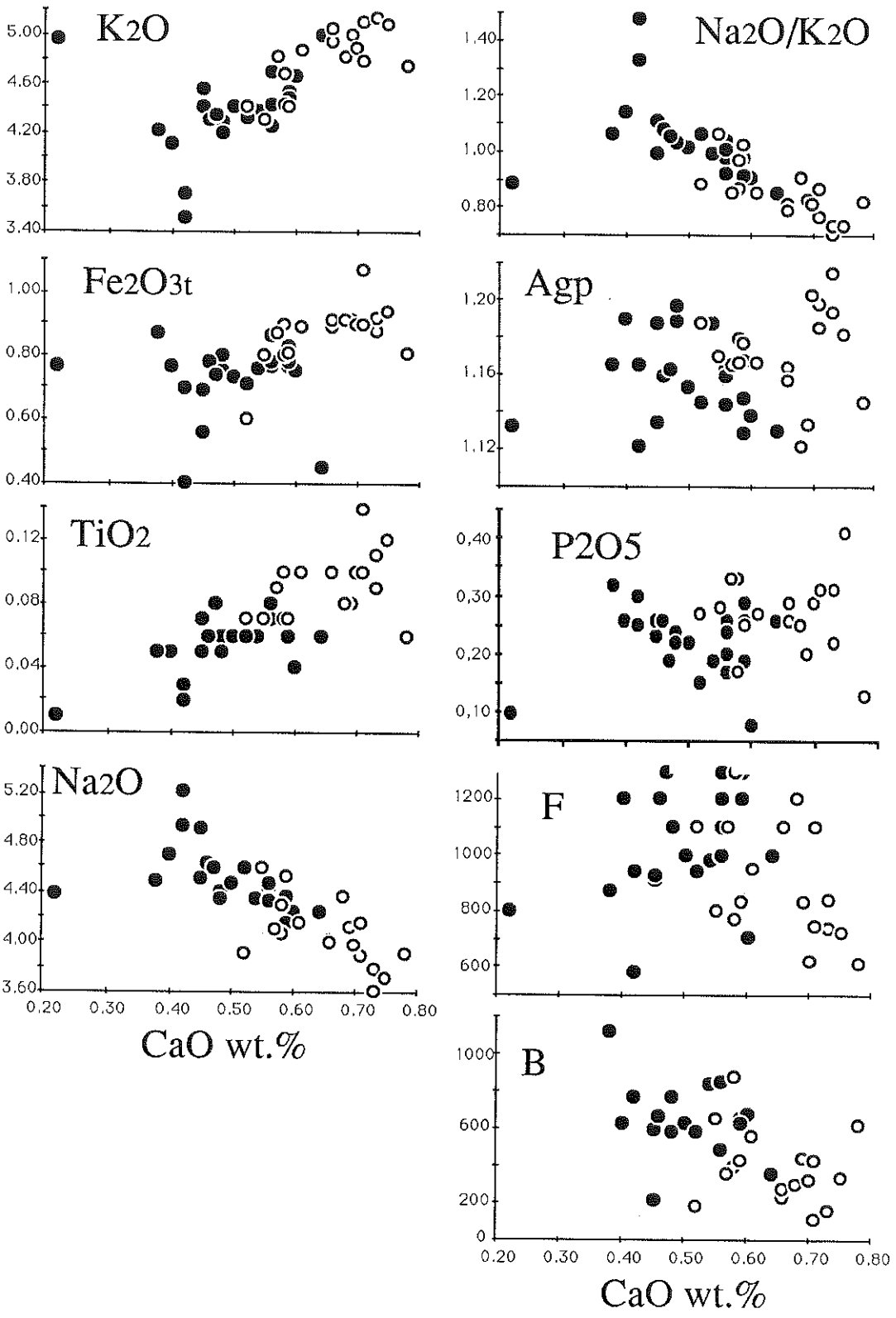


Fig. 58: Harker variations diagrams for the major elements. See text for explanations. Contents are in wt.% except for B and F which are in ppm. Same symbols as in Fig. 51.

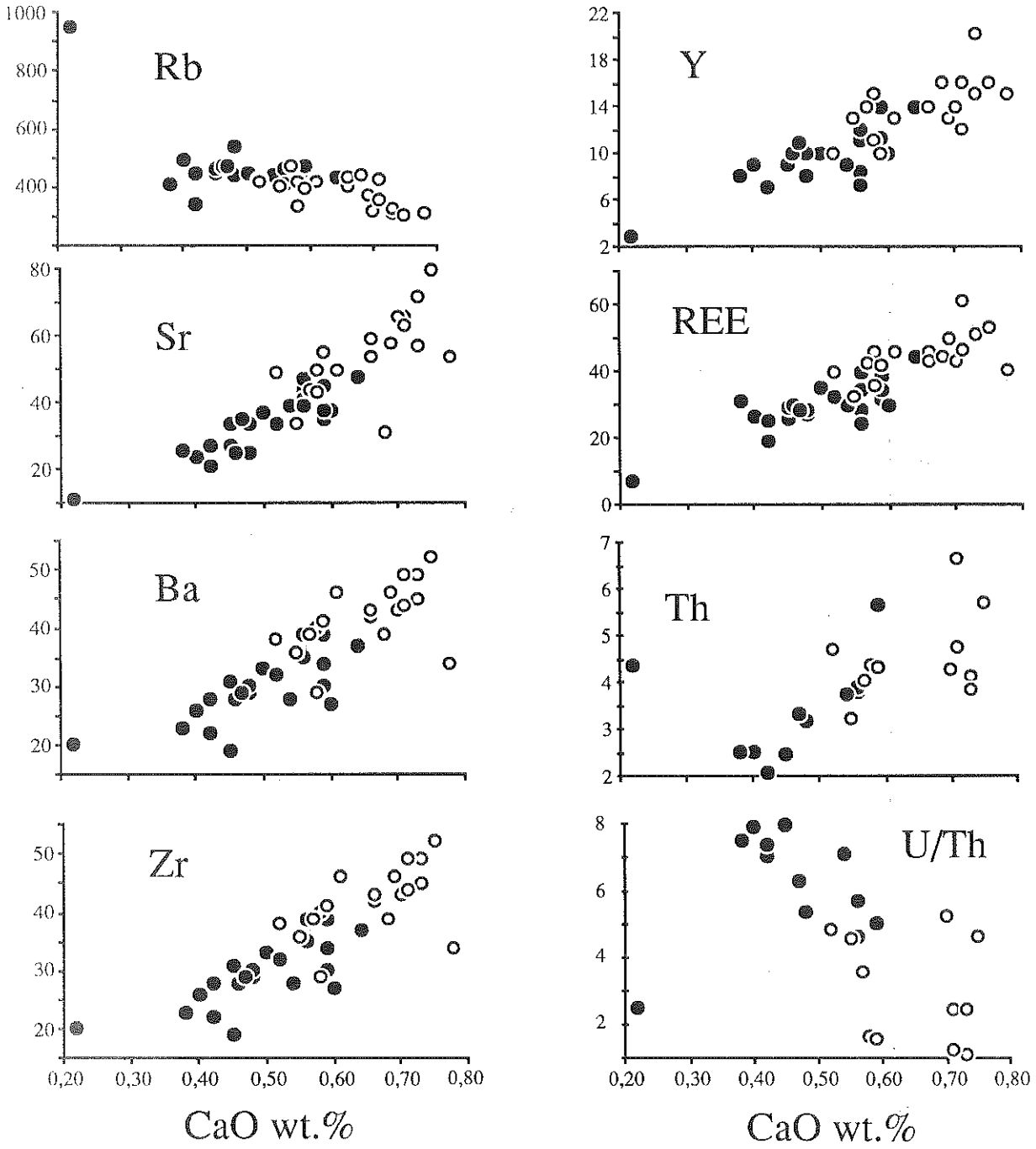


Fig. 59: Harker variations diagrams for the trace elements. See text for explanations. Contents are in ppm. Same symbols as in Fig. 51.

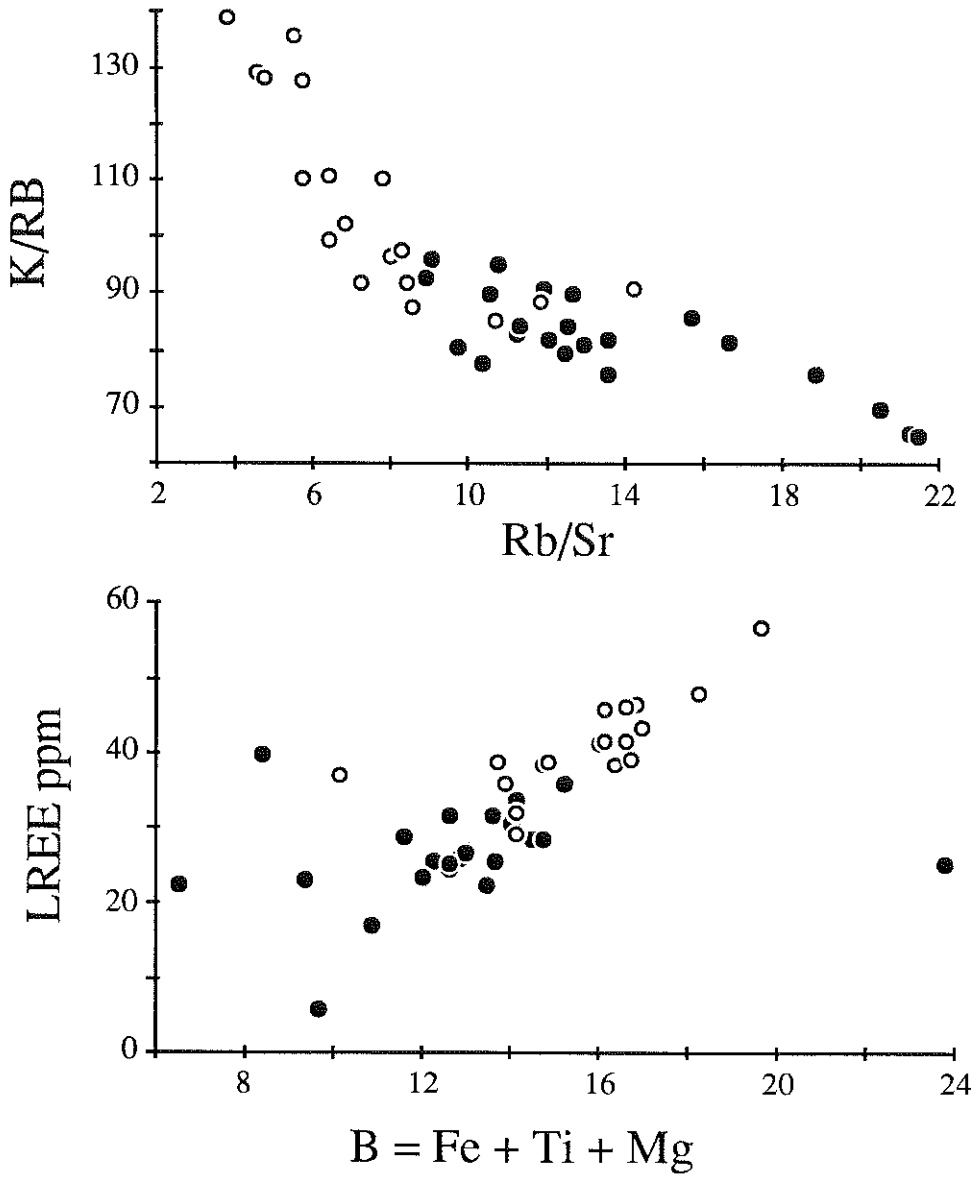


Fig. 60: K/Rb vs. Rb/Sr and B/LREE diagrams. B=Fe + Ti + Mg in millications per 100 g of rocks. See text for explanations. Same symbols as in Fig. 51.

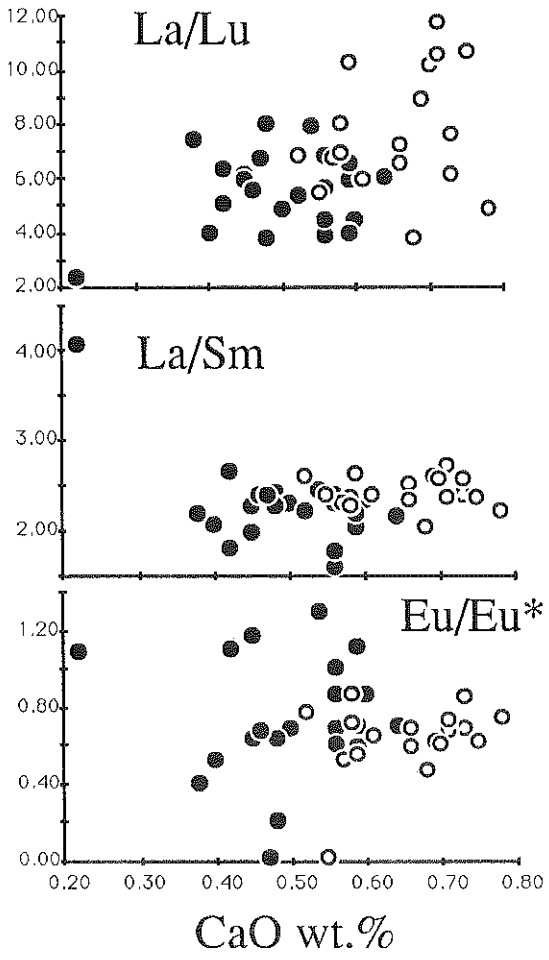


Fig. 61: La/Lu, La/Sm and Eu/Eu* normalized ratios versus the CaO content. See text for explanations. Same symbols as in Fig. 51.

In spite of is low ranges of variations in compositions, correlations between some majors elements exist. In particular, positive correlations can be noted between CaO and K_2O, Fe_2O_{3t}, TiO_2 and possibly Al_2O_3 (Fig.58), whereas inverse correlation are shown between CaO and Na_2O as well as Na_2O/K_2O ratio (Fig.58). Despite the scattering of the plots, the B and F content increase with a CaO decrease (Fig.58). In contrast the P_2O_5 content and the Agp (agpaicity index or excess of Al_2O_3) do not correlate with CaO (Fig. 58).

2) trace elements.

The trace elements data of 10 typical samples are listed in table 10. The main features are the high content in Rb, U, Sn and the low to very low content in Ba, Sr, Cr, Cu, Ni, Sc, V, Y, Zn, Zr, Th, REE. As with the major elements, correlative variation have been found. Among these, only Rb, and to a lesser extent Sn, show a clear inverse trend with CaO content (Fig. 59), whereas Sr, Ba, Zr, W, Y, REE present a very clear positive trend (Fig. 59). Th content is also depleted, in a less regular fashion, with D.I (Fig. 59). This is reflected by the U/Th ratio, which progressively increase during the differenciation (Fig. 59), in spite of the scattering of the U content. On a K/Rb vs. Rb/Sr diagram (Fig. 60), the samples display only one of the trends of the Bhutan leucogranites studied by Castelli and Lombardo (1988). The REE (table 11) show a low to moderately fractionation pattern ($3<(La/Lu)n<12$) which decreases with CaO (Fig. 61). The (La/Sm)n ratio remains constant (1,5-2,7), in contrast with the (Eu/Eu*)n which, if mostly negative, show a big scatter not correlated with the D.I. (Fig. 61). The LREE content is also strongly correlated with the parameter B (Fig. 60). For the Manaslu granite this correlation has been interpreted as a limited crystal fractionation process of the biotite hosting the monazite (France-Lanord, 1987; France-Lanord and Le Fort, 1988). It should be outlined that, contrarly to the Gangotri, the Manaslu granite would displays several trends on this diagram.

3) Isotopic results

Classical methods were used for quantitative extraction of hydroxyls (Friedman 1953) and structural oxygen of silicates (Clayton and Mayeda 1963). Extraction yields were manometrically measured on H_2 and CO_2 gases; quartz yield for O is 100%±0.5. Isotopic ratios were measured on H_2 and CO_2 gases using a VG 602D mass spectrometer. For NBS-28, $\partial^{18}O = 9.60‰$. Reproducibility for standards and duplicates is better than ± 2‰ for ∂D and ±0.2‰ for $\partial^{18}O$. Rb-Sr analyses have been performed by P. Vidal (Clermont Ferrand); analytical techniques are given in Deniel et al. (1987).

a) hydrogen

D/H compositions have been measured on serarated muscovite and tourmaline of the granite (Table 12). For 3 samples, ∂D values of muscovite are remarquably homoheneous between -88 and -84 ‰. Tourmalines have higher ∂D than muscovite with tourmaline-muscovite fractionation of 4.3 and 6.6 for sample GB 4 and GB 173 respectively. According to the experimemtal results of Blamart et al. (1989) and Suzuoki and Epstein (1976) these fractionations indicate isotopic equilibrium at temperatures of 540°C ± 15 and 555°C ± 15 respectively.

b) oxygen

O-isotope compositions of quartz fractions have been measured on 14 granite samples from the 4 massives (Table 12 and Fig. 55). $\partial^{18}O$ values are very homogeneous with a mean of 13.04 ‰ ± 0.25. The deviation is close to the analytical errors. Blattner et al. (1983) have analysed 5 whole rock samples of the Badrinath massive. The $\partial^{18}O$ values range from 11.5 to 12.1‰, which is very similar to the data obtained on quartz if we considere a quartz-whole rock fractionation of 1.2 to 1.5‰ (Fig. 55)

Some fractions of feldspars, muscovite and biotite have been analysed (Table 12). Except for the feldspar GP 92, quartz-mineral fractionation are consistant with cristallization at equilibrium in a closed system with closure temperature around 500°C. For the sample GP 92 isotopic temperature calculated after Bottinga and Javoy (1973) are: 496±15°C for Δquartz-biotite, 484±20°C for Δquartz-muscovite and 356±30 for Δquartz-feldspar The lower temperature calculated for feldspar is probably due to a small effect of alteration which is petrographically confirmed by a rare chloritization of the biotite. Such isotopic effect on feldspar has been already observed in the Manaslu (France-Lanord et al. 1988).

In order to compare the Gangotri leucogranite with its potential sources, O-isotope compositions have been mesured on quartz fractions from the underlying gneisses. $\partial^{18}O$ values are listed in Table 13 and plotted in Fig. 55. Average values are 12.35 ‰ ± 0.6 for 7 orthogneisses and 13.54 ‰ ± 1.0 for 9 paragneisses which are representative of all kinds of lithologies.

c) rubidium and strontium

Rb-Sr isotopic ratios of 8 whole rock granite samples are listed in Table 12. Ploted in a $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ these values are extremely scatered which implies that the granite is isotopically heterogeneous for Sr. Therefore, using the age determination by Stern et al. (in press) at ≈ 20 Ma, initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios would be variable between 0.765 and 0.785 (Fig.

55). There is no relations between the Sr isotope ratios and the petrographic type, the geographic positions of the samples or with $\partial^{18}O$ data. The range of Sr initial ratios is similar to that obtained by Deniel et al. (1986) and by Stern et al. (in press) on other part of the pluton.

D) COMPARISON WITH OTHER HHL.

1) petrography.

It is well known that the mineralogy of these granites is remarquably constant throughout the entire belt (see Le Fort et al, 1987 for a review). Among the major phases, only the micas and the tourmaline seem to be present in variable amount (France Lanord and Le Fort, 1988). The abundance of tourmaline lead early workers (e.g. Gansser, 1964) to call these granites as tourmaline-leucogranites. Howewer, this mineral is mostly described as an accessory phase of late-to post-magmatic origin (Wager, 1965; Dietrich and Gansser, 1981; Le Fort, 1981, Castelli and Lombardo, 1988). For the Manaslu, ∂D systematic have shown that both early and late tourmaline are in equilibrium with magmatic fluids (France-lanord et al. 1988). On the Makalu-Everest body several descriptions have pointed out to a possible magmatic origin (Bordet, 1955; Bortolami et al, 1983; Schelling, 1988). From these description the Makalu-Everest seems to be very similar to the Gangotri where tourmaline is very abundant and most of it clearly of magmatic origin. The biotite is often described as the major ferromagnesian phase, in contrast with the Gangotri bodies. This suggests that the other leucogranites are true two-micas leucogranites, while the Gangotri granite is mainly a tourmaline-muscovite leucogranite. Another difference is the lack of alumino-silicate phase like sillimanite or andalusite in the Gangotri leucogranite, the former being present in all other HHL plutons, while the latter is known only in the Makalu body (Bordet, 1955) and in the Gophu La and Western Lunana bodies of the Bhutan granites (Castelli and Lombardo, 1988).

For the remaining phases, the petrographic studies available in the literature (ref. above) are not detailed enough to make carefull comparisons with the data presented here. However somes features remain constant for all the granites (including the Gangotri body). The plagioclase often display an idiomorphic character with inclusions of muscovite, whereas the K-feldspar is always described as a xenomorphic phase, except for Bhutan leucogranites where K-feldspar has been seen included in the plagioclase (Dietrich and Gansser, 1981- note that this description is not confirmed by the recent work of Castelli and Lombardo (1988) carried on the same granites).

2) geochemistry

When compared to other HHL (Fig. 62), the Gangotri granite appears to be one of the poorest in the CaO, Fe_2O_{3t}, MgO and TiO_2 content. On the other hand it is richer in Na20 when compared with the Manaslu and the Bhutan granites. Compared with the Everest body, the data reported by Ferrara et al. (1983) and Bortolami et al (1983) show that these two granites are very similar with respect to their Na_2O content. The P_2O_5 and Rb average content of the Gangotri granite are the highest ever reported for the HHL, while Ba and Sr are the lowest (Fig. 62). Others elements like F, Li, Cl and S are in the same range of values of the Manaslu granite. In contrast, the Gangotri granite is strongly "enriched" in B, U and Sn and "depleted" in elements such as Zr, W, Th, Sc, Co. The same occur with the REE content (Fig. 62), which is similar to that of the REE content of some of the aplitic dykes of the Manaslu granite (i.e. very low content). All these facts point out to the very "evolved" character of the Gangotri leucogranite.

Sr isotopic values of the Gangotri granite are highly heterogeneous as for all others studied HHL (e.g. Dietrich and Gansser, 1981, Deniel et al. 1987). Contrarly to Sr isotope data, $\partial^{18}O$ values of quartz from Gangotri are remarquably homogeneous (12.8 to 13.4‰). It is a notable difference between the Gangotri granite and other HHL for which $\partial^{18}O$quartz are always heterogeneous (Fig. 55). For instance there is 2.7‰ variation for the whole rocks $\partial^{18}O$ values of the Bhuthan (Blattner et al. 1983) and 1.9‰ for the Manaslu (France-Lanord et al. 1988). ∂D values on minerals are slightly lower than those of the Manaslu granite ($\partial D_{muscovite}$ =-77‰±7 and $\partial D_{tourmaline}$ =-75‰±2). However, whole rock ∂D values are similar between the two plutons. This is due to the presence of 2 to 5 % of biotite (-98‰±10) in the Manaslu pluton whereas in the Gangotri pluton biotite is rare.

Previous isotopic studies, mainly on the Manaslu granite, have shown that (1) no post-magmatic event occurred (France-Lanord et al. 1988), (2) the granites have been generated via partial melting of an old and heterogeneous metasedimentary source (Dietrich and Gansser 1981; Vidal et al. 1982) and (3) there is no significant magma mixing either during melting or emplacement (Deniel et al. 1986). From ∂D values, O isotope fractionations and Sr isotope compositions these conclusions can be applied to the Gangotri granite. However, as mixing processes are precluded by $^{87}Sr/^{86}Sr$ variations, the homogeneity of $\partial^{18}O$ values imply that the source was homogeneous for O.

The last interesting point, is the existence of correlative variation for some major and trace elements. This contrasts with what we know about others HHL, for which typical magmatic trend are absent (e.g. Dietrich and Gansser, 1981 for the Bhutan leucogranites) or rare. For instance on the Manaslu granite, there is a negative K_2O-Na_2O correlation (Le Fort, 1981) and a positive Ba-Sr correlation (Cuney et al., 1984). The former has been interpreted in terms of a possible interaction between the melt and a fluid phase, the extent of the interaction

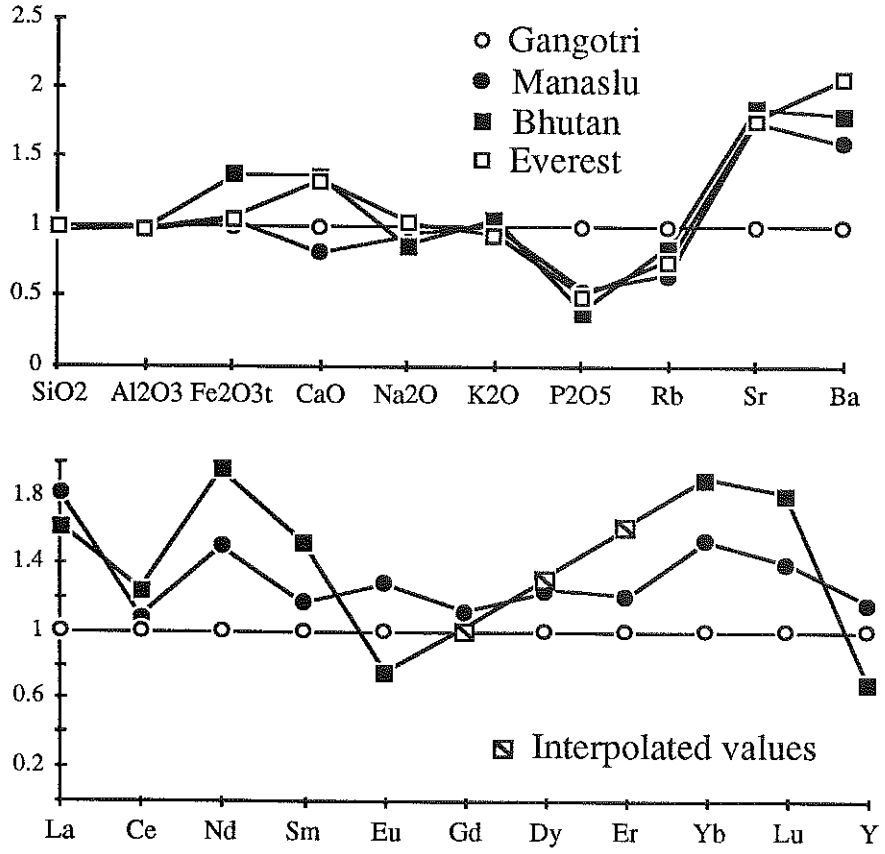


Fig. 62: Normalized major and REE elements of the Manaslu, Bhutan and Everest granites to the mean value of the Gangotri granite. Sources of data; France Lanord and Le Fort (1988), Dietrich and Gansser (1981), Castelli and Lombardo (1988).

depending of the water content, B and F concentration of the fluid phase (France-Lanord and Le Fort, 1988). The reason of such trends in the Gangotri granite is the last question adressed now.

E) MECHANISMS OF EVOLUTION

1) fractionation of the major phases.

As stated above, the Gangotri granite, like the other HHL, is produced by partial melting of a metasedimentary source. Therefore, to explain the observed trends (Fig. 56 to 58), three main mechanisms can be proposed: (1) a restite unmixing model (Chappell and White, 1974; White and Chappell, 1977), (2) a partial melting process with progressive extraction of the melt and (3) a crystal fractionation mechanism with progressive separation of the early crystallized phases. If the first of these mechanisms is relatively easy to check, the two other are difficult to separate because their effects on the evolution of the geochemical composition are similar. Moreover, it is obvious that these two processes would have both occurred since (i) the melts are generated by partial melting and (ii) early phases, once crystallized (biotite, tourmaline, plagioclase or the muscovite), are likely to be separated from the residual melt. It must be pointed out that, since Sr isotope compositions are heterogeneous, our samples are not comagmatic. Hence, strictly speaking, we are not dealing with a magmatic suite. However the fact that the different batches of magma are produced in the same conditions allows us to interprete the geochemical relations (Fig 59 to 61) as reflecting different stages of magmatic differenciation of independant leucogranitic melts having approximatly the same initial composition. Keeping this restriction in mind the problem is to evaluate (if possible) the relative importance of each mechanism.

a) restite unmixing model.

This model has been widely used to explain the geochemical trends displayed by many granitoïds suites (i.e. the Lachlan fold belt in southeastern Australia, see Chappell et al., 1987, for a review). According to this model, the geochemical evolution is the consequence of progressive separation of the restites from the melt during the extraction and the emplacement of the magma (= melt + restites). For the Gangotri granite, as well as for other HHL, the absence of macroscopic restites (i.e. microgranular enclaves) does not rule out this model as, following Chappell et al (1987) " the bulk restites is carried up from the source as single crystals". Howewer, several features suggest that this model cannot account for the observed trends. In our case (i.e. a leucogranite derived from a peraluminous source), the restites have to be mainly constituted by aluminium-rich phases, like sillimanite and ferromagnesian phases (garnet,

biotite), and/or by calcic plagioclases and quartz. This implies that, during differenciation, the agpaïcity index or the A parameter (excess of aluminium not incorporated in the feldspars), should decrease along with the calcic and/or the ferromagnesian characters. Such trend is not observed here.

The petrographic study as well as microprobe analyses (Scaillet and Le Fort, unpublished data) shows the lack of strongly zoned plagioclase or of resorbed calcic core, similar to those described in many S-type granites (Chappell et al, 1987), which could have been of restitic origin (for instance, for one of the most CaO rich sample, the An content of the plagioclase range from 8 (core) to 3 (rim)). Moreover, the An content of the plagioclase in the granite is usually lower than that of the plagioclase of the Tibetan Slab which shows also a wide range of variation (Le Fort et al., 1986). Any way, Weber and Pichavant (1986) have shown that, even with a very low total content in CaO, Ca-rich plagioclase can be of magmatic origin. Altogether, taking into account the absence of subsolidus reequilibration, the plagioclase of the leucogranite seems to be of magmatic origin.

All these arguments do not imply that absolutely no restites were carried out with the melt when it was extracted from its source. But we think, from the above considerations, that their role is negligible in the differenciation process described here.

b) crystal fractionation.

The possibility for minerals such as plagioclase, biotite and tourmaline to undergo a fractionation process is partly supported by the results of the experimental work of Benard et al. (1985) carried on a sample of the Manaslu granite. They clearly show that, under water saturated condition (i.e. $aH_2O=1$) and between 1 and 3 Kbar, biotite, plagioclase and tourmaline are liquidus phases, the K-feldspar being the late phase to crystallize. These data corroborate with the petrography given above. Howewer care should be taken with the implications of these experimental results as, it is well known that most of the time, crystallization under water saturated conditions occurs only at the end of the crystallization. Consequently the order of appearance of the phases (especially the hydrous ones) are not necessarly the same when the water activity change (i.e. $aH_2O<1$, see Clemens and Wall, 1981). Nevertheless, whatever the water content of the melt, the large melting interval (70°C at 3 Kbar with $aH_2O=1$) should remains, and therefore early minerals will be able to undergo significant fractional crystallization.

The decrease of CaO content at increasing values of Na_2O/K_2O can be explained by fractionation of a progressively less calcic plagioclase together with a K-rich phase. As the K-feldspar is a late phase to crystallize, its role in the fractionation process is probably negligible, and the decrease in K_2O should reflect a fractionation of the biotite +/- muscovite. This fractionation would be responsible for the decrease in the modal-abundance of the phyllosilicate

at decreasing CaO content (Fig. 54), as well as, for the similar decrease in TiO_2 and Fe_2O_{3t}. In the same way, the decrease in Ba and Sr is in accordance with a plagioclase fractionation.

The increasing abundance of tourmaline with decrease CaO content is best explained in terms of fractional crystallization process with progressive enrichment of the residual melt in boron (Benard et al., 1985; Shearer et al., 1987). It should be noted that, the early apparition of tourmaline inferred in the crystallization sequence is not unconsistent with a boron enrichment of the melt. The enrichement depend not only on the time of apparition but also on the amount of crystallization of tourmaline. Early crystallization of tourmaline but in very small quantities would not deplete the melt in boron (Pichavant, 1983; Manning and Pichavant, 1983).

The general negative anomaly in Eu (Eu/Eu* <1) is usually interpreted in terms of crystal fractionation mechanism. Howewer, the signifiance of Eu anomaly in silicate melt has been recently reviewed by Moller and Muecke (1984). These authors have emphasized the dominant role of the melt composition on Eu behaviour over the others parameters (T, fO2). For instance, the Eu anomaly increase with increasing degree of polymerisation of the melt by complexation of Eu^{++} with aluminosilicate units. Conversely "in the presence of relatively depolymerized melts Eu^{++} will be more strongly stabilized in the structure of the residual feldspars and such melt would be characterized by a relative depletion of europium" (Moller and Muecke, 1984, p. 248). In our case, an extensive crystal fractionation process of the plagioclase would be marked by a progressive increase of Eu anomaly with the decrease of CaO content, a trend not oberved here. Moreover, if this anomaly is enterely controlled by the feldspar crystallization, the samples with a positive Eu anomaly should represent local level of plagioclase accumulation, for which textural evidences are lacking. These two facts suggest that the anomaly is probably inherited from the source and imply that, if plagioclase fractionation occurs, it is responsible for only a part of the Eu anomaly.

c) fractional melting.

On the other hand, given a specific source, fractional melting can produce these trends (see Shearer et al, 1987 for a discussion). In that case the chronology of emplacement is inverse, the first liquid being true minimun melt, while the latest and younger in age are more calcic and richer in ferromagnesian components. This can occur if we assume that the liquid came from the same restricted source or, more probably, from a larger but rather homogeneous source undergoing the same general conditions of melting. In this case several batches of magma could be progressively emplaced without any major mixing process. In fact, some field relationships show the juxtaposition of different granitic material. This is in agreement with the idea of several batches of magma being extracted from the source, but not with that of a progressive fractional melting process since in the field, it is always the tourmaline rich granite that cuts the biotite-rich one.

In summary there are several hints to suggest that crystal fractionation occurred with effective separation of crystal and residual melt (tourmaline enrichment, behaviour of Ba and Sr versus Rb, enrichment in Na_2O over K_2O and CaO) while others show that some characteristics of the granite can be inherited from the source (Eu anomaly). Field evidence argue against a fractional melting mechanism. The coherent variation of the major and minor elements also suggest that the C.F. has played an important role in the differenciation of the melt. Finally, the evolution displayed in the major and trace elements by the granite is very similar to that of the Macusani volcanics in the SE Peru, for which a crystal fractionation process has been also argued (Pichavant et al, 1987). It is also very similar with the mineralogical and geochemical evolution displayed by the Harney peak dome granite-pegmatite for which the same mechanism of differenciation has been proposed (Shearer et al, 1986; Duke et al, 1988).

2) Additional constraints from the accessory phases.

Apart from the Eu, it is now well known that, in felsic rocks, REE have their abundance mainly controled by the accessory minerals (Fourcade and Allègre, 1981; Mittlefehldt and Miller, 1983; Cuney and Friedrich, 1987). The petrography has shown the presence of apatite, monazite and zircon.

a) apatite.

It is well known that apatite has a very low solubility in felsic liquid of peralkaline composition (Watson and Capobianco, 1981; Harrison and Watson, 1984). The application of the solubility model of the latter leads to a saturation value in P_2O_5 of 95 ppm at 720°C and of 32 ppm at 650°C for a melt with a chemistry of sample GL14 (Tab.1). Following these authors, higher values in P_2O_5 (4100 ppm for this sample but still 2300 ppm for the average granitic composition in Garhwal) would imply the addition of restitic apatite to the melt. In this case, one could expect the apatite content to be correlated with the abundance of other minerals such as micas which is not the case. It is also difficult to give a restitic origin to apatite crystals dominantly located at grains boundaries. Following Chappell et al. (1987), the fact that the P_2O_5 content is not correlated with any other element could be explained by a "non minimun melt composition" of high temperature, which is able to dissolve more refractory components like MgO, TiO_2 or P_2O_5. But again, this explanation is clearly inconsistent with the near minimun melt composition of the granites (Benard et al., 1985; Le Fort et al., 1987). On the other hand, the work of Pichavant et al (1987) on the Macusani glasses, which are quenched eruption product of a highly differenciated peraluminous liquid, has shown the enhanced

solubility of P in these melts (0.53 wt% of P_2O_5 in the glass with no apatite crystal), by creation of P and Al complexes. Similar conclusion has been reached by Mackenzie et al (1988) for the Lottah peraluminous granite of NE Tasmania. Therefore we think that the high P_2O_5 content in our granite is also related to the strongly peraluminous character of the granite and not to a restitic component.

b) monazite.

Rapp and Watson (1986), Montel (1986) and Rapp et al. (1987) experimentally showed the low solubility of monazite in peraluminous melt comparatively to peralkaline ones. Temperature calculations of melt saturated with the LREE content of the granite, using the equation of Rapp and Watson (1986), are shown on Fig. 63 plotted against the CaO content. The overall decrease of T°C with CaO as well as the range of temperature obtained (706°C-632°C, with one aplite giving a temperature of 575°C) suggest that a major part of the monazite is of magmatic origin and has underwent a fractionation process. For the Manaslu granite, the variation in LREE content has been attributed to a fractionation of monazite controlled by that of biotite (Vidal et al., 1982; Cuney et al., 1984; France-Lanord and Holtz, 1989). In Garwhal, monazite as well as zircon is not hosted by biotite, but mainly by apatite in which the inclusions are not zonally disposed and are present either in the core or in the rim. Since apatite does not fractionate and is of magmatic origin, we must admit that the inclusions of monazite are related to a growing mechanism from the melt and are not inherited from the source rock. Thus the variation in the LREE content should result from the fractionation of monazite rather than from the interaction between a fluid phase and a melt, an alternative model previously suggested by Vidal et al (1982) for the Manaslu granite.

c) zircon.

The low content in Zr well agrees with the predicted low solubility of zircon in peraluminous melt (Watson and Harrison, 1983; Harrison and Watson, 1983). This is also reflected by the very low content in HREE (15-20 wt% of the REE), here controlled by the zircon. The calculated temperature corresponding to the Zr content and granite composition using the equation of Watson and Harrison (1983) are plotted against the CaO content (Fig.63). As for the monazite, a progressive decrease of the temperature is observed with a CaO decrease with a similar range of variation (707°C-637°C). Howewer a slight but systematic positive difference of about 10°C is observed between the T°C-Zr and the T°C-LREE, suggesting that the melt was slighty undersaturated in LREE. Further evidence of a magmatic origin are the lack of optical cores and the inclusion of zircon in the apatite, itself of magmatic origin.

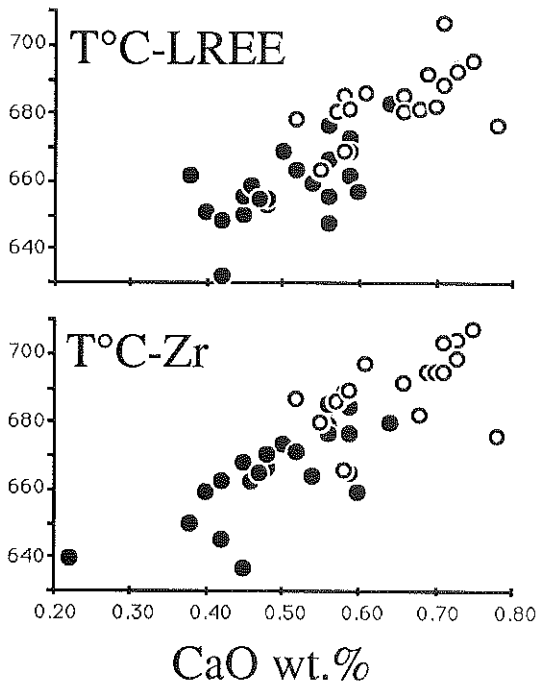


Fig. 63: Calculated melt temperature using (1) the total LREE content and the solubility model of Rapp and Watson (1986) and (2) the Zr content and the solubility model of Watson and Harrison (1983). See text for explanations. In the LREE(T°C)/ CaO diagram, the point corresponding to the temperature given by the aplite (T°C = 575 for a CaO content of 0,22) has not been plotted. Same symbols as in Fig.51.

Finally, we must point out that the inclusion-relationships between apatite, and zircon and monazite supposes that chemical gradients were able to exist near the growing phenocrysts, over quite long distances during their crystallisation time, due to the low content and low diffusivities in the melt of Zr and LREE (Rapp and Watson, 1987; Bacon, 1989). This suggests that no major convection motion of the magma, at the thin section scale, has occurred during the crystallization history of the melt (Bacon, 1989).

Alltogether the three main accessory minerals should have a magmatic origin, monazite and zircon having experienced a fractionation process. This contrasts with what is described in many S-type granites for which inherited apatite, zircon and monazite are thought to be common (Sawka et al, 1986). The absence of restitic component in the granite again precludes the restite unmixing model as a major mechanism in the evolution described here.

F) CONSTRAINTS ON MELT SOURCE

O- and Sr-isotope ratios are common for HHL and suggest that the Gangotri pluton has been generated in the same formation, thus the gneisses of the HHC. Among the potential sources, only the paragneisses of the Tibetan Slab have $\partial^{18}O$ compatible with the granite. Yet, this formation is highly variable for $\partial^{18}O$ as it is in other part of Himalaya whereas the granite is remarquably constant. To explain this discrepancy, 3 hypothesis can be imagined:

- the outcropping paragneisses of the HHC are not an equivalent of the source. In the absence of direct observation of the source zone this proposition is difficult to rules out. Nevertheless, from known data on the HHC and the Lesser Himalaya all over the Himalaya belt, no other formations can be proposed as equivalent of the source zone;

- a convective acqueous fluid phase was present in the intrusion. This should occur at temperature high enough to respect the isotopic fractionations. Such process is unlikely because (1) there is no petrographic evidence of post magmatic pervasive fluid circulation (2) geochemical trends such as Na_2O vs CaO or K_2O vs CaO, which have magmatic origin, would be strongly disturbed;

- a pervasive infiltration of an acqueous fluid phase has enhanced O-isotope exchanges in the metasedimentary source region. Fluid infiltration in the melting zone has been proposed by Le Fort (1981) to promote the melting; but in the Manaslu example the $\partial^{18}O$ heterogeneities of the source has been preserved. In this hypothesis the distinction between the Gangotri and the Manaslu could be explained by a different timing of the fluid infiltration and melting. For the Gangotri source,.infiltration occurs before melting and allows homogeneisation. Then a P-T change in the source initiates melting. On the contrary, in the Manaslu case, P-T conditions of

the source are adequate to allow melting as soon as input of fluid occurs. This prevents isotopic homogeneisation in the source.

Presently, there is no definitive argument to exclude any of the three hypothesis. The third one appears to us the most likely and it have important implications on the melting conditions. The difference in initial P-T conditions between the Gangotri and the Manaslu cases could be ascribed to differences of the detachment level of the MCT. The detachment level of the MCT in the central Nepal would have been deeper than it was in the Garwhal and, consequentely, the thrust sheet (the Tibetan Slab) brought on the Lesser Himalayan formation was probably hotter. The lower temperature of melting in the Gangotri source would also explain the low content in ferromagnesian and calcium component as well as the lack of aluminosilicate phase in the granite.

G) CONSTRAINTS ON MELT EXTRACTION

Miller et al. (1988) have emphazised that, given the compositional heterogeneities of the continental crust at scale relevant to magma generation, crustally derived granites must be also heterogeneous, at least at the beginning of their history. In order to obtain, without vigorous mixing, a melt homogeneous in its major element composition, one needs (1) a low percentage of melt (close to minimun melt composition) and (2) a perfect separation between melt and restite.

Recent experimental work conducted by Watson et al (1989) on the textural position of accessory minerals in high grade metamorphic rocks under static conditions (one the two studied samples comes from the Tibetan Slab, 40 km east of the Gangotri area) has shown that, when the textural equilibrium is reached, a likely situation in high grade metamorphic rocks, more than 70 % (volume) of the accessory minerals are located at the major phases boundary. Thus, during melting, most accessory grains are in contact with the melt. Consequentely, its content in essential trace elements such as P (in apatite), Zr (in zircon), and P and LREE (in monazite) (the so-called ESC of Watson et al.) will mainly be governed by the kinetics of dissolution and the solubility of these elements in the melt. The rate of dissolution is controlled by the kinetics of diffusion, which is strongly dependent on water content of the melt (Harrison and Watson, 1983; Rapp and Watson, 1986, respectively, for zircon and monazite). In the case of dry melting, these phases would behave mainly as restites, due to the very slow rate of diffusion and by hence, of dissolution. In our case, it seems that enough water was present to allow the dissolution of these accessory minerals.

The REE, Zr and Th content of the gneisses of the Tibetan Slab are always higher than that of the Gangotri Granite (e.g. Vidal et al, 1982 for central Nepal, and Scaillet and Le Fort,

unpublished data for Garwhal). Thus, the lack of restitic component in the granite probably means that at source level, the separation between melt and accessory crystals is nearly perfect. In the melting zone, this process can be achieved only if the melt has a low viscosity. Low viscosity is also required to allow melt extraction in systems with less than 20 % of liquid as may be infered in the case of Gangotri by analogy with that of the Manaslu (10-15%, Le Fort, 1981).

This contrasts with the current view on granite viscosities which are infered to be quite high (see Wickham, 1987 for review). Howewer there is a lack of experimental work on granite viscosities, especially on peraluminous composition, above 2kbar, and the effect of pressure on the viscosity of such melts is not known. Similarly, the RCMP threshold for melt extraction (Arzi, 1978; Van der Molen and Paterson, 1979) has only been experimentally determined under coaxial-strain regime (flattening) and never under non-coaxial regime (shearing) prevailing in the source zone where melt generation is linked to the MCT thrusting (Le Fort, 1981). In addition elements such as F and B are known to modify the structure of the melt (Manning and Pichavant, 1983; Dingwell et al., 1985) and to lower drastically the viscosity. Although the granite content in boron and fluorine is not representative of that of the initial melt, these two elements may have lowered the viscosity sufficiently to promote melt extraction at very low values of melt fraction, as well as perfect separation between melt and residue.

Low viscous melt is likely to explain the lack of restites and the effectiveness of the melt extraction. On the other hand, heterogeneous Sr isotope data implies that magma mixing was limited which fits better with highly viscous melts. This has been proposed for the Manaslu granite, where Deniel et al (1987) have infered a viscosity high enough (around 10^6 poises) to explain the preservation of isotopic heterogeneities. However high viscosity would be necessary to prevent mixing if melts were collected altogether at the source level as for a diapir (e.g. Miller et al., 1988). For this reason, HHL massives are thought to be built by numerous batches ascending through independent fractures. This will prevent mixing of the batches, even at low viscosity.

H) REMARKS CONCERNING MELT EMPLACEMENT

Once extracted the melt will tend to collect progressively upward and to form more or less large lenses at upper crustal levels. Does it reach its level of emplacement in a liquid state or does it contain a significant proportion of early phases? The homogeneous grain size of the Gangotri granites at sample scale has been already emphasized (see § petrography). This suggests that no dramatic P-T change occurs during the crystallization of each batch of melt. Therefore we think that most of the magma reaches its level of emplacement in a mainly liquid

state. A liquid state is also suggested by field evidences, such as the penetrative magmatic layering found in some places or the progressive "décollement" of xenoliths of host rocks observed at the top or at the base of the granite, without major disturbance of the foliation.

This may have a bearing on the level and mode of emplacement of the Gangotri granites. If the amount of crystals, which governs the shear strength of the magma, is rather small, the density contrast between the melt and the host rock may become the main factor controlling the level of intrusion. The melt will tend to expand horizontally once the density contrast becomes very small. This can be one explanation of the lensoid shape of these leucogranites. It contrasts with other granites for which the degree of crystallization has been proposed as the main factor controlling the level of intrusion (e.g. Bateman, 1985). In other words, the intrusion is more a passive rather than a forceful one. The absence of extensive ballooning deformation in the host rock also supports this view.

CONCLUSIONS

It is clear that the geochemical evolution of the Gangotri granites, comparable to the other HHL, is dominated by magmatic processes. Yet, differences in the mode of evolution and relative importance of the various mechanisms may be stressed. For instance the variation of the Na_2O/K_2O ratio is not so much ascribed, as for the Manaslu granite, to a variable water content in the fluid phase, than to a fractionation of plagioclase and phyllosilicates. Similarly the shift in the Q-Ab-Or diagram is related to the crystallisation of phyllosilicates rather than to the content in volatile elements during the magmatic stage, as France-Lanord and Le Fort (1988) suggested for the Manaslu granite. However, increasing abundance of elements such as boron and water during the crystallization, depolymerizes the melt structure and allows the crystals to grow more easely; this can explain the evolution towards more euhedral shape of the plagioclase.

Some of the main points resulting from the present study are:

- all minerals including tourmaline seem to have a mainly magmatic origin,
- crystal fractionation, enhanced by a higher content in volatiles elements (F,B) is a major mechanism of the magma evolution,
- absence of restitic material as well as field evidences suggest a rather low viscosity,
- melt has reached its level of emplacement mostly in a liquid state,
- Rb/Sr heterogeneities confirm, as for other HHL, the necessary existence of several independent batches of magma,
- on the other hand, ^{18}O homogeneity suppose that the source was homogeneized before the melting start.

These conclusions and our knowledge of other HHL also suggest that:

- mechanism of melt ascent is probably by fracture zone, each batch of melt ascending through different channels,
- the level of emplacement is partially controlled by the density contrast,
- no major convection occurs once the melt is emplaced.

CHAPITRE V

DETERMINATION EXPERIMENTALE DES RELATIONS DE PHASES DE GRANITES PERALUMINEUX EN CONDITIONS DE SOUS SATURATION EN EAU. L'EXEMPLE DU GANGOTRI (TOURMALINE) ET DU MANASLU (BIOTITE). RESULTATS PRELIMINAIRES

A) INTRODUCTION

Les travaux précurseurs de Goranson (1938), Tuttle et Bowen (1958) ont clairement démontré que l'eau est un des facteurs clefs qui conditionne la fusion dans le système haplogranitique. En effet, sa présence permet de réduire substantiellement les minimas des températures de fusion. En conséquence, la fusion partielle des niveaux inférieurs de la croûte continentale peut être envisagée dans des conditions de gradients géothermiques "normaux". Par la suite, ces travaux ont donné lieu à une multitude de travaux expérimentaux menés dans le système quaternaire haplogranitique (Q-Ab-Or-H_2O) ou dans les système ternaires le constituant (Q-Ab-H_2O, Q-Or-H_2O, Ab-Or-H_2O). L'ensemble de ces travaux ont été résumé par Luth (1976). Cependant, il importe de remarquer que la majorité d'entre eux ont été réalisé dans des conditions de saturation en H2O, pour lesquelles il n'est pas possible de dissocier les effets de la pression totale de ceux de la pression partielle de H_2O (car $Pt=PH_2O$). Ceci a récemment été souligné par Pichavant et Ramboz (1985) et Pichavant (1987) qui présentent les premiers résultats expérimentaux concernant les effets de l'H_2O et du B dans le système haplogranitique. Si ce dernier peut être considéré comme relativement bien connu, il n'en va pas de même pour les systèmes granitiques peralumineux (terme provenant de la contraction de hyperalumineux et qui indique un excès d'Al_2O_3 par rapport aux constituants feldspathiques). Les études réalisées dans ce système sont peu abondantes (cf. ci dessous). De plus le terme peralumineux regroupe une large gamme de composition de granites et les travaux expérimentaux effectués pour une composition donnée ne sont pas forcément, loin s'en faut, applicables aux autres. Ce travail se donne donc pour but de déterminer les conséquences des variations de l'activité de l'H_2O sur les relations de phases de deux compositions granitiques peralumineuses. En d'autres termes, il s'agit de comprendre quelle est l'influence de l'H_2O sur l'ordre d'apparition des minéraux.

La question que l'on doit maintenant se poser est: quel est l'apport scientifique d'une telle approche? La réponse est simple: essentielle. Il suffit pour s'en convaincre de regarder avec quel profit les travaux de Clemens et Wall (1981) ont été et sont utilisés. En effet les relations de phases déterminées expérimentalement donnent lieu à une multitude de renseignements autrement inaccessibles.

En premier lieu elles permettent, par comparaison avec les données de pétrologie classique (ordre d'apparition des minéraux notamment), de retracer l'évolution suivie par le système granitique lors de sa cristallisation. On peut ainsi connaître la teneur en eau initiale du magma. Celle-ci conditionne la viscosité et la densité du liquide, paramètres critiques qui contrôlent à leur tour la mise en place du magma.

La détermination des conditions P, T, aH_2O de destabilisation des phases liquidus permet également de poser des contraintes quant aux conditions de fusion partielle (par exemple si la biotite est une phase liquidus, il est probable qu'elle était stable lors de la fusion, c'est à dire que l'on était dans son domaine de stabilité) et donner des renseignements quant à la nature de la roche source.

Sur un plan plus général, la détermination des domaines de stabilité de certaines phases critiques (grenat, biotite, muscovite) ainsi que, lorsque cela est possible, leur composition, sont également des guides précieux pour la compréhension des phénomènes métamorphiques (par exemple, calage des courbes de fusion dans des grilles pétrogénétiques).

Par ailleurs, certains travaux (e.g. Pichavant, 1987) montrent que les proportions d'équilibre liquide-cristaux ne sont pas toujours atteintes à la fin de l'expérience. Malgré cela, dans bien des cas, la détermination du taux de cristallisation du système, par l'utilisation d'un système d'analyse d'images, ou plus simplement en faisant du comptage de point, permet d'évaluer l'état rhéologique du système (comportement d'un solide ou d'un liquide). Bien que cette approche souffre de beaucoup d'incertitudes elle est intéressante dans la mesure ou la rhéologie des systèmes magmatiques, notamment dans des conditions de croûte continentale inférieure, reste un domaine très peu exploré.

Ces quelques considérations justifient amplement les problèmes techniques auxquels est confronté l'expérimentaliste lorsqu'il tente de reconstituer en laboratoire les conditions de genèse ou d'évolution des roches. Dans ce chapitre, nous allons commencer par faire un récapitulatif des principaux travaux expérimentaux ayant été effectués sur des granites peralumineux. Par la suite une présentation des techniques expérimentales utilisées sera donnée. Enfin les résultats obtenus ainsi que leurs implications seront présentés et discutés.

B) SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX PRECEDENTS

Les travaux expérimentaux réalisés dans les systèmes granitiques peralumineux sont peu abondants. Nous en donnons ici une synthèse au cours de laquelle les points forts et les points faibles de chaque travail seront soulignés et discutés. La façon la plus simple de présenter ces données est par ordre chronologique.

1) Huang et Wyllie (1973, 1981).

Ce travail a été réalisé sur un granite (Harney Peak Dome granite) de composition très semblable aux leucogranites himalayens. On notera cependant la très forte proportion modale de la muscovite (13.8 %), en désaccord avec la teneur en K_2O (3.08 wt.

%). L'idée de base qui a guidé le travail était de prouver l'impossibilité de créer des liquides de composition granitique dans des conditions de manteau supérieur ou de croûte océanique subductée (on pourra également regarder à cet égard le travail de Stern et Wyllie, 1981). Ceci explique les pressions atteintes (jusqu'à 35 kbars en condition de saturation en H_2O). En conséquence, les diagrammes de phases T°C-poids % H_2O-isobares (15 et 25 kbars) établis par ces auteurs sont difficilement exploitables, car ils excèdent nettement les conditions de genèse des leucogranites himalayens. Malgré son caractère pionnier, ce travail présente quelques problèmes.

En premier lieu, toutes les expériences ont été réalisées à partir d'un produit cristallin (granite naturel finement broyé), en d'autre termes les limites de phases établies reposent toutes sur des expériences de fusion et jamais de cristallisation. Or, il est reconnu qu'une détermination correcte du liquidus d'un système silicaté n'est possible qu'à partir d'expériences de cristallisation, en raison de la persistance métastable de certaines phases au delà de leur domaine de stabilité, notamment le quartz (due à leur faible vitesse de dissolution: Piwinski et Martin, 1970; inversement, la détermination du solidus ne peut se faire correctement que par des expériences de fusion). Les dangers de surestimations des températures liquidus existent donc.

D'autre part, ces auteurs utilisent dans beaucoup d'expériences un rapport poids.eau/poids.silicate, supérieur à 30% et allant même jusqu'à 50%. Dans ces conditions, la perte des alcalins vers la phase fluide peut être très importante. En conséquence la composition du liquide ou de l'assemblage solide peut changer de manière radicale. C'est ce qui est d'ailleurs observé pour le feldspath K qui se dissout entièrement (de façon incongruente) dans la phase fluide entre 15 et 25 kbars. Dans ces conditions, les diagrammes T°C-wt.% H2O doivent être considérés comme des projections sur un plan T°C-wt.% H2O, le troisième axe représentant la variation de la composition du solide ou du liquide.

Par ailleurs toutes les expériences de fusion en condition de sous saturation en H_2O, on été effectuées sans phase fluide présente. Or, il est clair que ces conditions particulières ne sont probablement jamais respectées dans la nature. Ceci est principalement du à ce que les réactions de décarbonatation (réactions qui libèrent du CO_2) se produisent dans des conditions de P-T semblables aux conditions de fusion partielle de la croûte continentale (Holloway, 1976). En raison de la très faible solubilité du CO_2 dans les liquides granitiques (notamment pour des pressions < à 10 kbars), ceux-ci ont de très fortes chances d'être rapidement saturés en CO_2 et par conséquence de présenter une phase fluide. La présence de celle-ci impose un partage de l'eau (pour ne citer que ce composant) entre liquide et phase fluide, et ce même dans des conditions de sous-saturation en H_2O (Holloway, 1976). En conséquence, pour une même teneur globale en H_2O du système, la teneur en H_2O du liquide (et donc ses relations de phases) change suivant que le système est en condition fluide-absent ou fluide-présent.

Enfin, un dernier point important, est l'absence de contrôle rigoureux de la fO_2. Celle-ci est supposée être proche du tampon Ni-NiO, c'est à dire probalement plus oxydante que dans des conditions de croûte continentale profonde. L'importance de la fO_2 sur la stabilité des phases ferro-magnésiennes est bien établie (cf. Eugster et Wones, 1962). Par ailleurs, à de très faibles fO_2 (par exemple pour les tampons QFM, Co-CoO, WM), la fH_2 devient suffisament importante pour intervenir également sur les relations de phases (en d'autre termes l'hydrogène doit être pris en compte en tant que constituant des phases fluides et liquides). En effet, bien que faible, la solubilité de l'H_2 dans les liquides silicatés est supérieure à celle du CO_2 (Luth et Boettcher, 1986). L'effet direct de cette dissolution est la baisse du point de fusion du silicate + H_2 par rapport au silicate seul. Ces deux auteurs ont montré expérimentalement que, en présence d'eau, ce premier effet est largement contrebalancé par le fait que la dissolution de l'H_2 dans le liquide inhibe celle de l'H_2O et par conséquent augmente les températures liquidus (la différence pouvant dépasser 100°C pour le système diopside-H_2O-H_2). Ainsi, comme dans le cas du paragraphe précédent, on remarquera que la température liquidus ne dépend pas uniquement de la teneur en eau globale du système.

Ce "review" montre l'importance de certains paramètres (fO_2, fH_2, CO_2) souvent jugés à tort comme mineurs, sur les relations de phases des systèmes granitiques. Il montre aussi que, d'une certaine façon, les résultats dépendent fortement du but que l'on se fixe. Dans le cas présent, il s'agissait de tester l'hypothèse de la genèse des granites par fusion partielle du manteau supérieur. La procédure expérimentale utilisée est aussi un facteur qui peut conditionner les résultats (produits de départ, type d'autoclave utilisé etc...). Enfin il montre qu'il est extrèmement dangereux de raisonner en termes de quantité d'eau présente dans le système. C'est pour cela qu'il est préférable d'utiliser la notion d'activité de l'eau (aH_2O définie comme étant le rapport de la fugacité de l'H_2O dans le système considéré sur la fugacité de l'H_2O pure dans un état standard), paramètre thermodynamique dont la signification est sans ambiguïté.

2) Clemens et Wall (1981)

Ce travail représente probablement un tournant dans la méthodologie expérimentale utilisée pour la détermination des relations de phases des systèmes granitiques. Par rapport au travail précédent, il montre très clairement l'évolution des mentalités dans l'appréhension des phénomènes magmatiques. En effet, il ne s'agit plus ici de démontrer que le granite provient de la fusion de la croûte continentale, mais de comprendre comment évolue le liquide une fois formé et de déterminer les paramètres clefs de cette évolution. C'est l'exemple type de la complémentarité qui peut exister entre la pétrologie classique et la pétrologie expérimentale. Toutes les expériences ont été réalisées en contrôlant la fO_2 (QFM-0.5 logfO_2), et en présence d'une phase fluide (mélange H_2O + CO_2). On notera cependant que la teneur en

H_2O du liquide n'a pas été mesurée directement. En effet, le rapport poids. silicate/ poids. fluide dans les expériences sous saturées est largement supérieur à 1. En conséquence, ces auteurs considèrent que, en fin d'expérience, la composition de la phase fluide est égale à celle du départ. Ceci permet de calculer aH_2O dans la phase fluide et donc la teneur en H_2O du magma en appliquant le modèle de solubilité de Bhurnam (1975, 1979). Ceci représente une faiblesse par rapport à certains travaux plus récents dans lesquels la teneur en eau est mesurée à l'aide d'une sonde ionique (cf. en particulier l'excellent travail de Webster et al. 1987, sur les rhyolites peralcalines de Spor Mountain). Le point fort de ce travail est sans conteste la confrontation entre les données expérimentales et les données de pétrologie classique. Son intérêt pour les leucogranites himalayens est toutefois très limité en regard des différences de compositions existant entre ces deux types de granites. En effet, le granite de Strabhogie est nettement plus riche en FeO (3,51 %wt.), MgO (1,54 %wt.) et CaO (1,92 %wt.) et plus pauvre en Na_2O (2,5 %wt.) et SiO_2 (70,46 %wt.). Ceci se traduit notamment par des températures liquidus très élevées (en général supérieures à 850°C) et par la présence de phases telles que le pyroxène. Ceci en fait typiquement un "non minimun melt granite" au sens de Chappell et al. (1987). On remarquera au passage que, malgré ces différences, ces deux granites appartiennent au cortège des granites de type S. L'utilisation de cette appellation dans un but de classification n'est donc pas sans danger (e.g. White et Chappell, 1977).

3) Benard et al (1985)

Ce travail constitue en fait le point de départ des expériences réalisées dans le cadre de cette thèse. Les points forts sont d'une part la mise en évidence d'un intervalle de cristallisation important (au moins de 70°C à 3 kbars PH_2O) pour ces granites considérés pourtant comme de bons exemples de "minimum melt granite" (c'est-à-dire à composition proche de l'eutectique dans le système haplogranitique). Le corollaire immédiat est la possibilité d'une cristallisation fractionnnée du liquide granitique, fractionnement d'ailleurs mis en évidence pendant les expériences de cristallisation. D'autre part, le domaine de stabilité de la tourmaline dans les liquides silicatés a été approché. Il en ressort notamment que, dans ces granites et pour ces conditions expérimentales, la tourmaline peut être une phase d'origine magmatique très précoce (à PH_2O=3 kbars, c'est la phase liquidus). Ceci contraste avec les idées habituelles qui voient dans la présence de la tourmaline la preuve de manifestations deutériques sub-solidus. En ce qui concerne les points faibles, ils sont au nombre de deux. Il s'agit tout d'abord d'expériences réalisées en condition de saturation en H_2O. Nous ne reviendrons pas sur les limitations imposées par cette condition. Deuxièmement, la fO_2 était imposée par l'alliage de la bombe, c'est-à-dire proche du tampon Ni-NiO. La conséquence majeure est l'abondance de la magnétite dans toutes les expériences, avec l'appauvrissement

concommitant en fer du liquide. La rareté de ce minéral dans la paragenèse actuelle suggère que la fO_2 des expériences était trop haute.

4) Bhurnam et Nekvasil (1986)

Ce travail représente l'aboutissement d'un modèle de spéciation des constituants des liquides haplogranitiques et haplogranitiques peralumineux développé initialement par Bhurnam (1974, 1975, 1979). Sa principale base est l'existence, dans le bain fondu, de complexes ou d'espèces chimiques possèdant un arrangement atomique qui, pour la plupart, miment les phases solides qui cristallisent à partir du liquide silicaté (quasi-crystalline model). L'équilibre entre les différentes espèces est régi soit par des réactions de dissociation (par exemple la fusion incongruente des feldspaths) soit par des réactions d'intéraction. Le mélange entre les différentes espèces présentes dans le liquide est supposé être idéal. Il va de soi que l'identification de ces espèces pose un problème. Dans le modèle de Burnham et Nekvasil, bien que reposant sur un certain nombre de résultats expérimentaux, la formule stoechiométrique des espèces est postulée. Par ailleurs, l'influence de l'eau sur la spéciation est évaluée par l'utilisation du modèle de solubilité albite-H_2O (Burnham et al., 1974). L'établissement des principales réactions d'équilibres (équations cryoscopiques), combiné avec les postulats précédents, permet d'établir par le calcul thermodynamique les diagrammes de phases à partir de la composition chimique globale de la roche considérée. Ces deux auteurs comparent les résultats obtenus par cette voie à ceux obtenus expérimentalement sur deux granites pegmatitiques peralumineux (Harding pegmatite et Spruce Pine pegmatite). A première vue, l'accord existant entre ces deux approches semble confirmer l'ensemble du modèle. Cependant les récents travaux de Pichavant (1987), et ceux de Holtz et al. (in prep), tous deux menés sur le système haplogranitique, montrent clairement qu'il existe des désaccords profonds entre ce qui est prédit dans ce système par le calcul, et ce qui est obtenu expérimentalement. Dans ce cas précis, les divergences sont attribuées au fait que la solubilité de l'eau n'est pas la même dans les liquides albitiques que dans les liquides à composition de feldspath potassique (Pichavant comm. orale). Ce modèle n'est donc pas utilisable d'une façon aveugle dans la prédiction des relations de phases des systèmes peralumineux.

5) Weidner et Martin (1987)

Le granite utilisé dans ces expériences (granite de St Austell en Cornouaille) est un granite fortement peralumineux (A/CNK=1,3), caractérisé par une forte teneur en F (1,15 %wt.) et en Li_2O (O,11 %wt.) mais également par l'absence de B. Les expériences ont été effectuées en condition de saturation en H_2O et sans contrôle direct de la fO_2. Des expériences

de fusion et de cristallisation ont été réalisées. Dans notre cas, le facteur limitant majeur est sans aucun doute la forte teneur en F, dont on connait les effets importants sur les relations de phases dans les systèmes haplogranitiques (Manning, 1981). Ceci nous interdit d'appliquer ces résultats aux leucogranites himalayens. Ceci se voit d'ailleurs parfaitement quand l'on compare les diagrammes de phases de Bénard et al.(1985) sur le Manaslu et celui établi par Weidner et Martin (1987) tous deux obtenus dans des conditions expérimentales similaires. Dans le premier, le plagioclase est une phase liquidus parfaitement dissociée du K-feldspath, dernière phase à cristalliser, alors que dans le second ces deux phases ont leurs limites pratiquement confondues au dessus de 2 kbars et ne sont pas des phases liquidus.

6) Puziewicz et Johannes (1988)

Ces deux auteurs ont réalisé des expériences sur le système haplogranitique dopé en biotite et en excès d'alumine, simulant ainsi une composition peralumineuse relativement typique (on notera toutefois l'absence du CaO). Les expériences ont toutes été réalisées à 2 et 5 kbars en condition de saturation en H_2O et sous une fO_2 tamponnée par l'assemblage Ni-NiO. De plus, les gammes de températures étudiées sont au-delà de l'eutectique du système haplogranitique, ceci dans le but d'étudier la solubilité des phases ferromagnésiennes et alumineuses dans ce système. Les résultats obtenus montrent que la stabilité de la biotite décroît fortement au profit de la cordiérite quand le caractère peralumineux du liquide augmente. Par ailleurs, les biotites cristallisées sont caractérisées par une forte teneur en Al^{VI}, teneur qui diminue sensiblement quand la température augmente. De même, à 2 kbars la teneur en Fe et Mg du liquide augmente avec la température. Il est important de noter que les domaines de stabilité des phases ferromagnésiennes (cordiérite et biotite) déterminés dans ce travail diffèrent sensiblement de ceux rapportés par Clemens et Wall (1981) (ces derniers trouvant une température de destabilisation supérieure de 50°C pour la biotite et inférieure d'à peu près 40°C pour la cordiérite). Pour Puziewicz et Johannes cela est principalement du à une fO_2 plus basse (QFM) dans les expériences de Clemens et Wall (1981). La plus forte teneur en FeO des liquides analysés par Clemens et Wall (2.85 wt.% contre 2 wt.%) est également attribuée à la différence en fO_2 entre les deux expériences, mais aussi à la présence de CO_2 dans la phase vapeur ($aH_2O < 1$).

En définitive ce travail est intéressant dans la mesure où il montre la faible solubilité des constituants ferromagnésiens dans les liquides haplogranitiques. Pour les auteurs, cette faible solubilité impose, dans le cas d'un granite issu d'une fusion partielle d'une source métapélitique, une séparation parfaite entre le résidu réfractaire (biotite, grenat, cordiérite) et le liquide formé. Cependant, dans notre cas, l'utilité de ce travail est sérieusement limitée (1) par l'absence d'un diagramme de phases résumant les domaines de stabilité des différentes phases

rencontrées, (2) par les conditions de saturation en H2O et (3) par la fO_2 utilisée (Ni-NiO). Concernant ces deux derniers points, la comparaison faite par les auteurs avec le travail de Clemens et Wall (1981) montre à quel point la fO_2 et l'aH_2O peuvent affecter les résultats d'expériences faites sur des compositions similaires et réalisées dans les mêmes gammes P-T.

7) London (1987) et London et al (1988, 1989)

Ce sont les travaux les plus récents qui ont été effectués sur des compositions peralumineuses provenant du SE du Perou, dans la région de Macusani. Il ne s'agit pas ici de granites, mais de dépots ignimbritiques constitués majoritairement par des tuffs et par de rares obsidiennes à andalousite intercalées dans ces tuffs. Ces obsidiennes sont considérées comme étant les produits de fractionnement intense de magma dont la composition originelle était proche de celle des tuffs (Pichavant et al., 1987, 1988a et b). Cet ensemble constitue un des rares équivalents volcaniques actuellement connu des leucogranites peralumineux à deux micas. Tout le travail expérimental de London a porté sur les verres de Macusani, dans la mesure ou ils sont susceptibles de représenter une composition de liquide "vrai", contrairement à beaucoup de granites. Par ailleurs leur caractère très fractionné en fait également de bons équivalents des liquides parents des formations pegmatitiques associées au granites.

L'idée de départ de D. London est de reconstituer les effets de la cristallisation fractionnée sur la composition du liquide (lines of liquid descend) ainsi que d'essayer de reproduire les textures et zonations typiques des formations pegmatitiques. La méthode employée a généralement consisté à porter l'échantillon au-dessus du liquidus pendant un certain temps (incubation time, de l'ordre de 24-48 h), et ensuite à baisser la température isobariquement à une température donnée, soit brutalement, soit progressivement par paliers successifs. L'écart entre la température liquidus et la température de l'expérience constitue ce que l'on appelle le degré d'undercooling. Cette méthode aboutit en réalité à des cristallisations en complet désiquilibre, dont la principale caractéristique est la présence de cristaux "géants" ou d'intercroissance entre plusieurs phases, comme par exemple les textures graphiques ou les plumes de FK (à ce sujet voir en particulier les travaux de Lofgren (1975), Fenn (1977, 1986) et de Swanson et Fenn (1986)). Cette procédure a été appliquée à des conditions saturées et sous saturées en H_2O (respectivement London et al., 1988, 1989). La fO_2 n'est pas explicitement contrôlée (imposée par l'autoclave + H_2O, c'est-à-dire en théorie proche de Ni-NiO). Par ailleurs la présence ou l'absence d'une phase fluide dépend uniquement de la solubilité de H_2O dans le liquide silicaté (en d'autre termes il n'y a pas de CO_2 dans le système).

Les résultats expérimentaux ont permis d'aboutir à un modèle de genèse des pegmatites dans lequel sont prises en compte non seulement leurs caractéristiques géochimiques mais

également leurs textures, telles que les zonations minéralogiques, les croissances orientées etc...Le point important et nouveau de ce modèle est qu'il montre qu'il est possible de créer des fabriques et des liquides pegmatitiques par cristallisation fractionnée en conditions de sous-saturation en H_2O. En effet, seules les expériences réalisées dans ces dernières conditions ont permis de créer des fabriques pegmatitiques très proches de celles observées dans la nature. Ce modèle constitue donc une alternative radicalement opposée au modèle de genèse des pegmatites de Jahns et Burnham (1969) dans lequel le développement des fabriques pegmatitiques est étroitement controlée par l'existence d'une phase vapeur riche en H_2O. Il est important de noter que les résultats présentés par ces auteurs sont en accord avec des travaux menés sur la cinétique de nucléation et de croissance des cristaux dans des liquides quartzo-feldspatiques (notamment Fenn, 1977 et Swanson, 1977). Ces travaux ont montré que les maximas de taux de croissance et de nucléation sont toujours atteints pour des conditions de sous saturation en H_2O. L'implication pratique immédiate de ce résultat est que le gigantisme présenté par certains cristaux dans les pegmatites (notamment les FK) ne peut être interprété comme une évidence de saturation en H_2O du liquide parent.

En conclusion, si ces travaux représentent une source d'informations considérable pour la compréhension des mécanismes qui président à la naissance des pegmatites, ils sont par contre difficilement applicables aux leucogranites himalayens. En effet, même si l'on néglige les différences compositionelles importantes existant entre ces roches, il est clair que la procédure expérimentale adoptée (cristallisation probablement en complet déséquilibre) par London et al. peut difficilement rendre compte de l'histoire de cristallisation du granite sensu stricto (nous n'incluons pas ici le cortège filonnien du granite) pour lequel aucune évidence texturale ne suggère des croissances hors équilibre.

C) LES CONDITIONS EXPERIMENTALES ADOPTEES

Avant toute chose il est important de se fixer les conditions dans lesquelles nous allons opérer. Exception faite de la composition globale de la roche, parmi les quatre paramètres majeurs qui nous intéressent deux sont constants (Pt et fO_2) et deux sont variables (T° et aH_2O).

1) la pression totale (Pt)

Le manque de temps ne nous a pas permis de déterminer la pression de mise en place du granite de Gangotri. Les seules données thermobarométriques actuellement disponibles concernent le granite du Manaslu et sembleraient indiquer que la pression lithostatique lors de sa mise en place se situait autour de 4 kbars (pour la base du granite, Roy Barman et Le Fort, in prép. in Le Fort, 1988). Au vu des similitudes métamorphiques existant entre l'encaissant de ces deux massifs (P. Le Fort, communication personnelle), il est raisonnable de penser que les pressions lithostatiques lors de la mise place ont été semblables pour le Manaslu et le Gangotri. Nous avons retenu une pression de travail de 4.5 kbars. Il est important de remarquer que des expériences à pression constante supposent implicitement que toute la cristallisation, ou en tout cas la plus grande partie, s'est déroulée une fois le granite mis en place ou, en d'autres termes, qu'il n'y a pas eu plusieurs niveaux d'arrêts du magma pendant lequel il a pu cristalliser et que, lors de son ascension, celle-ci a été assez rapide pour éviter toute cristallisation importante du liquide. Si tel n'a pas été le cas, la confrontation entre les données expérimentales et les données de pétrologie classique est caduque. En ce qui concerne le massif du Gangotri, l'étude pétrographique et géochimique présentée dans le chapitre V montre que le magma (=liquide + cristaux) s'est probablement mis en place dans un état entièrement liquide. Les expériences à pression constante sont donc justifiées.

2) La fugacité d'oxygène (fO_2).

La fO_2 est un paramètre extrêmement important dans l'évolution des liquides silicatés, dans la mesure ou elle contrôle le degré d'oxydation du fer et donc la stabilité des phases ferromagnésiennes. Les travaux de Eugster et Wones (1962) ont montré l'influence de la fO_2 sur la stabilité de la biotite. En principe, tout équilibre du type $A = B + O_2$, dans lequel A et B représentent une phase cristalline ou un liquide silicaté, dépend de la fO_2. En pratique tout équilibre dans lequel intervient une phase ferromagnésienne (biotite, tourmaline, muscovite ferrifère etc...) est sensible aux variations de ce paramètre. Les systèmes naturels dans lesquels ce genre de réaction n'intervient pas sont rares, voire inexistants. Il faut donc contrôler la fO_2.

Les techniques permettant son contrôle seront exposées plus loin. Auparavant il nous faut déterminer quel était la fO_2 lors de la cristallisation du granite. Nous savons que les niveaux de la croûte moyenne et inférieure, dans lesquels le liquide granite a pris naissance, sont probablement très réducteurs (c'est-à-dire ont une fO_2 très faible), comme en témoignent les niveaux graphiteux présents dans la Dalle du Tibet (on regardera aussi à ce sujet Clemens et Wall, 1981). D'autre part, les expériences de Bénard et al. (1985) sur le granite du Manaslu ont montré la présence systématique de magnétite dans les produits de cristallisation ou de fusion et notamment en tant que produits de destabilisation de la tourmaline. Or, la magnétite est absente, du moins aussi abondamment, du cortège actuel des minéraux magmatiques. Il n'existe pas, par ailleurs, de phase riche en fer à caractère plus oxydé (type hématite). La fO_2 doit donc être nécessairement plus basse que celle des expériences de Bénard et al. (1985), c'est-à-dire inférieure à celle imposée par le tampon Ni-NiO. Notre choix s'est donc porté sur le tampon QFM (quartz-fayalite-magnétite) puis sur le tampon Co-CoO, très proche du précédent, pour des raisons que nous développerons plus tard. La fO_2 imposée par ce tampon est proche de celle existant dans les niveaux de la croûte inférieure (Clemens et Wall, 1981, 1988). Bien que la fO_2 du granite change pendant sa cristallisation, dépendant de facteurs tels que de la composition de la phase fluide présente ou d'interactions possibles avec son encaissant, ces variations doivent être relativement faibles pour pouvoir être négligées. Dans le cas contraire (variations importantes), on devrait s'attendre à voir les phases précoces de l'histoire magmatique (type biotite), stabilisées dans un environnement relativement réducteur, s'oxyder progressivement, ce qui n'est pas le cas. C'est pourquoi la fO_2 est supposée rester constante pendant la cristallisation.

3) La température (T°C).

La variation de ce paramètre reflète bien évidemment le refroidissement progressif du liquide silicaté lors de sa cristallisation.

4) L'activité de l'eau (aH_2O).

L'histoire d'un magma granitique se déroule rarement dans des conditions de saturation en eau tout au long de son histoire (e.g. Brown et Fyfe, 1970; Malloe et Wyllie, 1975; Whitney, 1975; Holloway, 1976). Les seuls "liquides granitiques" pour lesquels les conditions de saturation prévalent du début à la fin de leur histoire sont probablement représentés par les migmatites qui ne montrent pas d'évidence de déplacement vertical du liquide (c'est-à-dire fusion et cristallisation in situ). La raison principale de cet immobilisme est la pente négative, dans un espace P-T, du solidus saturé en H_2O (ou proche de la saturation) des sytèmes granitiques, qui interdit tout déplacement vertical important des liquides formés. Dans notre cas,

nous savons que les conditions de genèse des granites sont différentes de celles de leur mise en place ou, en d'autres termes, que les massifs granitiques ne se sont pas formés in situ. En témoignent les relations d'intrusion franches entre le granite et son encaissant et l'absence de caractère migmatitique de celui-ci. De même, les estimations des conditions P-T régnant dans la dalle lors du climax métamorphique (c'est-à-dire lors de la fusion) font état de pression lithostatique de l'ordre de 7 à 9 kbars pour des températures aux environs de 720°C (Pêcher, 1978). Il faut dès lors envisager que le granite a subi au minimum une chute de pression de l'ordre de 3 kbars (à peu près 10 km). On notera que cette chute de pression peut être due soit à une remontée effective du liquide à travers la pile sus-jacente, soit à une érosion de celle-ci, ou encore et plus probablement à la conjugaison de ces deux phénomènes. Quoi qu'il en soit, ce déplacement vertical impose des conditions de sous-saturation en eau au moins au stade précoce de l'histoire magmatique.

D) LES TECHNIQUES EXPERIMENTALES UTILISEES

1) contrôle de la pression et de la température

L'essentiel des expériences a été réalisé dans un autoclave à chauffage interne (A.C.I.) horizontal, à large volume interne (à peu près 1 litre), assemblé par Burton Corblin (Fig. 64). L'autoclave est composé d'une âme frêtée cylindriquement dans un corps. Ces deux parties sont usinées dans un acier (alliage Fe-C) à dominante Ni (8,5%) et Cr (11,5%) de type martensitique (carpenter custom 455). Les vis de serrage de l'ACI (locks nuts) sont également usinées dans du carpenter custom 455. La résistance du four est à base de molybdène.

Le moyen de pression utilisé est l'Ar ou un mélange d'Ar et d'H_2 (cf. plus loin). La lecture de la pression se fait sur une jauge électronique calibrée contre un manomètre de type Heise Bourbon (précision +/- 0.02 kbar). Par rapport à l'eau, l'Ar a l'avantage de minimiser les gradients thermiques du système. Malgré tout, ceux-ci existent, dépendant fortement de l'homogénéité du système d'isolation de l'appareil. Pour minimiser ces gradients dans la zone d'emplacement des capsules, un système de basculement de l'A.C.I. autour de son axe de rotation (axe horizontal et perpendiculaire à l'axe d'allongement de l'ACI, cf. Fig. 64a) a été mis au point par A. Rouiller. Dans de bonnes conditions de travail, ce système permet de réduire le gradient thermique à +/- 1°C sur une longueur utile de 5 cm.

La lecture des températures se fait par l'intermédiaire de trois thermocouples (TC) en chrome-alumel gainé à double point de soudure (et donc de lecture) chacun. Chaque TC a été calibré à 1 atm. contre les points de fusion du Zn (419.5°C) et du NaCl (800.4°C). L'espacement des points de soudure est différent pour chaque TC. De même la position des TC

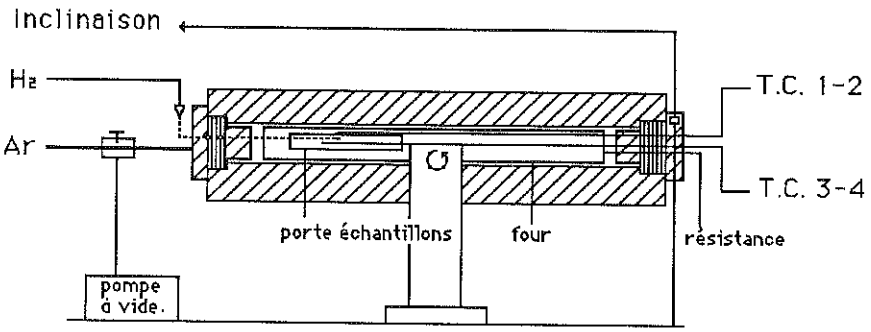
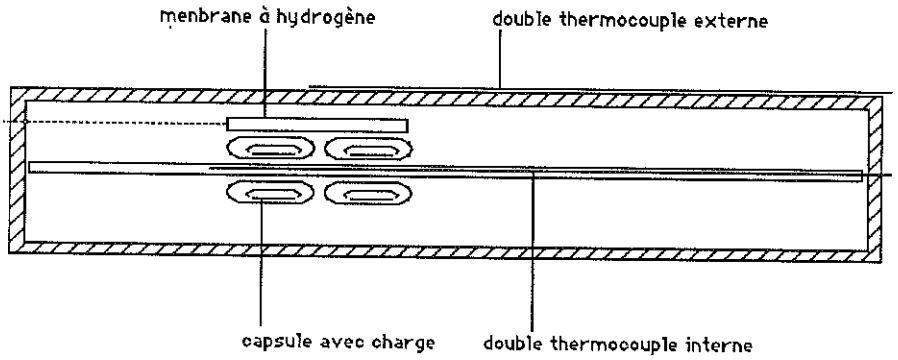
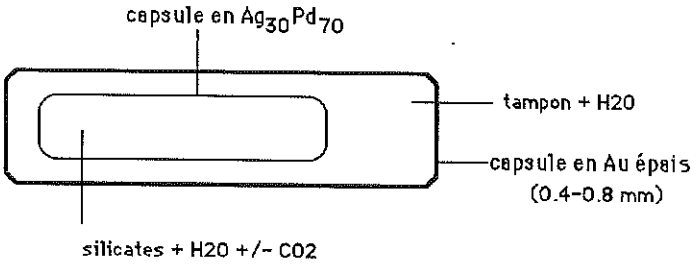


Schéma général de l'A.C.I



Détail du porte-échantillons de l'A.C.I.



Principe de la double capsule

Fig. 64: (a). Schéma général de l'autoclave à chauffage interne (ACI) utilisée dans ce travail. Le cercle flêché indique l'axe de rotation de l'ACI. L'âme n'a pas été distinguée du corps principal. (b) détail du porte échantillon montarnt la position des doubles capsules (4) ligaturées autour de l'axe central dans lequel est placé un des trois thermocouple disponibles. (c) principe de la double capsule (explications dans le texte).

dans le four varie (Fig. 64b). Ceci permet de contrôler les gradients thermiques horizontaux et de déterminer la position du point chaud du four. Parmi ces trois TC, seuls deux sont en lecture continue, le troisième étant branchable à volonté par invertion avec l'un des deux autres.

La configuration originale du porte échantillon consistait en 5 barillets à 6 alvéoles chacun (une capsule par alvéole), maintenus ensemble par un axe central plein (Fig. 64b). Toutes ces pièces sont en molybdène. Afin d'avoir une meilleure connaissance de la température, l'axe central a été percé de façon à pouvoir y loger un TC (TC 1-2 sur Fig. 64b). De la même façon, les deux barillets centraux ont été éliminés et remplacés par une pièce creuse unique en inox, dans laquelle nous avons pu loger les capsule et la membrane à hydrogène. Dans cette configuration, les capsules sont ligaturées autour de l'axe central entre les deux points de lecture du TC (Fig. 64b). Les deux autres TC sont situés à l'extérieur du porte échantillons, entre celui-ci et le four (TC 3-4 sur la Fig. 64b). La lecture combinée de ces TC permet donc d'avoir une idée sur les gradients thermiques verticaux de l'appareil. La précision sur la lecture de la température est de +/- 5°C. En moyenne, les fluctuations journalières par rapport à la consigne imposée sont de +/- 6°C. Les températures sont régulées par un régulateur de type Eurotherm.

2) le contrôle et la lecture de la fO_2.

a) systèmes à 1 atm

Bien que cela ne nous concerne pas directement, nous en donnons rapidement les principes car les techniques de contrôle de la fO_2 à pression ambiante sont souvent utiles pour la synthèse de produits tels que la fayalite, l'oxyde de cobalt ou encore pour la préparation des produits de départ des expériences de cristallisation (fusion à haute température et à faible fO_2 pour obtenir les verres de "granites"). Le principe du four à atmosphère contrôlée est reporté sur la Fig. 65. Il repose simplement sur le fait que pour une température donnée, la fO_2 est fixée par les proportions d'un mélange de gaz dans le système C-H-O (C0-CO_2, H_2O-H_2, CO_2-H_2). Ces proportions ont été tabulées par Deines et al (1974), pour des gammes de températures entre 500°C et 2000°C (par pas de 5°C) et pour des fO_2 variant entre 10^{-4} et 10^{-26} atms. (par pas de 0.1 unité log) . Dans le cas présent le mélange utilisé est un mélange de H_2-CO_2, dont les proportions sont contrôlées par deux débimètres très précis. Une fois mélangé le gaz arrive par le haut du four et en ressort à sa base. Le porte échantillons consiste en une nacelle suspendue dans la zone chaude du four. Ce porte échantillons est lui même relié à un transformateur qui permet des trempes rapides lorsque cela est nécessaire, par fusion des fils de platine servant de support à la nacelle.

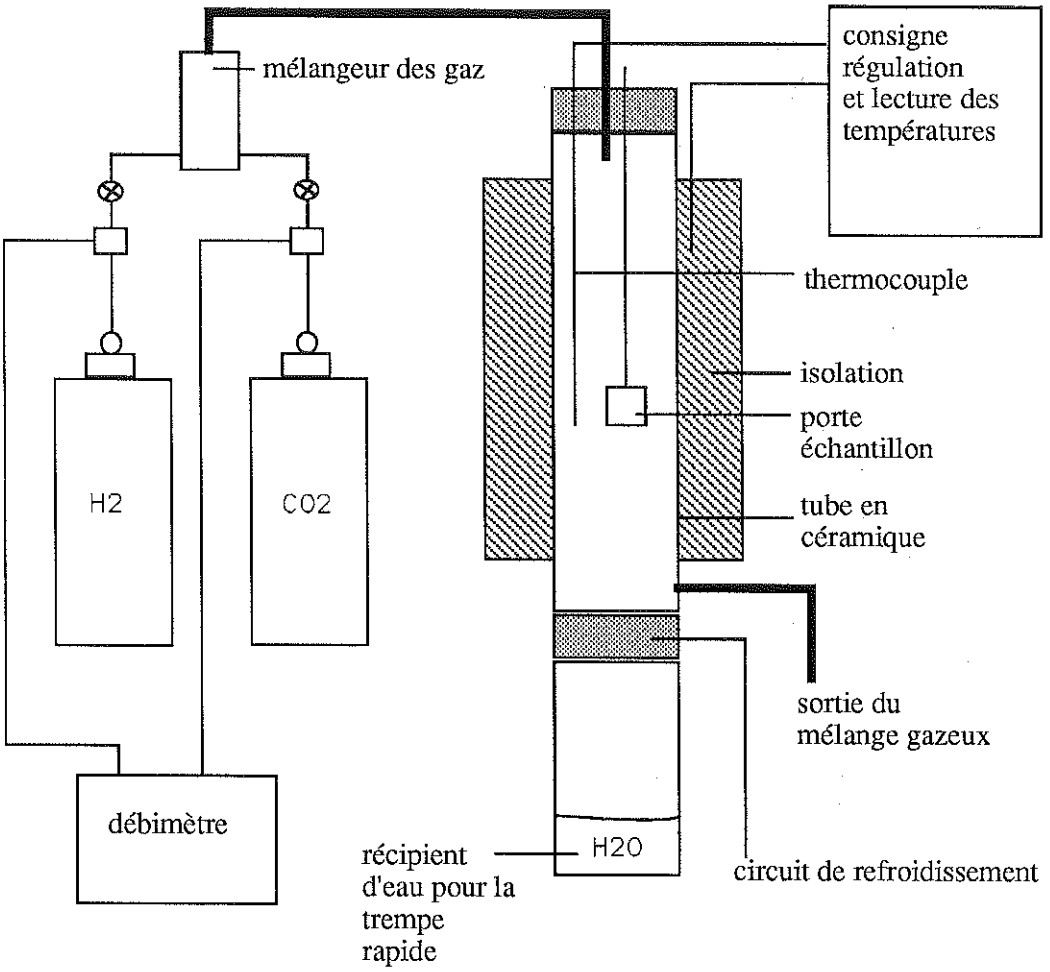


Fig. 65: Schéma du four à atmosphère controllée (explications dans le texte).

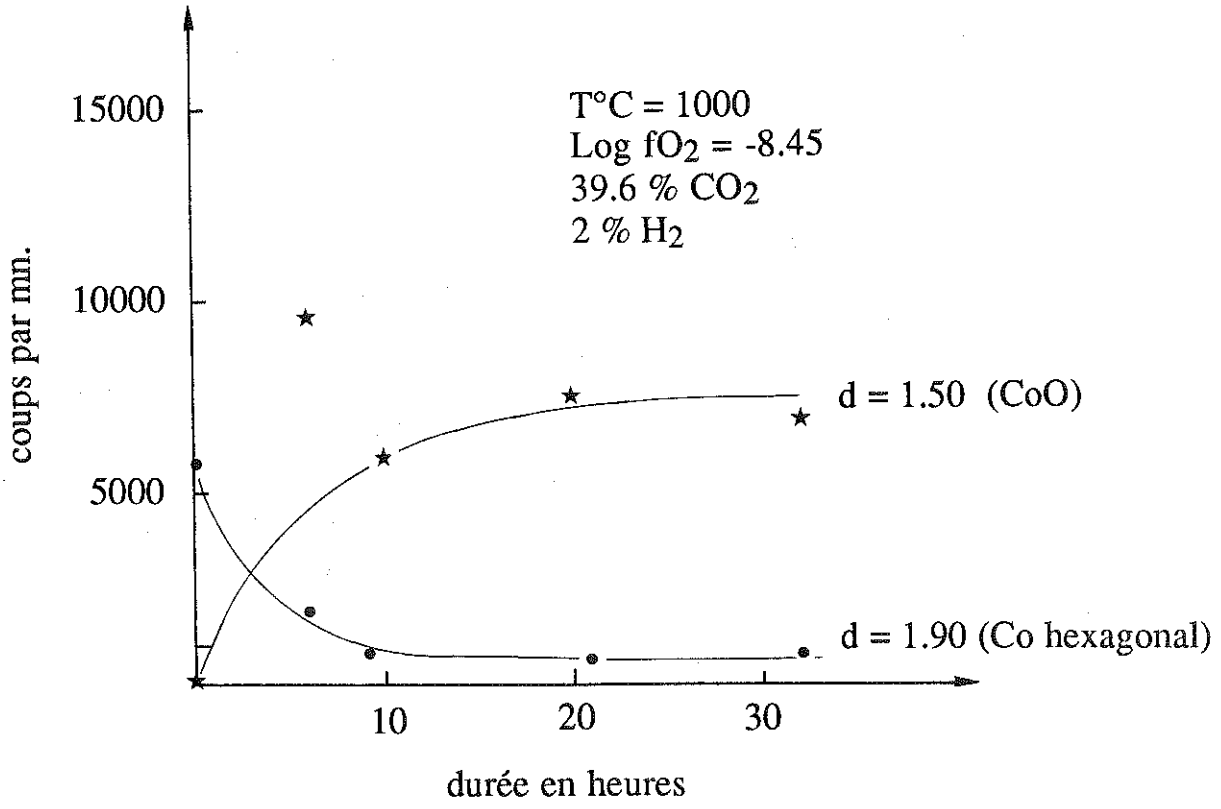


Fig. 66: Synthèse du CoO à partir de Co dans un four à atmosphère controllée.

C'est ce système qui a été utilisé pour synthétiser le CoO et la fayalite. Pour le CoO, la procédure suivante a été adoptée: environ 1 gr. de Co est étalé dans une large nacelle (diamètre 2.5 cm). La température retenue est de 1100°C. La fO_2 est de 2 unités log au-dessus de celle de l'équilibre Co-CoO à 1100°C. La durée optimum d'expérience est d'environ 8 heures (pour un débit de gaz total de 200 cm^3/mn.). En effet, au-delà de 8 heures, la couche oxydée en surface protège le métal sous-jacent et un état stationnaire est atteint (Fig.66). Le produit obtenu est finement broyé, séparé du métal restant et, resoumis aux même conditions (T°C et fO_2) pendant 3 heures. Au terme de cette opération il ne subsiste que du CoO (dans les limites de détection des RX). C'est la méthode la plus efficace que nous ayons trouvée. Celle utilisée par Chou (1978) a toujours donné lieu à l'apparition conjointe des deux oxydes (CoO et Co_3O_4).

Dans ce genre de four, la lecture de la fO_2 se fait généralement à l'aide d'une sonde à zircone. Cette céramique (ZrO_2) possède une structure atomique assez large pour laisser diffuser des atomes d'oxygène. Supposons que l'on ait deux milieux séparés par une tranche de ZrO_2. Le transfert d'oxygène se produit dès que les potentiels chimiques de l'O_2 des deux milieux diffèrent. Ce transfert correspond à la 1/2 réaction rédox suivante:

$$O_2 + 4e^- = 2O_2^-$$

L'apport ou le prélèvement d'électrons se fait grâce à un circuit electrique relié sur les faces de l'électrolyte par deux électrodes en platine. La circulation d'anions crée une FEM mesurable par un simple voltmètre. Dans ce cas l'FEM est directement reliée à la différence de potentiel d'O_2 par la loi de Nernst:

$$E = RT/4F \ln (fO_2a/fO_2b) \text{ avec}$$

E : force électromotrice lue sur le voltmètre,
R = 8,314 J.K-1.mol-1 (constante des gaz parfaits),
F = 9,648 104 C.mol-1 (constante de Faraday),
T°K: température du milieu mesurée par un thermocouple,
fO_2a : fugacité de O_2 dans le milieu a,
fO_2b : fugacité de O_2 dans le milieu b.

Il suffit dès lors de connaître la fO_2 de l'un des deux milieux pour avoir accès à la deuxième. En pratique la fO_2 de référence est celle de l'air ambiant (c'est-à-dire fO_2 = 0,209 atm.). Ce système, couplé au précédent, permet d'une part de contrôler la précision des tables établies par Deines et al. (1974) et, d'autre part, d'avoir une lecture directe de la fO_2 du système considéré. La sensibilité de ce système est de l'ordre de 0,1 unité log.

b) systèmes à hautes pressions.

Bien que fondamental, le contrôle de la fO_2 est une technique relativement récente, puisque l'on doit à Eugster (1957, 1959) la mise au point et l'application de la notion de tampon (buffer) en pétrologie expérimentale par l'utilisation de la double capsule. Depuis lors, deux avancées majeures dans ce domaine ont été réalisées. Il s'agit de la mise au point de la membrane de type Shaw (Shaw, 1963) et de celle des sensors (Frantz et Eugster, 1973; Chou et Eugster, 1978). La pierre angulaire de ces techniques est la perméabilité à l'hydrogène des métaux précieux utilisés comme containers des charges expérimentales. En effet, du fait de sa très petite taille, l'atome d'hydrogène diffuse de façon plus ou moins aisée au travers des milieux solides. Nous allons maintenant passer en revue ces différentes techniques en soulignant à la fois leurs avantages et leurs désavantages.

b.1) La technique de la double capsule.

L'utilisation, en pétrologie expérimentale, des métaux précieux comme containers des charges est principalement due à deux raisons: d'une part ces métaux sont assez maléables pour pouvoir transmettre de façon isotrope la pression de confinement régnant dans l'autoclave. D'autre part, il s'agit de corps chimiques en principe inertes vis à vis des charges (sytèmes silicatés en général). La vitesse de diffusion de l'H_2 dépend du type de matériau utilisé, de la température et, dans une moindre mesure, du moyen de pression utilisé (pression de confinement induite soit par un gaz inerte comme l'Ar, soit par l'eau). Parmi les métaux employés (Au, Pt et AgPd) seuls le Pt et l'AgPd présentent une perméabilité à l'hydrogène suffisament importante pour équilibrer la fH_2 entre deux milieux en un temps court (1-2 jours) par rapport à la durée classique d'une expérience (10-30 jours). L'Au est, par contre, généralement considéré comme relativement imperméable à l'H_2 (cf. Chou, 1987; Gunter et al, 1987). La technique de la double capsule repose sur l'utilisation conjointe de ces deux types de matériaux. Il s'agit de deux capsules dont l'une renferme l'autre (Fig. 67). La capsule interne est en Pt ou en AgPd et contient la charge en silicate avec de l'eau. La capsule externe est en Au épais (0,4 -0,8 mm) et comporte les constituants du tampon solide ainsi qu'une certaine quantité d'eau distillée. Le tampon est invariablement constitué par un assemblage de phases solides dont l'équilibre fait intervenir l'O_2. Dans la capsule en Au les deux réactions suivantes vont s'établir:

D'une part la réaction de dissociation de l'eau:

$$H_2O = H_2 + 1/2\ O_2 \quad (1)$$

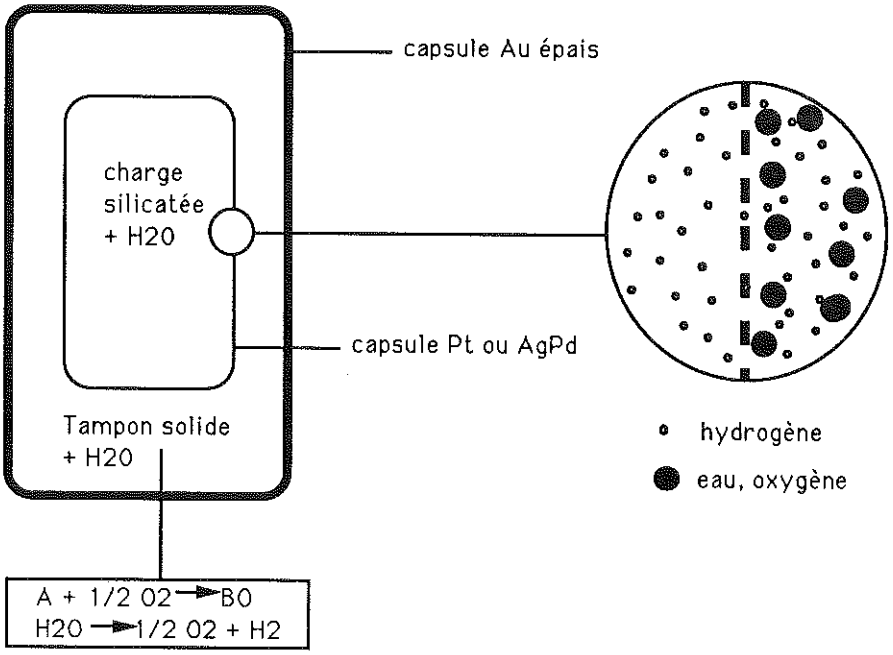


Fig. 67: Schéma explicatif du principe de la double capsule.

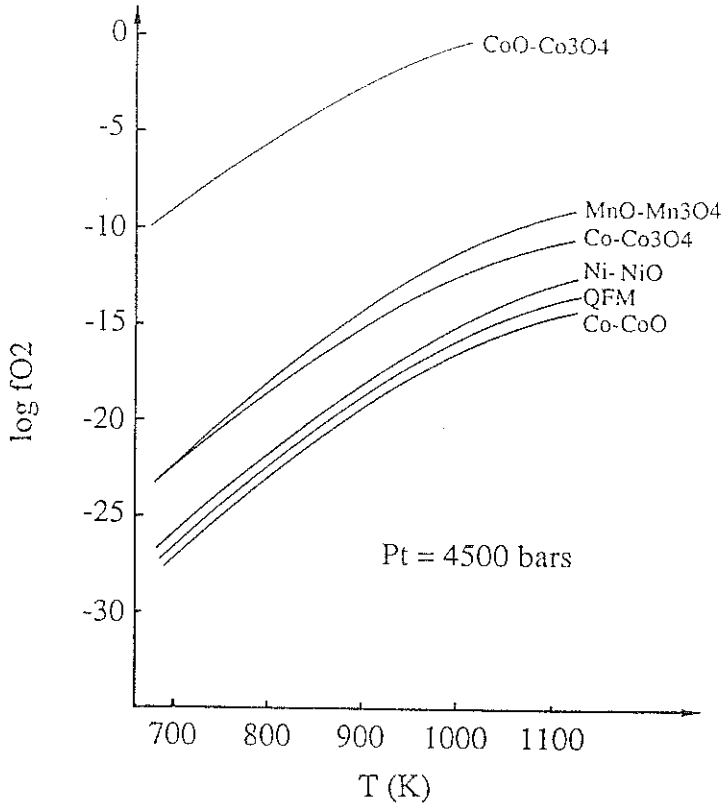


Fig. 68. Courbes tampon dans un espace T (K)- Log fO_2. Les calculs ont été effectués pour une Pt de 4.5 kbar. Les tampons CoO-Co_3O_4, Co-Co_3O_4, QFM et Co-CoO ont été calculés en utilisant les données thermodynamiques de Robie et al. (1979). Les équilibres MnO-Mn_3O_4, Ni-NiO et également Co-CoO ont été tracés en utilisant les équations de Chou (1987).

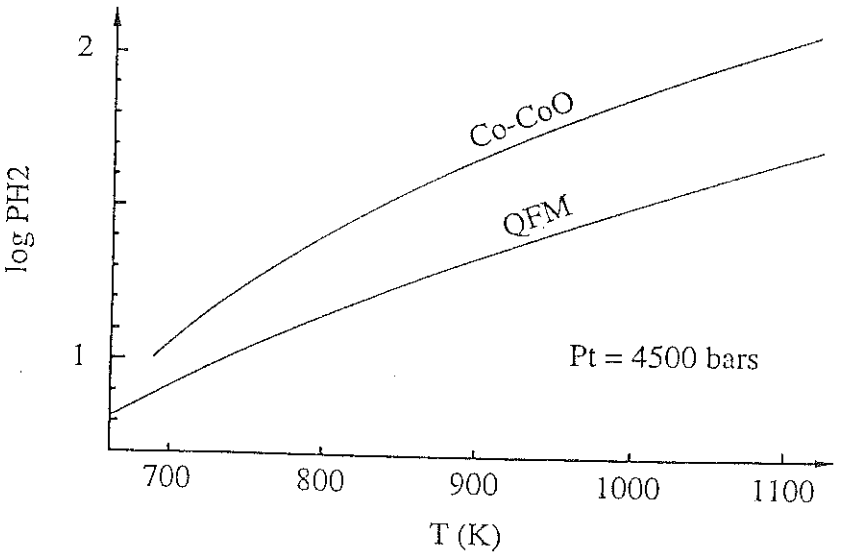


Fig. 69: Courbes tampon dans un espace T (K)- Log PH_2. Les courbes représentées correspondent aux tampons QFM et Co-CoO. Le calcul a été effectué à une Pt de 4.5 kbar. Les données utilisées sont: la fO_2 imposée par le tampon, la constante de dissociation de l'eau (Robie et al., 1979), les coefficients de fugacité de l'eau pure (Burhnam et al., 1979), les coefficients de fugacité de l'hydrogène (Shaw et Eugster, 1964).

D'autre part l'équilibre concernant le tampon et qui est toujours de la forme:

$$AO = A + 1/2\ O_2 \qquad (2)$$

Le rôle de la réaction (1) est de fournir l'H_2. Celui de la réaction (2) est de fixer la f_{O2}. Si les phases solides qui constituent le tampon sont des phases pures pour lesquelles les données themodynamiques de base sont disponibles (en général compilée par Robie et al., 1979), on peut, pour chaque pression, établir l'équation reliant la f_{O2} à la température. On aura alors une relation du type:

$$-\Delta Go/RT = \text{Log } f_{O2}$$

Ce calcul a été effectué pour plusieurs assemblages tampons pour une pression totale de 4.5 kbars. Les courbes obtenues sont représentées en Fig. 68 et 69.

L'H_2 libéré par la réaction (1) va diffuser à travers les parois de la capsule interne jusqu'à ce que les f_{H2} s'équilibrent de part et d'autre. En toute rigueur, ce procédé correspond à un tamponnage de la f_{H2}, qui indirectement fixe la f_{O2}. Au terme de l'expérience, la condition nécessaire (mais non suffisante comme nous le verrons plus loin) pour pouvoir dire que la f_{O2} a été contrôlée est qu'il faut obligatoirement retrouver tous les participants des réactions (1) et (2).

L'avantage principal de cette technique est qu'elle est relativement aisée à mettre en oeuvre sur le plan pratique. Son utilisation répandue en pétrologie expérimentale le confirme. Cependant elle présente également quelques inconvénients. D'une part, la gamme de f_{O2} disponible est discontinue (Fig. 68 et 69). En d'autres termes, pour une T et une P données, un tampon donné ne donnera accès qu'à une seule valeur f_{O2}. La gamme des réactions tampons utilisables étant réduite, il n'est pas possible de balayer de façon continue l'espace T-f_{O2}.

D'autre part, lorsque l'on soude la capsule celle-ci possède une f_{O2} qui est celle de l'atmosphère ambiante (f_{O2} = 0,204 atm.) c'est-à-dire une atmosphère extrêmement oxydante. La première tâche du tampon va donc être de consommer l'excès d'oxygène présent. Ce faisant une quantité parfois non négligeable d'un des constituants (fayalite dans le cas de QFM) peut être détruite bien avant que les conditions P-T voulues soient atteintes (à peu près 18 mg de fayalite pour 80 mg initiaux avec 20 mg de quartz et 20 mg de magnétite à T°C = 750, P = 4,5 kbars).

Un autre problème important est celui de la perméabilité à l'hydrogène des capsules en Au. En effet, on sait que plus les conditions P-T deviennent sévères, plus la perméabilité augmente, c'est à dire qu'une quantité plus ou moins importante d'hydrogène sera également perdue à travers la capsule en Au (si un gradient en H_2 existe). Pour un tampon donné, cette quantité va dépendre de l'état d'oxydation régnant dans la bombe et des volumes respectifs

bombe-capsule. Plus le milieu de la bombe sera oxydant, plus le gradient en fH_2 sera fort (pour un tampon relativement réducteur) et plus la perte en H_2 de la capsule en Au sera forte. L'état d'oxydation est fonction principalement de l'alliage dans lequel est fait la bombe. Pour les autoclaves du type René 41, l'alliage est à dominante de Ni. Dans ce cas et sous une pression de confinement imposée par l'eau, l'autoclave aura une fO_2 tamponnée par l'équilibre Ni-NiO. Dans ces conditions, il semble que la perte d'hydrogène à travers la capsule en Au, bien qu'effective, soit peu importante. L'implication immédiate est qu'il est possible d'effectuer des expériences d'assez longue durée en conservant l'équilibre (e.g. Duthrow et Holdaway, 1989, tamponne à QFM pendant une durée supérieure à 1 mois). Par contre, l'ACI utilisé dans ce travail utilise l'Ar comme moyen de pression. La fO_2 intrinsèque de l'ACI a été évaluée en faisant une expérience avec comme charges, plusieurs réactions tampons (Co-CoO, QFM, Ni-NiO, MnO-Mn_3O_4, HM). Les résultats montrent qu'à 4.5 kbars, la fO_2 se situe entre les courbes tampons de MnO-Mn_3O_4 et celle de Ni-NiO (le Co, la fayalite et le Ni sont oxydés alors que Mn_3O_4 et l'hématite sont réduits-Fig. 68). C'est-à-dire que, à conditions P-T égales, la perte d'hydrogène à travers les parois de la capsule en Au sera plus importante dans l'ACI que dans une autoclave du type René 41. Ceci est d'ailleurs confirmé par le fait que, dans aucune de nos expériences initiales utilisant QFM comme tampon, nous n'avons pu conserver la trilogie intacte (seuls le quartz et la magnétite subsistaient) et ce, quelle que soit la durée (1 semaine à 15 jours), l'épaisseur des capsules (0,4 ou 0,8 mm) et la quantité initiale de fayalite (de 80 à 160 mg).

Enfin, la rapidité avec laquelle l'équilibre rédox est atteint diffère suivant que la réaction correspond à un transfert combiné de masse et d'O_2 (cas de QFM, pour lequel Fe, Si et O_2 sont transférés) ou simplement à un transfert d'O_2 (cas de Ni-NiO et de Co-CoO). Pour le premier type, l'équilibre peut être très lent à s'établir, alors que pour le second type il est presque immédiat (Myers et Gunter, 1979). Par exemple, à 1000°C et à pression ambiante, le temps d'équilibrage est de quelques minutes pour Ni-NiO et Co-CoO, alors qu'il est de plusieurs heures pour un tampon du type WM (Myers et Gunter, 1979). La lenteur de certaines réactions à s'établir (QFM, WM, C-CH_4), combinée avec la perte d'H_2 vers l'autoclave font que, sous certaines conditions, un état stationnaire est atteint, état pendant lequel la fO_2 imposée peut être de 1/3 inférieure (ou supérieure suivant le cas) à la valeur d'équilibre (Chou et Cygan, 1989). Cet état stationnaire se développe préférentiellement lorsque H_2O est utilisé comme moyen de pression de confinement. Il en ressort que le fait de retrouver à la fin de l'expérience les parties réduites et oxydées de l'équilibre rédox, ne signifie pas forcément que l'on ait imposé une fO_2 correspondant à celle de l'équilibre (on notera au passage que les expériences sur la stabilité de la staurotide de Duthrow et Holdaway 1989, ont été réalisées dans des conditions telles que seul un état stationnaire en fO_2 a probablement été atteint).

En définitive, si l'utilisation de la technique de la double capsule semble justifiée pour des conditions P-T hydrothermales (T°C<600, Pt<2kbars), elle semble par contre inadéquate

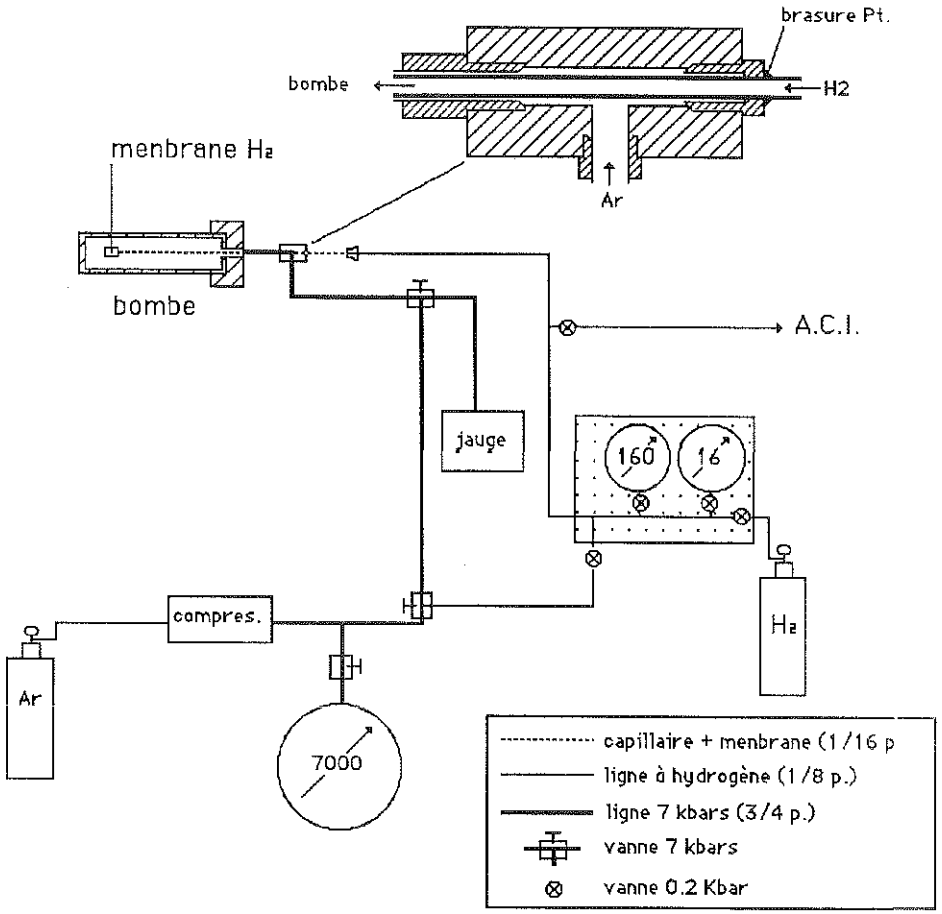
lorsque l'on travaille dans des conditions plus sévères. Sur un plan plus général, les tampons du type QFM, très fréquemment utilisés, s'avèrent être, et ce quelles que soient les conditions d'utilisation, une source de problèmes. Dans le cas précis de QFM, il existe une alternative qui est l'utilisation de l'équilibre Co-CoO. Par contre, pour le tampon WM par exemple, il n'existe pas d'autre équilibre dont la f_{O2} soit proche de celle de WM. Dans ces conditions la seule solution est l'utilisation d'une membrane de type Shaw (Shaw, 1963).

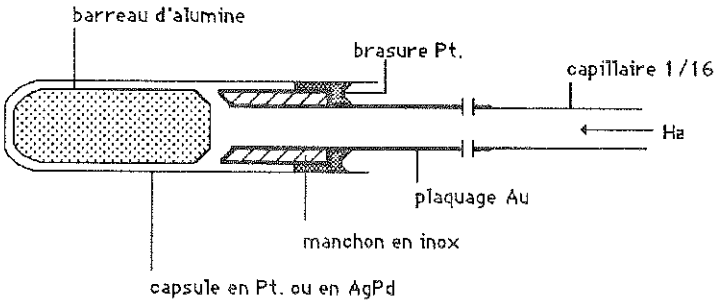
b.2.) la membrane de Shaw (Shaw, 1963).

Bien que présentant des avantages considérables par rapport à la technique précédente, la membrane de Shaw est relativement peu utilisée. Ceci est principalement du à ce que sa conception est beaucoup moins simple que celle d'une double capsule. De même l'équipement qui l'accompagne (moyen de lecture, etc...) est plus lourd à mettre en oeuvre. Malgré cela, par rapport à la double capsule, le point fort de cette technique est la possibilité d'une lecture (ou d'un contrôle) en continu de la f_{H2} régnant dans l'autoclave (ou dans la capsule suivant la configuration retenue). Comme pour les doubles capsules, le principe de base est la perméabilité à l'H_2 du Pt ou de l'AgPd.

Le schéma du montage est représenté sur la Fig. 70. La membrane propement dite est reliée au moyen d'un capillaire fin (1/16 de pouce de diamètre) à une ligne à hydrogène.(1/8 p.) Celle-ci comporte comme éléments essentiels, un réservoir à hydrogène (bonbonne d'un volume de 20 litres pouvant délivrer une pression aval en H_2 de 100 bars) et un tableau de commande sur lequel sont installés deux manomètres (un manomètre de 16 bars, un de 160 bars, tous deux de classe 0,5), chacun étant utilisé suivant la pression de H_2 régnant dans la ligne. L'ensemble de cette ligne est également relié à la ligne normale (7 kbars; 3/4 p.). Ceci permet de pomper de l'hydrogène soit dans l'autoclave soit dans la membrane. Le raccord capillaire-ligne 7 kbars est détaillé en Fig 70b. A ce niveau, l'étanchéité est assurée par une brasure à l'Ag.

Le détail de la membrane est donné en Fig. 70c. La membrane est construite à partir les différents éléments suivants. Un capillaire 1/16 doré (épaisseur 20 um) sur toute la longueur soumise à une température supérieure à 300°C (ceci afin d'éviter la diffusion de l'H_2 en dehors du point chaud de l'autoclave). A l'extrémité du capillaire est soudé un manchon en inox, dont le diamètre externe est égal à celui de la membrane. Celle-ci est constituée d'un tube en platine (0,4 mm d'épaisseur-2,5 mm de diamètre) dont l'une des extrémités a été soudée à l'arc. Dans la capsule est introduit un barreau d'alumine (diamètre externe de 2,5 mm) ou encore des grains de quartz arrondis, dont le rôle est de servir de support mécanique à la capsule lorsque celle-ci est mise sous pression. Enfin, l'ensemble de la membrane (capsule + barreau) est brasé sur le manchon en inox (on notera que le rôle de la dorure est également de faciliter la brasure).





Détail de la menbrane à hydrogène

Fig. 70: (a) schéma de la ligne à hydrogène installée pour ce travail. (b) détail de la vanne assurant la liaison entre la ligne 7 kbar et la ligne à hydrogène. (c) détail d'une menbrane.

b.2.1) fonctionnement de la membrane.

Les données relatives au fonctionnement des membranes sont peu abondantes dans la littérature. Deux articles lui sont consacrés. Il s'agit de Hewitt (1979) et de Gunter et al (1979). Le premier est le seul dans lequel des données de temps d'équilibration et de durée de vie d'une membrane sont fournies. En effet, lors de la conception d'une membrane il est important de contrôler l'absence totale de fuite ou, en d'autres termes, que l'équilibrage de la f_{H2} se fait uniquement par un processus de diffusion. Pour cela, la méthode la plus simple consiste à établir des diagrammes f_{H2}-durée de l'expérience (Fig. 71).

Dans ce genre de diagramme, la courbe obtenue présente trois parties principales. La première, qui correspond au début de l'expérience, présente une allure en forme de cloche qui caractérise le processus de diffusion membrane-bombe. L'aplatissement progressif de cette partie de la courbe au cours du temps est due à la diminution progressive du gradient en f_{H2} (et donc à une vitesse de diffusion de plus en plus lente) existant entre les deux milieux. L'équilibre entre les deux milieux est réalisé dans toute la zone plate de la courbe (deuxième partie). La troisième partie, en général rectiligne, correspond au phénomène de perte, par diffusion également, de l'H_2 vers les parois de la bombe. C'est à cause de cette perte qu'il faut, et ce notamment pour les expériences de longue durée, recharger de temps à autre la membrane en H_2. En toute rigueur, ceci montre que l'équilibre réel (en terme de f_{H2}) n'est jamais atteint mais le plus souvent encadré.

L'importance de cette perte par diffusion peut se visualiser également lors de la montée en température de l'autoclave (Fig. 72). En effet, dès que l'on atteint le seuil de température de 300°C, seuil au delà duquel la diffusion de l'hydrogène est considérée comme effective (cf. Chou, 1987), on observe un aplatisement très net de la courbe P-T. Cet aplatissement n'est pas uniquement du au comportement non idéal de l'H_2 (cf. Presnall, 1969, pour les relations PVT de l'H_2), mais également à la perte par diffusion de l'H_2 vers les parois de l'autoclave.

Avant d'intégrer une membrane à l'ACI, nous avons donc effectué plusieurs tests dans un autoclave à chauffage externe de faible volume (4 cc). Les courbes obtenues sont reportées sur la Fig. 73. Plusieurs remarques peuvent être faites. Dans le cas d'un transfert d'H_2 de l'autoclave vers la membrane (courbes 1, 2 et 4), l'allure des courbes obtenues est similaire à celles présentées par Hewitt (1979) sauf évidemment quand il y a une fuite (Fig.73). Les temps d'équilibrage entre deux milieux avec un très fort gradient de f_{H2} (par exemple 80 bars) sont de l'ordre de 2 jours (Fig. 73 et 74). Ce temps diminue évidemment lorsque le gradient diminue. De la même façon, la largeur du plateau pendant lequel l'équilibre se maintient augmente avec le gradient en f_{H2}. Par contre, dans le cas de la courbe 3 (Fig. 73), qui correspond à un transfert de H_2 de la membrane vers l'autoclave, on observe une courbe très plate. Dans cette expérience le support mécanique de la membrane était constitué par du sable de Fontainebleau. Il s'agissait par ailleurs de la première utilisation de la membrane. Une explication possible de l'allure

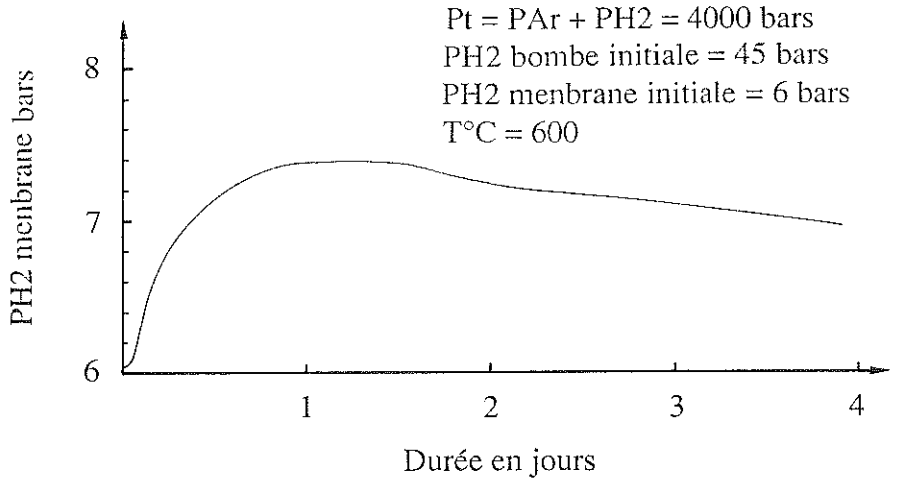


Fig. 71: Courbe typique d'équilibrage en f_{H2} entre la menbrane et l'autoclave.

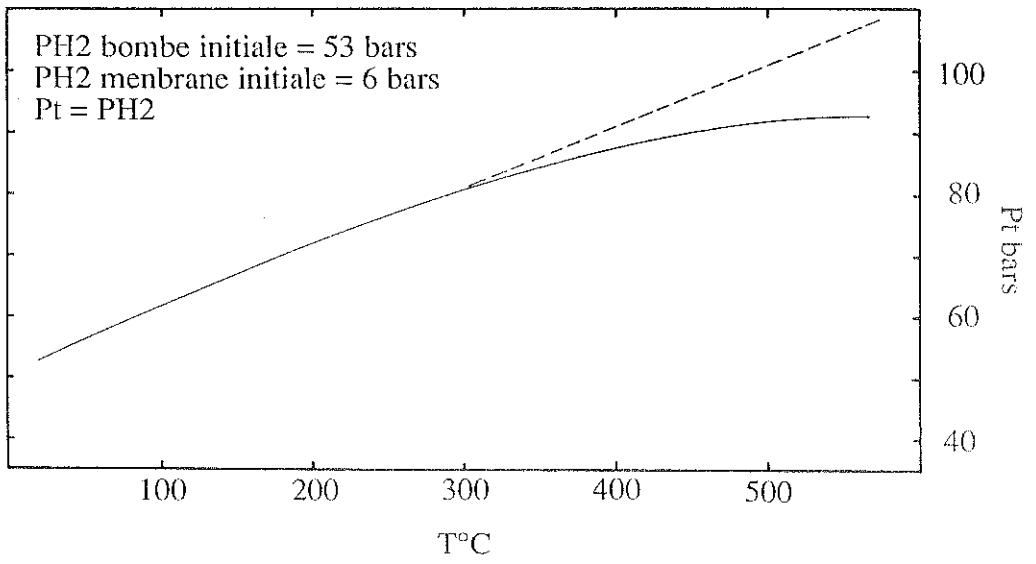


Fig. 72: relation PVT de l'hydrogène dans une autoclave à chauffage externe (alliage René 41). Il s'agit d'une expérience réalisée avec de l'H_2 pur comme moyen de pression. En tiretés est représenté la relation P-T normale de l'H_2 (linéaire dans cette gamme de température d'après les données de Presnall, 1969). En trait plein, la courbe obtenue lors de la montée en température de l'autoclave. On note que l'écart entre les deux courbes se marque nettement dès que la température atteint 300°C. Ceci a été attribué au début de diffusion de l'H_2 dans les parois de l'autoclave. C'est donc un phénomène extrêmement rapide (et important) puisque la montée en température se fait en 3 heures (de 25°C à 600°C).

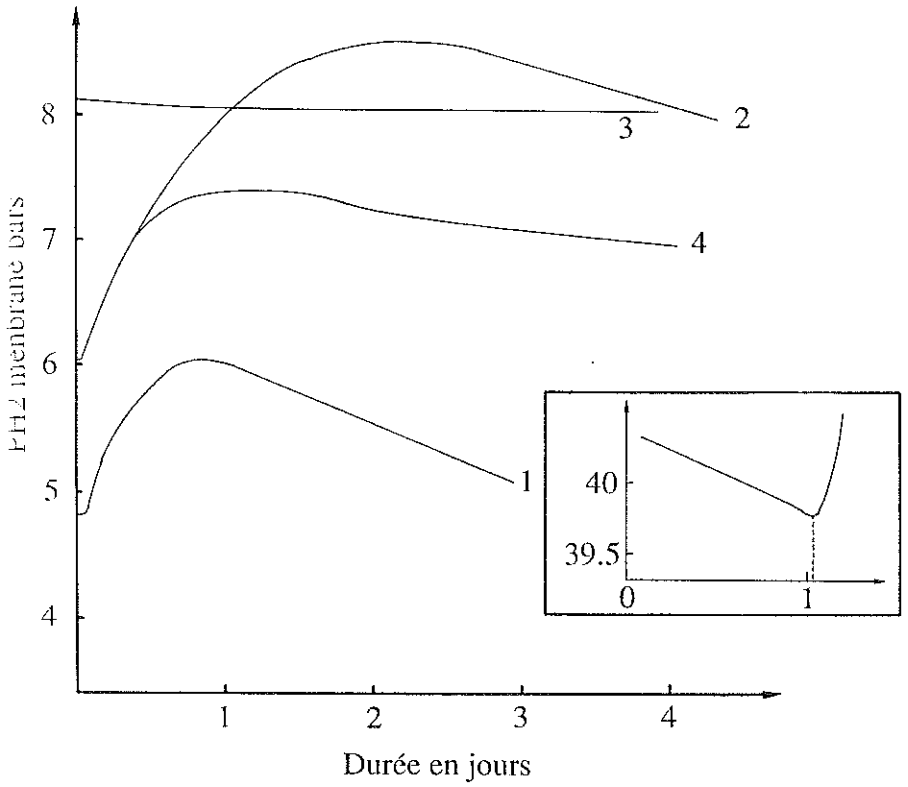


Fig. 73: Courbes de diffusion obtenues sur une autoclave à joint froid de faible volume (4 cc). Pour les courbes (1), (2) et (4), les trois parties décrites dans le texte se distingue nettement. En médaillon est représenté un exemple de fuite (bombe vers menbrane). Toutes les expériences ont été réalisées à T = 600°C. Les conditions expérimentales sont;

(1) Pt = P_{Ar} + P_{H2} = 1450 bars , P_{H2} bombe initiale = 40 bars.

(2) Pt = P_{H2} = 93 bars; il s'agit de la suite de l'expérience présentée en Fig. 67.

(3) Pt = PAr + PH2 = 4000 bars, P_{H2} bombe initiale = 45 bars

(4) Pt = PAr = 4000 bars.

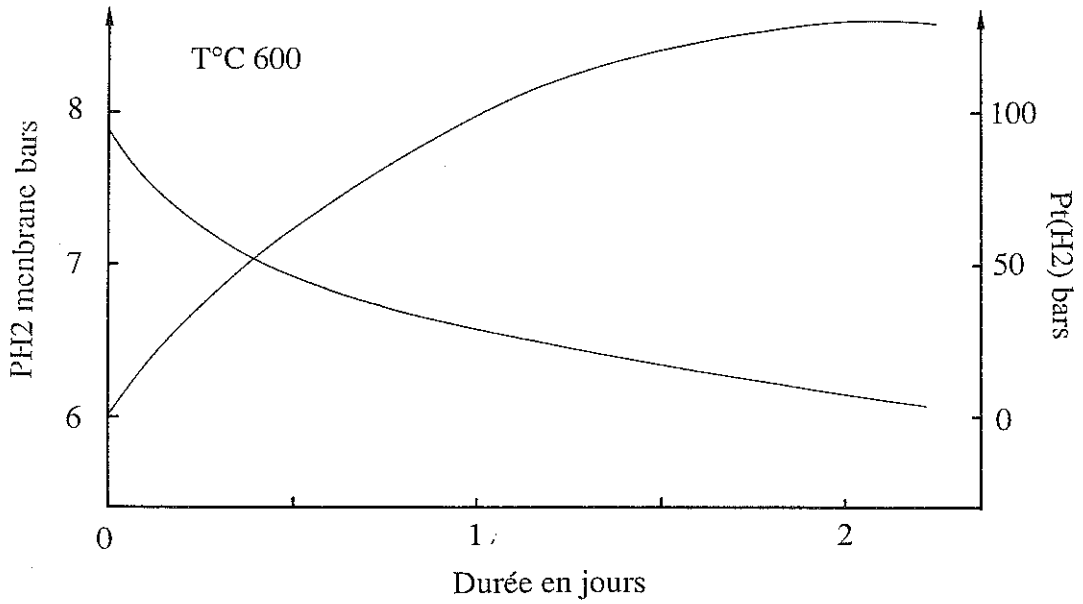


Fig. 74: Exemple d'équilibration menbrane-autoclave (transfert H_2 de l'autoclave vers la menbrane). Pt = P_{H2}. Une fois l'équilibre atteint (droite en tireté), l'autoclave a été regonflée à 160 bars en Pt, avec de l'Ar, pour s'assurer que le phénomène observé correspondait bien à de la diffusion.

horizontale est une désorption de l'H_2 dissout dans le quartz qui limite, au moins initialement, la perte en H_2. Il peut également s'agir d'un effet de cinétique, du à une vitesse de diffusion moins élevée dans l'agglomérat de quartz sous pression que dans un barreau d'alumine (expériences 1 et 2). Cette deuxième explication est cependant moins probable dans la mesure où, pour l'expérience 4, nous avons utilisé la même membrane avec un transfert de H_2 bombe vers membrane, sans que ce phénomène se reproduise.

Par rapport à Hewitt (1979) la perte par diffusion est plus rapide dans nos bombes (0,46 bar/jour contre 0,12 bar/jour), même si elle tend à diminuer après plusieurs expériences (à l'exception de la courbe 3, la pente de la partie de la courbe correspondant à la perte par diffusion diminue entre les expériences 1 et 4) . Il y a deux raisons principales à cela. D'une part, la nature de l'alliage n'est peut être pas la même et peut influencer sur les vitesses de diffusion. D'autre part, du fait d'une utilisation plus intense, les autoclaves utilisés par Hewitt sont probablement plus proches de la saturation en H_2 que ne l'est celui utilisé dans ce travail.

b.2.2) dangers de l'utilisation de l'hydrogène.

Nous avons vu que, dans le cas de la technique de la double capsule, le problème majeur est la perméabilité de l'Au à l'H_2. Par ailleurs, les temps d'équilibrage nécessaires entre une membrane et la bombe sont en général supérieurs à deux jours. Pour minimiser cela, des mélanges Ar-H_2 ou Ar-CH_4 sont parfois utilisés pour créer une atmosphère dont la f_{H2} est relativement élevée, ou en tous cas proche de celle désirée dans les conditions de l'expérience.

Dans le cas du mélange Ar-CH_4, Popp et al (1984) ont déterminé les quantités initiales de CH_4 (à 25°C) à introduire dans l'autoclave de façon à imposer une f_{H2} proche de celle d'un tampon donné (la f_{H2} dans l'autoclave étant imposé par la réaction $CH_4 = 2H_2 + C$). Dans le cas du mélange Ar-H_2, la f_{H2} atteinte (pour une f_{H2} initiale à 25°C) dépend uniquement des relations PVT de l'H_2 (en admettant un mélange Ar-H_2 idéal). Ces relations ne sont connues que pour des gammes de pression-température limitées (0-600°C et jusqu'à 1800 bars, Presnall 1969 et O-1000°C jusqu'à 3000 bars, Shaw et Wones, 1964).

Une utilisation intensive de mélanges Ar-H_2 ou Ar-CH_4 peut avoir des conséquences dramatiques (explosion de l'autoclave), dans la mesure où l'hydrogène est connu pour fragiliser les alliages spéciaux dans lesquels sont usinés les autoclaves (cf. Seward et Kishima, 1987). En effet, les travaux en métallurgie ont clairement établi que, en présence d'H_2, les risques de rupture différée des alliages sont considérablement augmentés (pour ne pas dire inévitables), surtout dans le cas d'alliage possèdant de grandes propriétés mécaniques (type martensitique). Avant d'appliquer cette technique, il est donc extrêmement important de connaître l'alliage de l'autoclave et le traitement thermique qu'il a subi. Pour bien comprendre ce phénomène, il est utile de rappeler les deux grands types d'alliages utilisés en métallurgie.

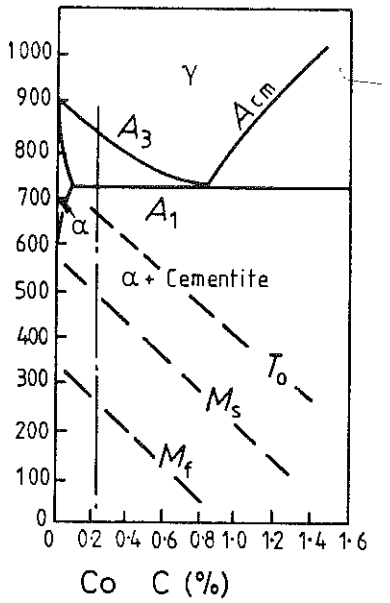


Fig. 75: Diagramme de phase Fe-C-Co (in Porter et Easterling, 1981). L'effet de l'adjonction du Co dans l'alliage Fe-C (pour une teneur donnée en C) sur les températures Ms et Mf est indiqué

Fondamentalement un acier est un alliage de Fe et de C. Le diagramme de phase du système Fe-C à 1 atmosphère est présenté en Fig.75 (Fig. 5.46 p 318 in Porter et Easterling, 1981). Pour une composition donnée, si la vitesse de refroidissement est lente, les phases qui apparaitront seront en accord avec le diagramme de phases. C'est à dire que, à température décroissante, le système s'équilibre par diffusion intracristalline. Dans le cas présent, la phase austénite (γ, cubique à faces centrées) se décomposera en ferrite (α) et en cémentite (Fe_3C). Par contre, si le refroidissemnent est rapide, cette transformation eutectoïde n'a pas le temps de se produire et l'on assiste à l'apparition d'une phase dite martensite dont la seule différence par rapport à la phase austénite est le système cristallin (quadratique centré). Dans ces conditions, la transformation se fait sans diffusion (diffusionless transformation) et correspond à un mécanisme de cisaillement du réseau initial. En d'autres termes, "la vitesse de refroidissement est assez rapide pour que les atomes de carbone en solution solide avec le Fe dans la phase austénite restent en solution dans la phase α-Fe. Les aciers martensitiques sont donc des solutions solides super-saturées en C dans la phase α-Fe" (Porter et Easterling, 1981, p. 382). La température d'apparition de la phase martensite, Ms (martensite start), ainsi que celle de la fin de la transformation, Mf (martensite finish), dépendent fortement de la composition de l'alliage. Le carbone, par exemple, diminue considérablement la température de Ms (-450°C en % poids). L'adjonction d'autres éléments tels le Ni, le Cr abaissent également (-20°C en % poids) la Ms, alors que le Co l'augmente.(+10°C en % poids) Le tableau 14 donne la composition moyenne des alliages des ACI utilisés par Holloway (1971) ainsi que par la plupart des auteurs anglo-saxons (SAE 4340) , celle de l'ACI utilisée à Nancy (Carpenter Custom 455) ainsi que celle dénomée René 41 (qui est un alliage à base de Ni, et n'est donc pas un acier).

éléments	C	Si	Mn	Ni	Cr	Mo	V	Cu	Ti
SAE 43-40	0.35	0.75	0.95	1.85	0.80	0.35	0.20	-	-
Carp. Cust.Body	0.18	0.15	0.69	5.02	0.60	0.48	0.09	0.11	-
Carp. Cust. Liner	0.005	0.06	0.08	8.39	11.54	0.05	-	2.06	1.24
René 41	-	-	-	55	19	10	-	-	3.1

Tab.14: composition des alliages (en % poids) de différents types d'autoclave à chauffage interne.SAE 4340 correspond à la composition des ACI utilisés par Holloway (1971). Les deux autres compositions sont celles de l'ACI utilisé dans ce travail (body pour corps et liner pour l'âme). L'alliage René 41 est celui dans lequel toutes les autoclaves à chauffage externe du CRPG sont usinées (il contient également 11 % de Co et 1.5 % d'Al)

La richesse en Ni et en Cr (notamment pour le liner) fait que l'ACI possède des caractéristiques mécaniques nettement meilleures que l'alliage SAE 4340. En plus de ces différences de composition importantes, l'ACI se distingue également par une structure

martensitique acquise par effet de trempe (blocage à 450°C pendant 4 heures, en partant de 950°C).

En métallurgie les alliages martensitiques sont intéressants pour leurs propriétés mécaniques élevées, notamment leur dureté. Cependant ils se caractérisent également par leur très grande fragilité. De ce fait, ce sont des alliages qui sont extrêmement plus sensibles à l'hydrogène. En effet, celui-ci, comme dans le cas des métaux précieux, diffuse à travers le métal et va avoir tendance à se localiser dans les défauts du système cristallin. Dans ces conditions, des pressions partielles de H_2 élevées peuvent être obtenues et créer des microfractures qui peuvent aboutir à la rupture de l'autoclave. Par ailleurs, l'hydrogène se lie avec le C de l'alliage pour former des molécules de CH_4. Celles-ci constituent des poches de gaz, dont les variations de volume dues aux variations de température de l'autoclave engendrent l'apparition de micro-fractures. Il est important de comprendre que ce phénomène se produit dans tous les alliages, qu'ils soient de type austénitique ou martensitique. Cependant, pour une composition donnée, ce sont les structures les plus proches de l'équilibre (austénitiques dans le cas présent) qui sont les moins sensibles à l'hydrogène. En effet, dans les alliages martensitiques, les structures atomiques sont métastables puisque qu'elles correspondent à des compositions de haute température bloquées par un refroidissement rapide à plus basse température. Ceci se traduit par un réseau atomique sous très haute contrainte (highly stressed) dans lequel les risques de rupture dus aux variations de volume de l'hydrogène occlus (trapped) sont infiniment plus grands que dans un alliage stable.

Ainsi dans notre cas, il ne nous a pas été possible d'utiliser l'ACI avec des mélanges Ar-H_2. De la même façon, en raison du différentiel en f_{H2} existant entre celle de l'ACI et celle désirée pour les expériences, une utilisation prolongée de la membrane nous était interdite. C'est pour cette raison que les expériences n'ont pu être réalisées complètement. Il est important de souligner que nous avons découvert ce problème une fois que les essais, infructueux, de contrôle de la f_{O2} par la méthode de la double capsule aient été effectués.

D'une façon générale, on peut déplorer le manque de données expérimentales concernant les effets de l'H_2 sur les alliages des autoclaves utilisés en pétrologie expérimentale. Il semble cependant que, parmi les alliages utilisés dans la conception des ACI, le SAE 4340 soit le plus sûr. En effet aucun des travaux expérimentaux réalisé avec ce type d'alliage ne fait état de problèmes particuliers (en tous cas pour ceux disponibles dans la littérature).

b.3) la technique des sensors.

Cette technique originale a initialement été développée par Frantz et Eugster (1973) dans le but de contrôler la f_{HCl}, qui peut être un constituant important intervenant dans les équilibres métamorphiques solides-fluides (ceux-ci contenant souvent une proportion

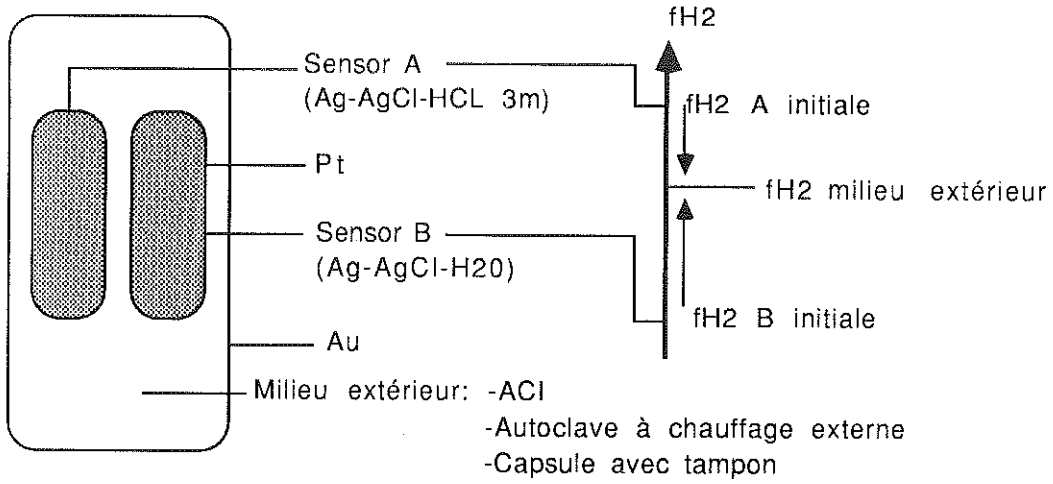


Fig. 76: Schéma de principe expliquant la technique des sensors (d'après Chou, 1987).

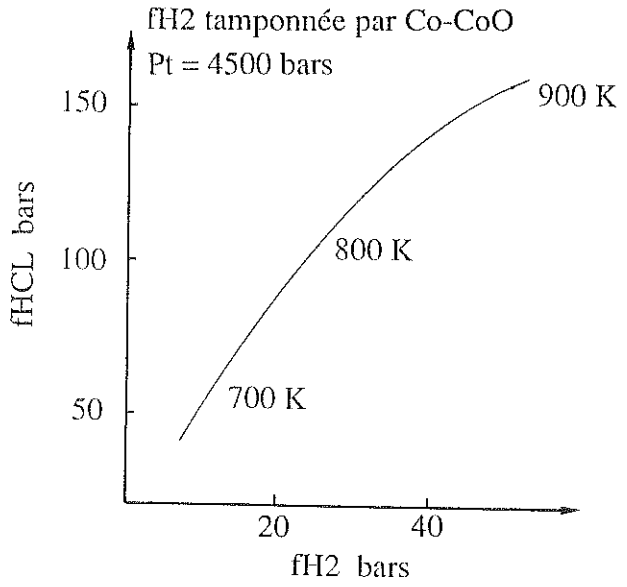


Fig. 77: Courbe montrant les f_{HCL} pour une f_{H2} tamponnée par l'équilibre Co-CoO.

importante de Cl^-). Par la suite elle a été reprise par Chou et Eugster (1976) comme moyen de lecture (sensor) de la f_{H2}. Le principe est le suivant: dans une capsule en Pt sont introduit les constituants Ag, AgCl, H_2O et/ou HCl. La capsule est scellée et placée dans le milieu dont on désire connaître la f_{H2} (Fig. 76 et 77). A l'intérieur de la capsule en Pt, l'équilibre suivant s'établit:

$$Ag(s) + HCl(g) = AgCl(s \text{ ou } l) + 1/2\, H_2(g) \qquad (1)$$

la constante d'équilibre de cette réaction est:

$$K = \frac{a_{AgCl} \cdot (a_{H2})^{1/2}}{a_{HCl} \cdot a_{Ag}} \qquad (2)$$

en admettant que les phases solides sont des phases pures et en prenant comme état standard l'activité de la phase pure aux conditions P et T considérées il vient que:

$$a_{AgCl} = 1 \quad \text{et} \quad a_{Ag} = 1$$

d'où la simplification suivante:

$$K = (a_{H2})^{1/2}/a_{HCl} \qquad (3)$$

en prenant comme état standard la phase pure à P et T on a:

$$K_{(P,T)} = (f_{H2(P,T)})^{1/2}/f_{HCl(P,T)} \qquad \text{ou encore,} \qquad (4)$$

$$f_{H2(P,T)}{}^{1/2} = K_{(P,T)} \cdot f_{HCl(P,T)} \qquad (5)$$

or $f_{HCl} = f^\circ_{HCl} \cdot \gamma_{HCl} \cdot X_{HCl}$ avec,

γ_{HCl}: coefficient d'activité de HCl

$X_{HCl} = m_{HCl}/m_{H2O}+m_{HCl}+m_{H2}+m_{Cl2}+m_{O2}$

f°_{HCl}: fugacité de l'HCl pur à P et T

$$\text{donc } f_{H2(P,T)}{}^{1/2} = K_{(P,T)} \cdot f^\circ_{HCl} \cdot g_{HCl} \cdot X_{HCl} \qquad (6)$$

$$f_{H2(P,T)}{}^{1/2} = K_{(P,T)} \cdot f^\circ_{HCl} \cdot g_{HCl} \cdot (m_{HCl}/m_{H2O}+m_{HCl}+m_{H2}+m_{Cl2}+m_{O2}) \qquad (7)$$

en tenant compte du fait que m_{Cl2} et m_{O2} sont petits et que $m_{H2O} = 55,5$ on a la relation suivante:

$$f_{H2}(P,T) = (K(P,T) \cdot f^{\circ}_{HCl} \cdot g_{HCl} \cdot (m_{HCl}/55,5+m_{HCl}+m_{H2}))^2 \qquad (8)$$

c'est à dire en extrayant m_{HCl}

$$f_{H2}(P,T) = K^1(P,T, fH2) \cdot m_{HCl}^2 \qquad (9)$$

la constante K^1 est déterminée à l'aide d'un tampon dont la f_{O2} est bien connue. Le plus souvent il s'agit de Ni-NiO. Bien que, en toute rigueur, la constante K1 varie avec le tampon, il est légitime de la considérer comme fixe entre deux tampons différents pour les mêmes conditions P et T, pour autant que l'écart en f_{O2} entre ces deux tampons ne soit pas trop important. Ceci revient à considérer la composition de la phase fluide comme constante. Une fois cette constante déterminée, on peut la réinjecter dans la relation (9) et calculer la f_{H2} du milieu en connaissant m_{HCl}. Si la f_{H2} est fixée par le milieu extérieur, la f_{HCl} est également imposée et donc la concentration de HCl dans la solution.

A haute pression et à haute température HCl est presque totalement présent sous la forme associée (cf. Chou, 1987). Par contre, dans des conditions ambiantes, la molécule HCl se dissocie complètement suivant la réaction suivante:

$$HCl = H^+ + Cl^- \qquad (10)$$

la mesure du pH ou de la teneur en Cl^- de la solution après l'expérience donne donc la concentration HCl (m_{HCl}) existant aux conditions P et T de l'expérience et permet de remonter à la f_{H2} régnant dans le milieu. Les relations reliant m_{HCL} (molalité de HCl) et f_{H2} ont été calibrées expérimentalement pour plusieurs tampons (Ni-NiO, Co-CoO, QFM, HM, C-CH_4) par Frantz et Eugster (1973), Chou et Eugster (1976), Chou et Frantz (1977), Chou (1978, 1987a,b). Actuellement, il n'existe aucune courbe de calibration pour des pressions supérieures à 4 kbars.

Un essai a été effectué en utilisant cette technique afin de déterminer la f_{O2} intrinsèque de l'A.C.I. (pour P=4.5 kbars et T=750°C). Le tampon de référence choisi est le Ni-NiO. Il est placé dans une capsule en Au (ep. 0.8 mm, long. 40mm) avec deux sensors (une capsule Pt (20mm) contenant Ag (20mg), AgCl (20mg), H_2O (25ml), une autre contenant Ag, AgCl, HCl 3M (25ml) de façon à encadrer l'équilibre). En plus de cela, deux sensors sont directement placés dans le porte-échantillons. La valeur de la f_{H2} obtenue varie entre 1 et 4 bar. Le calcul effectué en utilisant les données de Chou (1978) pour la valeur de la constante K^1 extrapolées à 4.5 kbar donne une valeur de 3 bar. La f_{H2} de l'autoclave est donc plus basse que celle imposée

par le tampon Ni-NiO (15.3 bar dans ces conditions). Ces résultats concordent donc avec ceux présentés au & b.1 (Ni oxidé).

3) variation et contrôle de l'activité de l'eau (aH_2O)

Pour éviter que l'activité de l'eau dans un système magmatique ne soit égale à 1 deux approches sont possibles. La première consiste à mettre dans la charge expérimentale une quantité d'eau inférieure à la quantité nécessaire pour atteindre la saturation. La plupart des travaux résumés précédemment utilisent cette technique (e.g. Huang et Wyllie, 1981, London et al., 1988;1989). Une autre approche, plus réaliste, consiste à mettre dans le produit de départ (silicate + H_2O) un corps carbonique dont la décomposition à basse température (T_d< à 300°C) libère du CO_2. Du à sa faible solubilité, celui-ci constitue immédiatement une phase fluide. Dans le cas d'une phase fluide constituée principalement par un mélange H_2O-CO_2-H_2-O_2, les composés les plus fréquemment utilisés sont les suivants (voir Holloway et Reese, 1974):

l'acide oxalique dihydraté	$H_2C_2O_4.2H_2O$	(T_d=101°C)
l'acide oxalique anhydre	$H_2C_2O_4$	(T_d=190°C)
l'oxalate d'argent	AgC_2O_4	(T_d=140°C)

En raison de problèmes stoechiométriques, les deux premiers composés ont actuellement tendance à être délaissés au profit de l'oxalate d'argent (Bohlen et al., 1982). En effet seul ce dernier possède une stoechiométrie assez exacte qui permette de calculer de façon précise la quantité de CO2 qui va être libérée lors de sa décomposition. La réaction qui se produit est:

$$AgC_2O_4 = Ag + 2CO_2$$

Connaissant la quantité d'oxalate d'argent introduite initialement il est facile de calculer la quantité de CO_2 présente dans le système. L'argent libéré peut être considéré comme un constituant inerte vis à vis du liquide silicaté. Si l'on considère que tout le CO_2 va dans la phase fluide, la composition de celle-ci va dépendre du partage de l'H_2O entre liquide et fluide et de la f_{H2} ambiante. Aux faibles f_{H2}, on peut postuler que le fluide est constitué par un mélange CO_2-H_2O. Par contre aux fortes f_{H2}, ce constituant doit être pris en compte dans le mélange.

Dans ce cas, le calcul de l'activité de l'eau dans le liquide silicaté se fait de deux façons complémentaires. D'une part en évaluant les volumes respectifs des constituants de la phase fluide (par un système d'analyse d'images) présents dans les inclusions fluides piégées dans le liquide lors de la trempe (transition liquide-verre). Une fois les volumes estimés et connaissant

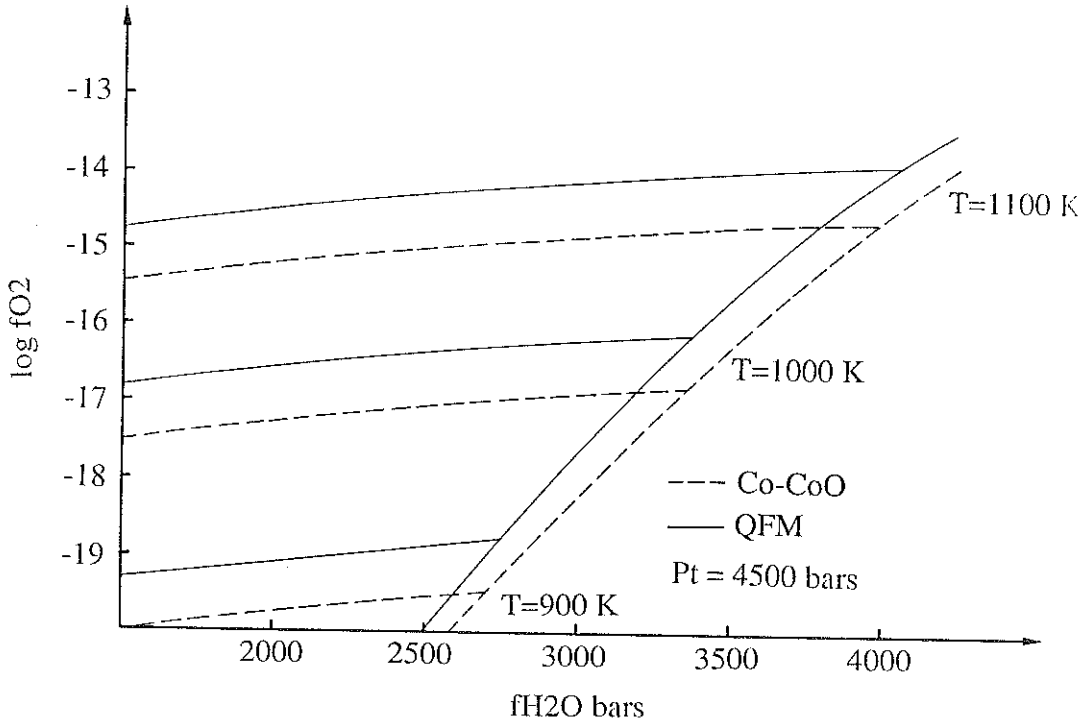


Fig. 78: Effet de a_{CO2} sur la f_{O2} dans la capsule interne visualisé dans un diagramme f_{H2O}-f_{O2}. Les calculs ont été effectués pour trois températures, pour une f_{H2} tamponnée par l'équilibre Co-CoO et pour une f_{H2} tamponnée par l'équilibre QFM. Pour une T°C donnée et un tampon donné on assiste à un baisse progressive de la f_{O2} au fur et à mesure que la f_{H2O} diminue (c'est à dire que la f_{CO2} augmente) Le point de départ de chaque courbe est fixé par les valeurs de la f_{O2} correspondant à celle de l'équilibre dans la capsule externe et par la valeur de la f_{H2O} dans le mélange H_2O-H_2-O_2, très proche de celle de l'H_20 pure. Les deux courbes à forte pente inverse correspondent donc aux valeurs d'équilibre pour différentes températures sans CO_2.

la masse en CO_2, on peut calculer l'activité de l'eau dans la phase fluide par l'application d'équations d'état du type Redlich-Kwong (Kerrick et Jacobs, 1981). A l'équilibre, dans les conditions P et T de l'expérience, on a l'égalité importante suivante:

$$(aH_2O)_{fluide} = (aH_2O)_{liquide\ silicaté}$$

Cette méthode suppose tout d'abord que les inclusions fluides piégées représentent la composition de la phase fluide à l'équilibre avec le liquide silicaté. On sait cependant que des exsolutions de fluide peuvent se produire lors de la trempe. D'autre part, la proportion de constituants silicatés dissous dans la phase fluide peut être non négligeable, surtout aux hautes pressions. D'autres constituants peuvent être également présent comme N_2, qui provient de l'azote atmosphérique piégé dans la capsule au moment de sa fermeture ou encore de l'H_2 si la fH_2 de l'expérience était élevée. Dans ce cas l'utilisation d'équations d'état du type Redlich-Kwong (qui ne prennent en compte que CO_2 et H_2O) n'est plus possible ou peut conduire à des résultats aberrants.

La deuxième méthode utilise une technique de mesure in situ qui est la sonde ionique. On peut ainsi mesurer directement la quantité d'ions H^+ présents dans le verre. Ceci permet d'avoir la teneur en H_2O du liquide silicaté. Connaissant la quantité d'eau on peut, en appliquant le modèle de solubilité de l'H_2O dans les liquides silicatés de Burnham (1974, 1975, 1979), connaître l'activité de l'eau dans le liquide. C'est cette dernière méthode qui a été appliquée par Webster et al. (1987) et London et al. (1988, 1989). Elle pose également des problèmes, en particulier celui du dégazage des verres lorsqu'ils sont soumis au vide régnant dans la machine (voir London et al., 1988) et qui tend à minimiser la teneur en H_2O du magma.

Dans la pratique, une utilisation combinée de ces deux techniques est probablement l'approche la plus raisonnable.

Un dernier aspect important est celui de l'influence de la variation de l'a_{H2O} sur la fO_2 (ou la fH_2) de la capsule contenant la charge. Ce problème a été souligné par Whitney (1972). En effet dans le cas d'une capsule contenant silicate + H_2O, il est clair que, dans la phase fluide, le seul équilibre qui interviendra est celui de la dissociation de l'eau où:

$$H_2O = H_2 + 1/2\ O_2 \qquad \text{avec une constante de dissociation,}$$

$$K_W = f°O_2^{1/2}.\ f°H_2 / f°H_2O \quad \text{(état standart à 1,T)}$$

à l'extérieur de la capsule interne on a également l'équilibre

$$K_W = {f^1O_2}^{1/2}. f^1H_2 / f^1H_2O$$

Dans ce cas précis on a :

$$f^\circ H_2O = f^1H_2O, \quad f^\circ O_2 = f^1O_2 \quad \text{et évidemment} \quad f^\circ H_2 = f^1H_2$$

Par contre, dès que le constituant CO_2 sera présent, l'activité de l'H_2O dans la capsule interne va varier suivant la teneur en CO_2 (mélange H_2O-CO_2). La f_{H2} étant fixée par le tampon externe et K_W étant une constante, la f_{O2} va varier. L'influence sur la f_{O2} peut être relativement importante surtout aux fortes activités de CO_2 où l'on assiste à une diminution de la f_{O2} allant jusqu'à 1 unité log. Le calcul pour trois températures et pour Pt=4,5 kbars est représenté en Fig.78. Les calculs ont été réalisés pour des f_{H2} tamponnées par les assemblages QFM et Co-CoO. Ce dernier paragraphe montre bien que l'on ne tamponne pas la f_{O2} mais seulement la f_{H2}.

E) RESULTATS PRELIMINAIRES

1) produits de départ

Les deux échantillons choisis proviennent l'un du massif de Gangotri l'autre du massif du Manaslu. Le premier (GB4) est un granite à tourmaline-muscovite à grain fin possèdant une fabrique magmatique marquée par la tourmaline et la muscovite. La biotite n'est présente qu'à l'état de traces (environ 1 biotite par lame mince). Les feldspaths sont remarquablement frais et ne présentent que de très légères traces de séricitisation. Le second (DK89) est un granite à biotite-muscovite sans tourmaline, de grain légèrement plus grossier présentant une légère fabrique magmatique. Les biotites sont fraîches. Les feldspaths sont légèrement plus séricitisés que dans GB4.

La composition en éléments majeurs et en éléments volatils des deux échantillons est donnée dans le tableau 15.

La composition des minéraux a été analysée à la microsonde electronique et est donnée dans les tableaux 16 et 17. La teneur en fluor des micas, de la tourmaline et des apatites a été évaluée au moyen d'une courbe de calibration établie à partir des teneurs en fluor connues de deux échantillons (un verre de macusanite et une fluoroapatite). Pour les feldspaths-K, en raison de la présence de perthites, la taille du spot du faisceau d'analyse a été élargi à 20 microns de façon à avoir une composition moyenne représentative de la composition du feldspath avant le solvus.

Tab. 15. Composition en éléments majeurs et en volatils des deux échantillons retenus et des verres obtenus après deux fusions à 1400°C.

	DK89			GB4		
	1	2	3	1	2	3
SiO2	73.04	73.38	0.34	72.94	74.27	0.74
Al_2O_3	15.32	15.40	0.15	15.57	15.1	0.42
Fe_2O_3	0.17	-	-	0.52	-	-
FeO	0.74	0.76	0.07	0.27	0.56	0.07
MnO	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	0.20	0.19	0.02	0.14	0.12	0.03
CaO	0.85	0.83	0.03	0.57	0.48	0.05
K_2O	4.96	4.88	0.06	4.14	4.13	0.14
Na_2O	3.85	3.73	0.07	4.56	4.36	0.18
TiO_2	0.13	0.17	0.13	0.06	0.03	0.03
P_2O_5	0.14	-	-	0.19	-	-
CO_{2t}	0.05	-	-	0.06	-	-
H_2O_t	0.65	-	-	0.64	-	-
F	0.086	-	-	0.11	-	-
O=F	0.04	-	-	0.05	-	-
total	100.15	99.42	0.33	99.73	99.06	0.35
Li ppm	163	-	-	367	-	-
B ppm	14	-	-	890	-	-

1 analyse roche totale par voie humide (M. Vernet - C.R.P.G).
2 analyse microsonde Nancy des verres obtenus après deux fusions à 1400°C et 1 atm.
3 écart type sur les analyses sondes. 6 analyses pour DK89 et 9 pour GB4.

Tab. 16. Composition des biotites et muscovites analysées à la microsonde electronique.

	DK89					GB4		
	Bi - 23	Bi - 25	Mu - 17	Mu - 18	Mu - 24	Mu - 29	Mu - 31	Mu - 34
SiO_2	34.96	35.4	45.37	45.81	46.66	46.31	45.93	46.04
Al_2O_3	19.81	19.58	36.89	35.76	36.01	33.17	33.44	32.44
FeO	22.8	23.8	1.57	1.72	1.77	3.19	3.34	3.55
MnO	0.31	0.28	0.30	0.10	0.00	0.18	0.17	0.25
MgO	4.93	5.08	0.58	0.86	0.73	0.45	0.47	0.41
CaO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.03	0.07	0.45	0.39	0.59	0.36	0.33	0.26
K_2O	9.33	9.27	10.47	10.45	10.11	10.69	10.66	10.31
TiO_2	2.78	2.52	0.00	0.74	0.63	0.75	0.62	0.22
F*	1.17	1.12	n.d.	0.53	0.56	0.91	0.99	1.08
Total	96.12	97.12	95.64	96.37	97.06	96.01	95.95	94.56
F=O	0.49	0.47	-	0.22	0.24	0.38	0.42	0.45
Total	95.63	96.65	95.64	96.15	96.82	95.63	95.53	94.11
Si	5.42	5.45	6.03	6.08	6.13	6.25	6.21	6.31
Al	3.62	3.55	5.78	5.59	5.57	5.27	5.33	5.24
Ti	0.32	0.29	0.00	0.07	0.06	0.08	0.06	0.02
Fe	2.96	3.06	0.17	0.19	0.19	0.36	0.38	0.41
Mn	0.04	0.04	0.03	0.01	0.00	0.08	0.06	0.02
Mg	1.14	1.17	0.11	0.17	0.14	0.08	0.06	0.02
Na	0.01	0.02	0.12	0.1	0.15	0.09	0.09	0.07
K	1.85	1.82	1.78	1.77	1.69	1.84	1.84	1.80
F	0.57	0.55	-	0.22	0.23	0.39	0.42	0.47

les formules structurales sont calculées sur la base de 22 oxygènes.
*le F a été analysé à la microsonde électronique. La valeur affichée correspond à la moyenne effectuée sur une dizaine de points de mesure pour chaque minéral.

Tab. 17. composition des feldspaths analysés à la microsonde électronique.

	DK89					
	Pl - 14	Pl - 15	FK - 28	FK - 29*	FK - 30*	FK - 32
SiO_2	63.81	65.96	64.66	64.01	64.11	64.64
Al_2O_3	22.97	20.95	18.51	18.51	18.43	18.81
CaO	3.48	1.73	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	9.36	10.23	1.05	1.52	1.56	1.38
K_2O	0.31	0.27	15.37	14.32	14.78	14.85
Si	5.63	5.83	5.98	5.98	5.97	5.97
Al	2.39	2.18	2.02	2.04	2.02	2.05
Ca	0.33	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.60	1.75	0.19	0.28	0.28	0.25
K	0.03	0.03	1.81	1.71	1.76	1.75
Or	1.78	1.56	90.60	86.11	86.18	87.63
Ab	81.46	90.02	9.40	13.89	19.86	12.37
An	16.74	8.41	0.00	0.00	0.00	0.00

	GB4					
	Pl - 65	Pl - 73	FK - 33	FK - 35*	FK - 36*	FK - 37*
SiO_2	68.24	67.46	64.44	53.43	62.81	64.42
Al_2O_3	20.02	20.8	18.87	16.05	18.30	18.45
CaO	0.42	1.46	0.00	0.06	0.00	0.00
Na_2O	11.11	10.58	0.81	1.11	0.83	0.95
K_2O	0.39	0.13	15.38	11.61	14.98	14.69
Si	5.95	5.88	5.97	5.95	5.97	6.00
Al	2.06	2.14	2.06	2.11	2.05	2.03
Ca	0.04	0.14	0.16	0.01	0.00	0.00
Na	1.88	1.79	0.15	0.24	0.15	0.17
K	0.04	0.01	1.82	1.65	1.82	1.75
Or	2.21	0.75	95.59	86.98	92.23	91.05
Ab	95.79	92.22	7.41	12.64	7.77	8.95
An	2.00	7.03	0.00	0.38	0.00	0.00

Pl : plagioclase, FK : feldspaths alcalin
* FK analysés avec un spot de 20 microns de diamètre.

2) préparation des verres.

La préparation des verres a été faite comme suit.

- broyage de l'échantillon jusqu'à obtenir une fraction de 100-200µ.

- environ 650 mg sont prélevés et broyés sous acétone dans un mortier en agate de façon à obtenir une fraction de 20µ.

- après évaporation de l'acétone la poudre est mise à l'étuve (400°C) pendant 24 h.

- ensuite, la poudre est mise dans une capsule en Pt (50mm) dont une des extrémités n'est que partiellement soudée (soudure à l'arc),.

- la capsule est placée dans un four horizontal,

- la fusion est faite à une température de 1400°C pendant 3 h.,

- le verre obtenu après cette première fusion est rebroyé finement (20µ) sous acétone,

- une deuxième fusion est réalisée dans les mêmes conditions que précédemment (T°C=1400 pendant 3h.), la capsule étant cette fois-ci scéllée hermétiquement aux deux extrémités,

- le verre obtenu est broyé sous acétone (20µ) et stocké dans un dessicateur. Il constitue le produit de départ.

- enfin, des fragments de verre sont montés sur pastilles en résine pour contrôler la composition globale du verre après fusion (notamment la composition en alcalins) ainsi que son homogénéité, par analyse à la microsonde. Les résultats de ces analyses sont présentés dans le tableau 15.

3) confection des capsules.

La confection des capsules contenant la charge silicatée a été faite comme suit.

- une capsule en AgPd (initialement en Pt.) de 20 mm est soudée à l'arc à une de ses extrémités,

- entre 1 et 5 µl d'H_2O (deux fois distillée) sont injectés à l'aide d'une microseringue,

- l'oxalate d'argent est ensuite versé en fonction du X_{H2O} (= fraction molaire de H_2O dans la phase fluide avant expérience) désiré,

- la charge en silicate est introduite de façon à obtenir un rapport poids. (H_2O + CO_2)/ poids. silicate ne dépassant jamais 0,2,

- la capsule est ensuite soudée à l'arc dans un courant d'azote refroidi (par circulation dans un serpentin plongé dans de l'azote liquide) de façon à éviter l'évaporation des fluides contenus dans la capsule.

La capsule contenant le tampon est faite de la même manière;

- une capsule en Au épais (0.8mm) de 40mm est confectionnée avec une soudure à trois branche à sa base,
- 50 µl d'H_2O (deux fois distillée) sont injectés au fond de la capsule,
- le tampon est ensuite incorporé. Il est généralement constitué par 80 mg de fayalite, 25 mg de quartz et 25 mg de magnétite soigneusement mélangés,
- la capsule en AgPd est finalement intégrée,
- l'ensemble est soudé comme précédemment.

Les deux types de capsules sont pesés avant et après expérience, afin de contrôler d'éventuelles pertes par fuite.

A l'ouverture des capsules Au et AgPd, le sifflement accompagné de l'émission de bulles est caractéristique de la présence d'eau en fin d'expérience. De même, le tampon est passé aux RX pour vérifier la présence de tous les constituants solides.

4) caractérisation des produits.

L'identification des phases obtenues se fait tout d'abord optiquement, en lame mince. Des spectres RX sont également effectués et comparés au spectre du produit de départ (granite broyé). Enfin des analyses de microsonde permettent, quand les phases sont d'assez grande taille, d'obtenir leur composition ainsi que d'analyser le verre.

5) résultats

En tout, trois séries d'expériences ont été effectuées. Dans ces expériences seul le tampon QFM a été utilisé. Comme nous l'avons déjà signalé, dans aucune de ces expériences nous n'avons réussi à conserver le tampon QFM intact. En conséquence, il est probable que la f_{O2} ait changé pendant la durée de la manipulation. Il est impossible de prédire l'amplitude de ces variations dans la mesure ou nous ne savons pas à partir de quel moment la fayalite a été complètement consommée (probablement dans les deux ou trois premiers jours, par analogie avec les expériences réalisées dans le but de déterminer la f_{O2} intrinsèque de l'ACI, expériences dans lesquelles la fayalite avait complètement disparue au bout d'une semaine). En tout état de cause, nous ne pouvons exploiter les résultats obtenus. Ceux-ci ne peuvent servir que comme

indicateur de la procédure à adopter pour les expériences futures (en particulier abandon du tampon QFM et utilisation de la technique de la membrane). Malgré cela il est intéressant de souligner deux faits: (i) d'une part la température liquidus élévée, obtenue en condition de saturation en H2O. Elle est différente pour les deux échantillons: proche de 750°C pour GB4, de 10 à 20°C supérieure à 750°C pour DK89. Ceci traduit les différences compositionelles entre les deux échantillons (plus calcique et ferromagnésien pour DK89); (ii) d'autre part le fait que la muscovite ait été suspectée dans des domaines de sous-saturation en H_2O. Ceci suggère que, contrairement aux idées recues, la cristallisation de la muscovite n'indique pas forcément que le magma ait atteint des conditions de saturation en H_2O. Par ailleurs ceci confirme, en première approximation, les observations pétrographiques concernant l'origine magmatique de la muscovite.

F) CONCLUSION

Le lecteur sera probablement découragé, au vu du peu de résultats obtenus dans cette dernière partie. On retiendra cependant que l'approche développée ici est une de rares qui permette de contraindre l'évolution magmatique de ce genre de granites. Les problèmes soulevés dans la dernière partie de cette thèse (synthèse) montrent que la détermination de aH_2O dans les stades initiaux de l'histoire du magma peut être une contrainte puissante (indispensable) dans l'évaluation des conditions et des mécanismes de fusion partielle à l'origine de ces granites.

SYNTHESE GENERALE

Sur le plan de la déformation quelques éléments nouveaux ont pu être établis. L'étude structurale a en effet montré que la fabrique actuelle, d'origine magmatique, n'était pas forcément représentative de la phase de mise en place des leucogranites. En d'autres termes nous n'avons pas été en mesure d'établir les directions de mise en place de ces corps leucogranitiques. Il en résulte que, si l'on se fonde uniquement sur les relations existant entre la structure actuelle des granites et celle de l'encaissant, on ne peut pas qualifier ces granites de syn-tectoniques. Si la mise en place des leucogranites a été controllée par la cinématique du MCT, ceci implique que les structures précoces ont été complètement effacées par la (ou les) phase (s) de déformation ultérieure (s). Il est important de bien comprendre que ceci a dû se passer alors que le granite était à l'état liquide. Nous avons par ailleurs montré que la structure actuelle du granite a pu être acquise pendant la tectonique gravitaire qui affecte le sommet de la Dalle du Tibet. Sur un plan plus général les résultats obtenus dans ce travail suggèrent que les études portant sur la déformation plastique de haute température (c'est à dire concernant l'état solide), qui affecte nombre de granites, peuvent, dans certains cas, ne rien signifier quand à leurs conditions de mise en place.

Les résultats de l'étude géochimique du granite ont quelques implications intéressantes sur les mécanismes de remontée du magma. En effet, les hétérogénéités en Rb/Sr combinées avec une faible viscosité, suggèrent une remontée par fracture séparée des différentes unités magmatiques qui constituent le massif granitique actuel. Ce mécanisme de remontée par fracture s'oppose radicalement au mécanisme diapirique, souvent invoqué pour la mise place des granites. Comment s'organisent ces fractures dans le contexte himalayen? Il peut s'agir soit de fractures de tension liées au régime compressif associé au MCT soit de fractures d'extension liées au décollement gravitaire de la partie supérieure de la pile chevauchante. L'attitude subverticale des filons de leucogranites dans la partie sommitale de la Dalle du Tibet s'accorde mieux avec la deuxième hypothèse, pour autant que l'on considère ces filons comme représentatifs de ceux ayant alimentés le granite. Bien qu'il soit difficile, sur la base de ces seuls arguments, de trancher définitivement entre ces deux hypothèses nous voyons encore une fois que les arguments de terrain ne vont forcément dans le sens d'une mise en place syntectonique des leucogranites. Il est à noter que ces critères, qui sont pour la plupart issus d'observations réalisées à l'échelle de l'affleurement, sont souvent délaissés au profit de critéres d'échelle supérieure telle la forme en lame des massifs. En effet, celle-ci favorise souvent une intreprétation syntectonique. Or il est clair, au vu de l'étude géochimique menée sur les lentilles de Gangotri, qu'une géométrie lenticulaire peut être essentiellement le résultat du contraste de densité entre liquide et encaissant.

L'hétérogénéité en Rb/Sr est l'argument principal en faveur de l'existence de lentilles "composites", c'est à dire constituées de plusieurs batches de magma accolés les uns aux autres (Deniel et al., 1987). Cette vision est toutefois en contradiction avec les données de terrain receuillies au Grawhal. En effet, suivant ce schéma il est clair que chaque unité magmatique qui se met en place va, comme n'importe quel granite, développer en fin de cristallisation son propre cortège de filons d'aplites et de pegmatites. Dans ces conditions, et si l'on admet la même échelle d'hétérogénéité que celle du Manaslu (de l'ordre de la centaine de mètres), on comprend mal pourquoi les filons d'aplites et de pegmatites sont presque totalement absents à l'intérieur du granite lui même (rappellons que ce genre de relation n'a été vu qu'une seule fois sur l'ensemble du secteur étudié). Ceci est d'autant plus surprenant si l'on considère les temps de mise en place envisagés pour ces leucogranites, de l'ordre de 8 à 10 Ma (Le Fort et al., 1987). Dans ces conditions les premières unités mise en place seront forcément totalement cristallisées lorsque les dernières arriveront. Cette différence (différence car dans le cas du Manaslu, les filons recoupant le granite sont extrêmement nombreux, P. Le Fort, communication orale) peut être attribuée, en première approximation, à un temps de mise en place beaucoup plus court dans le cas du Gangotri qui aurait permis une migration progressive des fluides vers le haut des massifs, alors que toutes les unités étaient encore non cristallisées.

En ce qui concerne le mécanisme d'extraction du liquide de la zone source, nous avons vu que la composition chimique globale du granite implique, dans le cas d'une source pélitique, de faibles taux de fusion. Par comparaison avec les données expérimentales, ces faibles taux de fusion interdisent en principe l'extraction du liquide. Nous avons cependant noté que l'on on ne connaissait pas l'influence de la composante rotationelle de la déformation sur les pourcentages d'extraction. Un autre facteur pouvant faciliter l'extraction serait la faible viscosité du liquide granitique à haute pression. Celle-ci semble nécessaire en tous cas pour expliquer l'absence de restites dans le granite. Il faut toutefois souligner qu'il n'est pas certain que la composante rotationelle de la déformation est été forte sur toute l'épaisseur de la Dalle du Tibet. En effet, dans la partie médiane de la Dalle, la présence de boudins ou encore la faible dissymétrie des structures observées, plaident en faveur d'un régime de déformation dominé par de l'applatissement. De la même façon, les mesures de déformations finies effectuées par Jain et Anand (1988), plus à l'ouest, suggèrent que la déformation par cisaillement simple affecte essentiellement les interfaces de la Dalle du Tibet, c'est à dire ses limites supérieures et inférieures. Or c'est dans la partie médianne à médianne supérieure que les marques de la fusion partielle sont généralement les plus fortes. Enfin, les observations réalisées par Brouand (1989) au Népal central sur les migmatites de la Dalle du Tibet, montrent de nombreux exemples ou le collectage initial des leucosomes est réalisé dans les zones inter-boudins, compatibles avec une déformation de

type non rotationelle. Dans ces conditions, il semble que la faible viscosité ait joué un rôle prépondérant dans l'extraction du liquide.

Il est clair cependant que l'absence de données expérimentales précises concernant les relations fusion-déformation autorise l'élaboration de nombreux modèles dans lesquels le degré de liberté est élevé.

En ce qui concerne les conditions et le mécanisme de fusion partielle, un certain nombres de problèmes subsistent encore. Dans ce travail, nous n'avons que très peu abordé cet aspect de la pétrogenèse des leucogranites, dans la mesure ou, rapellons-le, les traces de migmatisation sont extrêmement rares dans le secteur étudié. Nous ne pouvons donc que raisonner par analogie avec ce qui a été fait dans d'autres secteurs de la chaîne himalayenne, en particulier au Népal Central.

En effet c'est dans cette région, notamment sur les transversales du Manaslu et de l'Everest-Makalu, que les études les plus complètes concernant une partie de ce problème ont été réalisées (Pêcher, 1978; France Lanord, 1987; Brouand, 1989). C'est également à partir des travaux effectués sur la transversale du Manaslu que le modèle de genèse des leucogranites himalayens le plus complet a été élaboré (e.g., Le Fort, 1981; Vidal et al., 1982; Le Fort et al., 1987; France Lanord et al., 1988). Depuis 1985, de nombreux travaux ont plus particulièrement porté sur les estimations des conditions P-T régnant dans la Dalle du Tibet au moment du climax métamorphique par l'application des techniques thermobarométriques (e.g. Brunel et Kienast, 1986;. Le Fort et al., 1986; Hubbard, 1988; Hodges et Silverberg, 1988; Hodges et al., 1988 et 1989). Ces travaux ont permis d'établir les trajets P-T de certaines portions de la Dalle du Tibet, enregistrés lors des événements himalayens. Ces trajets sont de deux types. D'une part il s'agit de trajets correspondants aux variations des conditions P-T que l'on peut observer lorsque l'on se déplace à l'intérieur d'une unité (par exemple en remontant structuralement la Dalle du Tibet) ou entre deux unités. Le meilleur exemple de ce premier type est le travail de Pêcher (1978) sur le Moyen Pays Népalais et sur la Dalle du Tibet. C'est ce genre d'approche qui a permis de caractériser le métamorphisme inverse qui affecte le Moyen Pays. D'autre part, il s'agit des trajets concernant l'évolution suivit par un échantillon au sein d'une unité. C'est cette dernière méthode qui a permis de mettre en évidence la phase d'enfouissement tardive de la partie supérieure de la Dalle du Tibet (Hodges et Silverberg, 1988).

Quelque soit le type de trajet établi, il ressort que, sur l'ensemble de l'arc himalayen (en tenant compte des récents travaux de Stäubli, 1989 et de Pognante et Lombardo, 1989, dans la région du Zanskar) les maximums thermiques atteints sur les coupes actuelles, sont relativement homogènes tout au long de la chaîne et dépassent rarement les 700°C (cf. Pêcher, 1989; Hodges et al.,1989). Par contre, les pressions calculées sont plus dispersées, oscillant entre 5 et 9 kbars, traduisant en partie le fait que les échantillons utilisés ne proviennent pas tous du même niveau structural dans la Dalle du Tibet.

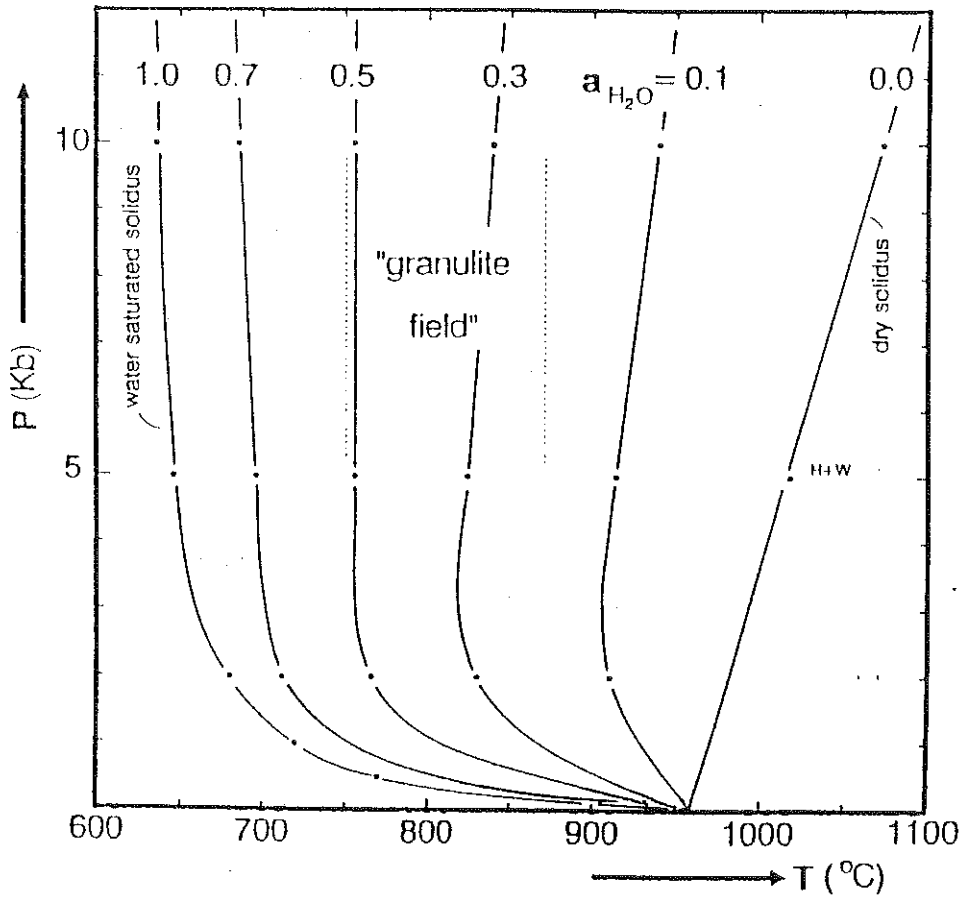


Fig. 79: Effet de l'adjonction du CO_2 sur la température du solidus du sytème haplogranitique (d'après Johannes et Holtz, 1990).

Les faibles températures obtenues interdisent en principe la fusion partielle de la Dalle du Tibet en condition sèche (sans phase fluide présente). C'est pour cette raison que Le Fort (1975, 1981) propose comme mécanisme de base du déclenchement de la fusion partielle, l'arrivée de fluides exotiques, provenant de la déshydratation des formations sous-jacentes (le Moyen Pays). L'effet essentiel de ces fluides serait l'abaissement des températures de fusion. Cependant il est important de noter que ces fluides sont constitués, en première approximation, par du CO_2 et de l'H_2O. Dans ces conditions il n'est pas possible d'utiliser les solidus saturés en H_2O du système haplogranitique pour caler les températures du début de la fusion. En effet, l'adjonction du CO_2 dans ce système a pour principal effet de diminuer l'activité de l'H_2O (égale à 1 dans le cas saturé). Cette diminution de a_{H2O} se traduit par une augmentation des températures de fusion (c'est à dire par un déplacement de la courbe solidus vers les hautes températures). L'importance de ce déplacement dépend évidemment de la quantité de CO_2 présente dans la phase fluide. Ceci a récemment été déterminé expérimentalement par Johannes et Holtz (1990). Les résultats obtenus par ces auteurs sont présentés en Fig. 79. On voit que pour des activités en H_2O inférieures à 0.5, la pente du solidus est presque verticale. Pour pouvoir utiliser ces données dans le contexte himalayen il nous faut connaître la composition de la phase fluide. On sait que, dans le Moyen Pays népalais, la quantité de CO_2 augmente avec le degré de métamorphisme, atteignant des valeurs de 95 mole% dans les zones proches du MCT (Pêcher, 1978). Dans la Dalle du Tibet, les études portant sur la composition de la phase fluide sont moins abondantes, mais montrent que la proportion de CO_2 tourne autour de 40-50 mole %. L'a_{H2O} peut se calculer en utilisant les abaques établis par Kerrick et Jacobs (1981). Pour T=700°C et P=7 kbars et X_{CO2}=0.5 on trouve a_{H2O}=0.63 (en toute rigueur cette valeur de a_{H2O} est une valeur limite dans la mesure ou le fluide comporte également d'autres espèces dissoutes, notamment de la silice, en témoignent les abondants exsudats de quartz présents dans la zone du MCT, considérés comme des marqueurs fossiles de la circulation des fluides; si le transport de la silice se fait par la voie de complexes H_4SiO_4, ceci peut contribuer également à abaisser aH_2O). Si ces fluides sont représentatifs de ceux ayant engendrés la fusion partielle, nous voyons que des températures d'environ 750°C (supérieures d'environ 50°C aux valeurs maximales envisagées pour la Dalle) sont nécessaires. Par ailleurs il est clair que l'augmentation des températures solidus diminue d'autant les possibilités de surchauffement (overheating) du liquide formé et, par voie de conséquence, son aptitude à remonter à travers la pile sus-jacente. Ceci pose le problème du contrôle de l'a_{H2O} dans les zones anatectiques de la Dalle du Tibet, l'infiltration des fluides induisant la fusion n'étant pas la seule hypothèse possible (contrôle interne de a_{H2O}, cf. Pichavant et al., 1988b).

Les considérations précédentes sont évidemment fortement dépendantes des estimations thermobarométriques retenues (700°C et 7 kbars) qui gagneraient à être

précisées. En particulier, la position du solidus granitique saturé en H_2O ne peut pas être systématiquement utilisé comme indicateur thermobarométrique surtout dans des conditions de fusion sous-saturée en H_2O.

Un dernier problème qu'il convient d'aborder est celui de la diversité des produits de la fusion partielle de la Dalle du Tibet au Népal central, mis en évidence par Brouand (1989). En effet ce dernier a clairement démontré qu'il existe deux grands types de leucosomes: Il s'agit d'une part de leucosomes de nature tonalitique (quartz-plagioclase) essentiellement localisé à la base de la Dalle du Tibet et, d'autre part, de leucosomes à quartz-feldspath potassique-plagioclase, plus abondant au sommet de la Dalle. Si ces deux types de leucosomes sont d'âge himalayens, cela pose un problème. En effet, il est clair que nous avons des produits de fusion partielle hétérogènes. Pour reconcilier cela avec l'homogénéité en éléments majeurs des granites du Haut Himalaya il faut faire intervenir un mécanisme de mélange entre la zone source et le niveau de mise en place de ces massifs. Ce mécanisme de mélange doit être vigoureux au vu de l'échelle d'hétérogénéité des migmatiques. Si tel est le cas, il devient difficile d'expliquer la préservation des hétérogénéités isotopiques actuelles des granites, notamment celles en Rb/Sr. Par ailleurs on notera l'absence de caractère peralumineux de ces leucosomes, la muscovite présente étant essentiellement interprétée comme d'origine secondaire. Dans ces conditions on peut se demander dans quelle mesure certaines migmatites (notamment celles de nature tonalitique) ne correspondent pas à des événements d'âge anté-himalayen. Une autre hypothèse est de les considérer, comme le suggère Brouand (1989), en tant que produits de ségrégations subsolidus.

Quoiqu'il en soit, ces quelques considérations montrent qu'il subsitent un certains nombres de problèmes qui proviennent essentiellement du manques de données expérimentales concernant la pétrogenèse des leucogranites peralumineux. L'identification des réactions ayant donné lieu au liquide, ainsi que leur localisation précise dans les grilles pétrogénétiques sont probablement les points de départ à une évaluation plus réalistes des mécanismes de fusion partielle.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ARZI, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. Tectonophysics, 44: 173-184.

AUDEN J.B., 1949. Tehri Garhwal and British Garhwal. Rec. Geol. Surv. India, 76, n° 1, p. 74-78.

BACON, C.R., 1989. Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 1055-1066.

BATEMAN, R., 1985. Progressive crystallization of a granitoid diapir and its relationship to stages of emplacement. J. Geology, 93: 645-662.

BENARD, F., MOUTOU, P. AND PICHAVANT, M., 1985. Phase relations of tourmaline leucogranites and the signifiance of tourmaline in silicic magma. J. Geol., 93: 271-291.

BHANOT, V.B., PANDE, B.K., SINGH, V.P. et KANSAL, A.K. (1980) : Rb/Sr ages for some granitic et gneissic rocks of Kumaun and Himachal Pradesh. In : Stratigraphy and correlations of Lesser Himalayan Formations, Valdiya, K.S. ET Bhatia, S.B. (eds), Hindustan Pub. Corp., Dehli, P. 139-142.

BLAMART, D., PICHAVANT, M. ET SHEPPARD, S.M.F., 1989. Détermination expérimentale du fractionnement isotopique D/H entre tourmaline et eau à 600, 500°C et 3 kbar. C.R.A.S., Paris, 308: 39-44.

BLANCHARD J.P., BOYER P. ET GAGNY C., 1979. Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le "pincement" des minéraux aux épontes. Tectonophysics, 53, p.1-25.

BLATTNER, P., DIETRICH, V. ET GANSSER, A., 1983. Contrasting O^{18} enrichement and origins of High Himalayan and Transhimalayan intrusives. Earth Planet. Sci. Lett., 65: 276-286.

BLUMENFELD P., 1983. Le "tuilage des mégacristaux", un critère d'écoulement rotationnel pour le fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France). Bull. Soc. Géol. Fr., 25, p. 309-318.

BLUMENFELD P. et BOUCHEZ J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. J. of Struct. Geol., 10: 361-372.

BOHLEN S. R., BOETTCHER, A. L. ET WALL V. J., 1982. The system albite-H_2O-CO_2: A model for melting and activities of water at high pressures. Am. Miner., 67: 451-462.

BORDET, P., 1961. Recherche géologique dans l'Hilmalaya du Népal, région du Makalu. Centre Natl. Rech. Sci., Paris: 275

BORDET, P., COLCHEN, M., LE FORT, P. ET PECHER, A., 1981. The geodynamic evolution of the Himalaya. Ten years of research in Central Nepal Himalaya and some others regions. In : Zagros - Hindukush - Himalaya : geodynamic evolution. Gupta H.K. & Delany F.M. (eds), Amer. Geophys. Union, Washington, Geodynamics series, 3, 149-168.

BORTOLAMI, G., LOMBARDO, B. ET POLINO, R., 1983. The granites of the upper Imja Khola (Everest region), eastern Nepal. In F.A. Shams (Editor), Granites of Himalayas, Karakorum and Indu Kush. Inst. Geol., Punjab Univ., Lahore: 257-270.

BOTTINGA, Y. ET JAVOY, M., 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry. Eath. Planet. Sci. Lett., 20: 250-265

BOUCHEZ J.L., GUILLET P. ET CHEVALIER F., 1981. Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 23, p.387-399.

BOUCHEZ, J.L. ET PECHER, A., 1981. The Himalayan Main Central thrust pile and its quartz-rich tectonites in Cenral Nepal. Tectonophysics, 78, 23-50.

BROUAND, M., 1989. Pétrogenèse des migmatites de la Dalle du Tibet (Himalaya du Népal). Thèse INPL, Nancy: 224 p.

BROWN,G.C. ET FYFE, W.S., 1970; The production of granitic melts during ultrametamorphism. Contrib. Miner. Petro., 28: 310-318.

BRUN, J.P., 1981. Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale: application au développement des dômes et des plutons. Thèse d'Etat, Rennes, 197 p.

BRUN, J.P. ET PONS, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. J. Struc. Geol., 3, p. 219-229.

BRUNEL, M., 1983. Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental, Himalaya du Nord-Ouest). Thèse, Paris, 395 p.

BRUNEL, M., 1986. Ductile thrusting in the Himalayas : shear sense criteria and stretching lineation. Tectonics, 5, 247-265.

BRUNEL, M. ET KIENAST, J.R., 1986. Etude pétrostructurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makalu (Népal Oriental). Can. J. Earth Sci., 23, p. 1117-1137.

BURCHFIELD, B.C. ET ROYDEN, L.H., 1985. North-South extension within the convergent Himalayan region. Geology, 13, 679-682.

BURG J.P., BRUNEL M., GAPAIS D., CHEN G.M. ET LIU G.H., 1984. Deformation of the leucogranites of the crystalline main central sheet in southern Tibet (China). J. Struct. Geol., 6: 532-542.

BURNHAM, C.W., 1974. $NaAlSi_3O_8$-H_2O solutions; a thermodynamic model for hydrous magmas. Bull. Soc. Fr. Min. Cristall., 97: 223-230.

BURNHAM, C.W., 1975. Water and magmas: A mixing model. Geoch. Cosmo. Acta, 39: 1077-1084.

BURNHAM, C.W., 1979. The importance of volatile constituents. In H.S. Yoder, Eds., The evolution of igneous rocks, fiftieth anniversary perspectives. Princeton University press, New Jersey. 439-482.

BURNHAM C.W., HOLLOWAY, J.R. ET DAVIS, N.F., 1969. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars. G. S. A. Special paper, 132, 96 p.

BURNHAM C.W., HOLLOWAY, J.R. ET DAVIS, N.F., 1974.

BURNHAM C.W. ET NEKVASIL H., 1986. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. Am. Miner., 71: 239-263.

CASTELLI, D. ET LOMBARDO, B., 1988. The Gophu La and Western Lunana granites: Miocene muscovite leucogranites of the Bhutan Himalaya. Lithos, 21: 211-225.

CHAMPENOIS, M., 1988. Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Addrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie).

CHAPPELL, B.W.and WHITE, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8: 172-174.

CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. AND WYBORN, D., 1987. The importance of residual source materials in granite petrogenesis. J. Petrol., 28: 1111-1138.

CHEENEY, R.F., 1983. Statistical methods in geology. G. Allen § Unwin (Edt.). London, 169 p.

CHOU I.M., 1978. Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor. Am. Miner., 63: 690-703

CHOU I.M., 1987a. Oxygen buffer and hydrogen sensor technique at elevated pressures and temperatures. In H.L. Barnes and G.C. Ulmer, Eds., Hydrothermal experimental techniques, Wyley, New York.

CHOU I.M., 1987b. Calibration of the graphite-methane buffer using the f_{H2} sensors at 2-kbar pressure. Am. Miner., 72: 76-81.

CHOU I.M.ET EUGSTER H.P., 1976. A sensor for hydrogen fugacities at elevated P and T and applications: Am. Geophys. Union Trans., v. 57: p 340.

CHOU I.M. ET FRANTZ, J.D., 1977. Recalibration of Ag + AgCl acid buffer at elevated pressures and temperatures. Am. J. Sci., 277: 1067-1072.

CHOU, I.M. ET CYGAN, G.L., 1989. Equilibrium and steady state redox control in hydrothermal experiments. 28th I.G.C., Abstracts, vol 1, p. 287.

CLAYTON, R.N. ET MAYEDA, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. Cosmochim. Acta, 27: 43-52.

CLEMENS, J.D. AND WALL, V.J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. Can. Mineral., 19: 111-131.

CLEMENS, J.D. AND WALL, V.J., 1988.

COLCHEN, M., LE FORT, P. ET PECHER, A., 1986. Annapurnas, Manaslu, Ganesh Himal. Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000. Editions du CNRS, 136 p.

CUNEY, M., LE FORT, P. ET WANG, Z.X., 1984. Uranium and thorium geochemistry and mineralogy in the Manaslu granite (Nepal, Himalaya). In "Geology of Granites and Their Metallogenic Relations", proceeding of a Symp., Nanjing, Sciences Press Edit, Beijing, Chine. 853-873.

CUNEY, M. ET FRIEDRICH, M., 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. Bull. Minéral., 110. 235-247.

DALY L., 1970. Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Thèse d'Etat, Paris, 340 p.

DEBON, F., ET LE FORT, P., 1982. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 73: 135-149.

DEBON F., LE FORT P., SHEPPARD S.M.F. ET SONET J., 1986. The four plutonic belts of the Trans-Himalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. J. Petrol., 27, p. 219-250.

DEINES, P., NAZFIGER, R.H., ULMER, G.C. ET WOERMANN, E., 1974. Temperature-oxygen fugacity tables for selected gas mixtures in the system C-H-O at one atmosphere total pressure. Bull of the Earth and Mineral Science Experiment Station. Pennsylvania State University, 88: 129 p.

DENIEL C., 1985. Apports des isotopes du Sr, du Nd et du Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du Manaslu (Himalaya, Népal). Thèse Univ., Clermont-Ferrand,

DENIEL, C., VIDAL, P. ET LE FORT, P., 1986. Les leucogranites himalayens et leur région source probable: les gneiss de la Dalle du Tibet. C.R.A.S., 303, série II: 57-60.

DENIEL, C., VIDAL, P., FERNANDEZ, A. ET LE FORT, P., 1987. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. Contrib. Mineral. Petrol., 96: 78-82.

DIETRICH V. ET GANSSER, A., 1981. The leucogranites of the Bhutan Himalaya (crustal anatexis versus mantle melting). Bull. Suisse Minéral. Pétrogr., 61: 177-202.

DINGWELL, D.B., SCARFE, C.M. ET CRONIN, D.J., 1985. The effect of fluorine on viscosities in the system Na2O-Al2O3-SiO2: implications for phonolites, trachytes and rhyolites. Am. Mineral., 70: 80-87.

DOVAL, S.C ET SAKLANI, P.S., 1981. An introduction to the geology of the Ghuttu area, Garhwal himalaya, U.P. In : Contemporary geoscientific researches in Himalaya, A.K.Sinha (Ed), Dehra-Dun, vol. 1, 121-123.

DUNNET D., 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, 7, p. 117-136.

DUNNET D. ET SIDDANS, A. W. B., 1971. Non random sedimentary fabrics and their modification by strain. Tectonophysics, 12: 307-325.

DUTROW, B.L. ET HOLDAWAY, M.J., 1989. Experimental detrmination of the upper thermal stability of Fe-Staurolite+quartz at medium pressures. J. Petrol., 30: 229-248.

EUGSTER, H. P.,1957. Heterogeneous reactions involving oxidation and reduction at high pressures and temperatures. J. Chem. Phys., 26: 1760-1761.

EUGSTER, H. P.,1959. Reduction and oxydation in metamorphism. In P.H. Abelson (ed.), Researches in geochemistry, vol 1, Wiley, New York: 397-426.

EVENSEN, N.M., HAMILTON, M.J. ET O'NIONS, R.J., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 1199-1212.

EUGSTER, H. P. ET WONES, D.R., 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. J. of Petrology, 3: 82-125.

FENN, P. M., 1977. The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melt. Can. Mineral., 15: 135-161.

FENN, P. M., 1986. On the origin of graphic granite. Am. Mineral., 71: 325-330.

FERNANDEZ A., 1978. Fonction de distribution de l'orientation de marqueurs linéaires lors de la déformation par applatissement à deux dimensions. C.R. Acad. Sci. Paris, sér. D, 286, p. 1857-1860.

FERNANDEZ A., 1981. Une généralisation du modèle de March applicable à l'analyse des orientations préférentielle de formes issues de la déformation coaxiale dans des roches éruptives. C.R. Acad. Sc. Paris, II, 293, p. 1091-1094.

FERNANDEZ A., 1982. Signification des symétries de fabriques monocliniques dans les roches magmatiques. C.R. Acad. Sc. Paris, II, 294, p. 995-998.

FERNANDEZ A., 1984. Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'étude structurale des granitoïdes. RThèse d'Etat, Clermont Ferrand, 239 p.

FERNANDEZ A., 1987. Preferred orientation developed by a rigid markers in two dimensional simple shear strain: a theorical and experimental study. Tectonophysics, 136, p. 151-158.

FERNANDEZ A., FEYBESSE J.L. ET MEYZURE J.L., 1983. Theorical and experimental study of fabrics developed by differents shaped markers in two dimensional simple shear. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, (3), p. 319-326.

FERRARA, G, LOMBARDO, B. ET TONARINI, S., 1983. Rb/Sr geochronolgy of granites and gneisses from the Mount Everest region, Nepal Himalaya. Geol. Rundsch., 72: 119-136.

FOEX G., 1957. Constantes selectionnées: diamagnétisme et paramagnétisme. In: tables de constantes et données numériques, vol. 7, Masson, Paris.

FOURCADE, C.J. ET ALLEGRE, C.J., 1981. Trace element behavior in granite genesis: A case study- The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 177-195.

FRANCE-LANORD C., 1987. Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal Central. Etude isotopique H, C, O. Thèse INPL, Nancy: XXp.

FRANCE-LANORD, C. ET LE FORT, P., 1988. Crustal melting and granite genesis. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 79: 183-195

FRANCE-LANORD, C., SHEPPARD, S.M.F. ET LE FORT, P.,.1988. Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalayan peraluminous Manaslu leucogranite: Evidence for heterogeneous sedimentary source. Geochim. Cosmochim. Acta, 52, : 513-526.

FRANTZ, J. D. ET EUGSTER, H. P., 1973. Acid-base buffers: use of Ag + AgCl in the experimental control of solution equilibria at elevated pressures and temperatures. Am. J. Sci., 273: 268-286.

FRIEDMAN, I., 1953. Deuterium content of natural water and other substances. Geochim. Cosmochim. Acta, 4, : 89-103.

FRY N., 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics, 60, p. 89-105.

GANSSER, A., 1964. Geology of the Himalayas. Intersci. publ., John Wiley and sons, London, 289 pp.

GANSSER, A., 1983. Geology of the Bhutan Himalaya. Mém. Soc. Helv. Nat., Birkhaüser Verlag, Bâle, 181 p.

GHOSH S. ET RAMBERG H., 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. Tectonophysics, 34, p. 1-70.

GORANSON R.W., 1938. Silicate-water systems: Phase equilibria in the $NaAlSi_3O_8$-H_2O and $KAlSi_3O_8$-H_2O systems at high temperatures and pressures. Am. J. Sci., 35: 71-91.

GUILLET P., BOUCHEZ J.L. ET WAGNER J.J., 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massif - France- Tectonics 2/5, p. 419-429.

GUINEBERTEAU B., BOUCHEZ J.L. ET VIGNERESSE J.L., 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. Geol. Soc. Am. Bull., 99, p. 763-770.

GUNTER, M. D., MYERS, J. ET WOOD, J. R., 1979. The Shaw bomb, an ideal hydrogen sensor. Contrib. Miner. Petro., 70: 23-27.

GUNTER, M. D., MYERS, J. ET GIRSPERBERG S., 1987. Hyddrogen: Metal menbranes. In H.L. Barnes and G.C. Ulmer, Eds., Hydrothermal experimental techniques, Wyley, New York: 100-120.

HARRISON, T.M., ET WATSON, B., 1983. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitics melts of variable water content. Contrib. Mineral. Petrol., 84: 66-72.

HARRISON, T.M., ET WATSON, B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 1467-1477.

HEIM, A. ET GANSSER, A., 1939. Central Himalaya. geological observations of the swiss expedition 1936. Mém. Soc. Helv. Des Sci. Nat., V. 73, n°1, 245 pp.

HENRY B., 1980. Contribution à l'étude des propiétés magnétiques des roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales. Thèse d'Etat, Paris, 362 p.

HERREN, E. 1987 : Zanskar shear zone : Northeast-Southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). Geology, 15, 409-413.

HEWITT, D. A., 1979. Hydrogen fugacities in Shaw bomb experiments. Contrib. Miner. Petro., 65: 165-169.

HODGES, K.V., HUBBARD, M. ET SILVERBERG, D.S., 1988. Metamorphic constraints on thermal evolution of the central Himalayan Orogen.In "Tectonic evolution of the Himalayas and Tibet". Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, v. 236: 257-280.

HODGES, K.V.ET SILVERBERG, D.S., 1988. Thermal evolution of the greater Himalaya, Garhwal, India. Tectonics, 7: 583-600.

HODGES, K.V., LE FORT, P. ET PECHER, A., 1988. Possible thermal buffering by crustal anatexis in collisional orogens: Thermobarometric evidence from the Nepalese Himalaya. Geology, 16: 707-710.

HODGES, K.V., LE FORT, P. ET PECHER, A., 1989. "Possible thermal buffering by crustal anatexis in collisional orogens: Thermobarometric evidence from the Nepalese Himalaya", Comment, Geology, : 575-576.

HOLLOWAY, J. R, 1971. Internally heated pressure vessels. In "Research Techniques for High Pressure and High Temperature", Ulmer G.C., (ed.), Springer Verlag, New York: 217-258.

HOLLOWAY, J. R. ET REESE, R.L., 1974. The generation of N_2-CO_2-H_2O fluids for use in hydrothermal experimentatio. I. Experimental method and equilibrium calculations in the C-O-H-N system. Am. Miner., 59: 587-597.

HOLLOWAY, J. R., 1976. Fluids in the evolution of granitic magmas: Consequences of finite CO_2 solubility. G. S. A. B., 87: 1513-1518.

HUANG, W. L. ET WYLLIE, P. J., 1981. Phase relationships of S-type granite with H_2O to 35 kilobars: Muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. J. G. R., 86: 10515-10529.

HUBBARD, M., 1988. Thermobarometry, 40Ar/39Ar geochronology, and structure of the Main Central Thrust zone and Tibetan Slab, Eastern Nepal Himalaya, PhD Diss., M.I.T.: 168 p.

ILDEFONSE B., 1987. Les linéations et la déformation. Aspects naturels, théoriques et expérimentaux des orientations préférentielle de forme. Thèse Univ. Claude Bernard-Lyon I

JAHNS, R. H. ET BURNHAM, C. W., 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Econ. Geol., 64: 843-864.

JAIN, A.K. ET ANAND, A., 1988. Deformational and strain patterns of an intracontinental collision ductile shear zone- an example from the Higher Garhwal Himalaya. J. Struct. Geol., 10, 717-734.

JAUPART, C.L. ET PROVOST, 1985. Heat focussing, granite genesis and inverted metamorphic gradients in continental collisional zones.Earth Planet. Sci. Lett., 73: 385-397.

JELINEK V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility on groups of specimens and its application. Geofyzika, Brno.

JELINEK V., 1980. Characterization of magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79, p. 63-67.

JOHANNES, W. ET HOLTZ F., 1990. Formation and composition of H_2O undersaturated granitic melts. (submitted).

JOVER O., 1986. Les massifs granitiques de Gueret et du Nord-Millevaches: analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse d'Université, 233 p.

KERRICK, D.M. ET JACOBS, G.K., 1981. A modified Redlich-Kwong equation for H_2O, CO_2 and H_2O-CO_2 mixtures at elevated pressures and temperatures. Am. J. Sci., 281: 735-767.

KLIGFIELD R., CARMIGNANI L. ET OWENS W.H., 1981. Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias. J. Struct. Geol., 3 (4), p. 421-436.

LA ROCHE H. (de), 1964. Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou ganodioritiques. Application aux Vosges cristallines. Sci. de la Terre, Nancy 9, p. 293-337.

LAMARCHE G., 1987. Analyse microstructurale et fabrique magnétique. L'exemple des calcshistes et des flysh de la zone dauphinoise (Alpes Françaises). Thèse Univ., Grenoble, 168 p.

LAPIQUE, F, 1987. Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique pan-africaine de la région de Tingaouine (Hoggar, Algérie). Thèse Univ. Nancy I, 224 p.

LAPIQUE, F., CHAMPENOIS, M. ET CHEILLETZ A., 1988. Un analyseur vidéographique interactif: description et applications.. Bull. Minéral., 111: 679-687..

LAPORTE D., 1987. Un exemple d'intrusion syntectonique: l'inclusion d'Ile Rousse, Corse du Nord-Ouest. Thèse de Doctorat. Saint Etienne.

LE FORT, P., 1973. Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal central). Bull. Soc. Géol. Fr., 7: 555-561.

LE FORT P., 1975. Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc. Am. J. Sci., 275 A, p. 1-44.

LE FORT P., 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. J. Geophys. Res., Red. Ser. ,86 (B11), p. 10545-10568.

LE FORT, P., 1986: Metamorphism and magmatism during the Himalayan Collision. In Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds) Collision Tectonics . Geol. Soc. Spec. Pub., 19: 159-172.

LE FORT, P., 1988. Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakoram and southern Tibet. In "Tectonic evolution of the Himalayas and Tibet". Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, v. 236: 281-299.

LE FORT, P., 1989. The Himalayan orogenic segment. In "Tectonic evolution of the Tethyan region", A.M.C. Sengör (ed.), Kluwer Acad. Press: 289-386.

LE FORT, P., DEBON, F., PECHER, A., SONET, J. ET VIDAL, P., 1986. The 500 MA magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale. Sci. de la Terre, Nancy, 47: 191-209.

LE FORT, P.,PECHER, A. ET UPRETI, B.N., 1986. A section through the Tibetan Slab in Central Nepal (Kali Gandaki valley): mineral chemistry and thermobarometry of the Main Central Thrust zone. Sci. de la Terre, Nancy, 47: 211-228.

LE FORT, P., CUNEY, M., DENIEL, C., FRANCE-LANORD, C., SHEPPARD, S.M.F., UPRETI, B.N. ET VIDAL, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. Tectonophysics, 134: 39-57.

LE THEOFF B., 1979. Marqueurs ellipsoïdaux de déformation finie. Applications aux synclinaux de Bretagne centrale et aux "mantled gneiss domes" de Kuopio (Finlande). Thèse 3e cycle. Rennes.

LOFGREN, G. E.,1975. Experimental crystallization of plagioclase at prescribed cooling rate. EOS, 54: 482.

LOMBARD, A., 1958. Un itinéraire géologique dans l'est du Népal (massif du Mont Everest). Mém. Soc. Helvétique de SC. Nat., 82, 1-107.

LONDON, D., 1987. Internal differenciation of rare element pegmatites: Effects of boron, phosphorus and fluorine. Geochim. Cosmo. Acta, 51: 403-420.

LONDON, D., HERVIG, R. L. AND MORGAN, G. B.,1988. Melt vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa. Contrib. Mineral. Petrol., 99: 360-373.

LONDON, D., MORGAN, G. B. AND HERVIG, R. L.1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H_2O at 200 MPa, and the internal differenciation of granitic pegmatites. Contrib. Mineral. Petrol., 102: 1-17.

LUTH, W.C., 1976. Granitics rocks. In D.K. Bailey and R. MacDonald, Eds., The evolution of crystalline rocks, Academic Press, London: 335-417.

LUTH, W. R. ET BOETTCHER, A. L., 1986. Hydrogen and the melting of the silicates. Am. Miner., 71: 264-276.

MACKENZIE, D.E., LANCE, L.P. ET SUN, S.S., 1988. Origin of alkali-feldspar granites: An example from the Poimena Granite, northeastern Tasmania, Australia. Geochim. Cosmochim. Acta, 52: 2507-2524.

MALAVIEILLE, J., 1987 : Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. J. Struct. Geol., 9, 541-554.

MALLOE, S. ET WYLLIE, P. J., 1975; Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization. Determined experimentally with water-undersaturated conditions. Contrib. Mineral. Petrol, 52: 175-191.

MANNING, D.A.C., 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kbar. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 206-215.

MANNING, D.A.C. ET PICHAVANT, M., 1983. The role of fluorine and boron in the geneartion of granitic melts. In M.P. Atherton and C.D. Gribble, Eds., Migmatites, melting and metamorphism. Proceedings of the Geochemical Group of the Mineralogical society. Shiva Geological series. Cheshire, U.K.

MARCH A., 1932. Mathematishe theorie der regelung nach der Korngestalt bei affiner deformation. Z. kristallogr., 81, p. 285-298.

MARUO Y., 1979. Geology and metamorphism of the Nanda Devi region, Kumaon Higher Himalaya, India. Himalayan Geol., 9(1), p. 3-17.

MATTAUER, M., 1975. Sur le mécanisme de formation de schistosité dans l'Himalaya. Earth Planet. Sci. Lett., 28, 144-154.

MEZURE J.F., 1981. Orientation préférentielle des mégacristaux de feldspaths potassique dans les granites: application à l'étude structurale des granites d'Egletons et de Meymac (Corrèze, Massi Central Français). Bull. Soc. Géol. Fr., 23, p. 641-649.

MILLER, C.F., WATSON, E.B. ET HARRISON, T.M., 1988. Perspectives on source, segregation and transport of granitoid magma. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 79: 135-156.

MITTLEFEHLDT, D.W. ET MILLER, C.F., 1983. Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for "anomalous" trace element behaviour during differenciation of felsic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 47: 109-124.

MOLLER, P. ET MUECKE, G.K., 1984. Signifiance of Europium anomaly in silicate melts and crystal-melt equilibria: a re-evaluation. Contrib. Mineral. Petrol., 87: 242-250.

MOLNAR, P., 1984. Structure and tectonics of the Himalaya : Constraints and implications of geophysical data. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 12, 489-518.

MONTEL, J.M., 1986. Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in SiO_2-Al_2O_3-K_2O-Na_2O melts at 800°C, 2 kbar, under H_20-saturated conditions. Geology, 14: 659-662.

MYERS, J. ET GUNTER, W.D., 1979. Measurements of the oxygen fugacity of the cobalt-cobalt oxide buffer assemblage. Am. Mineral., 64: 224-228.

NAGATA T.,1953. Rocks magnetism. Mazurem, Tokio.

NEKVASIL, H. ET BURNHAM, C.W., 1987. The calculated individual effects of prseeure and water content on phase equilibria in the granite system.In: Mysen, B.O., (ed)

Magmatic processes: physiochemical principles. Geochem. Soc. Special. Pub., 1: 433-445.

OWENS V.H, 1973. Strain modification of angular density distributions. Tectonophysics, 16: 249-261.

PANOZZO R.H., 1983. Two dimensional analysis of shape-fabric using projections of digitized lines in a plane. Tectonophysics, 95, p. 279-294.

PANOZZO R.H., 1984. Two dimensional strain from the orientation of lines in a plane. J. Struct. Geol., 6, 215-221.

PANT, R., 1986. Petrochemistry and petrogenesis of the Gangotri granite and associated granitoïds. Garhwal Himalaya. Ph. D. Thesis, Univ. Roorkee, 120 p.

PASSCHIER C.W., 1987. Stable position of rigid objects in non coaxial flow - a study in vorticity analysis. J. struct. Geol., 5, p. 611-618.

PATI, U.C. ET RAO, P.N., 1981. The Main Central Thust in U.P. Himalaya. In : Contemporary geoscientific researches in Himalaya, A.K.Sinha (Ed), Dehra-Dun, vol. 1, 125-129.

PECHER, A., 1977. Geology of the Nepal Himalaya : deformation and petrography in the Main Central Thrust zone. In : Ecologie et Géologie de l'Himalaya, ed. CNRS, Paris, 301-318.

PECHER, A., 1978. Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement, exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'Etat, Grenoble, 354 p.

PECHER, A. ET LE FORT, P., 1986. The metamorphism in central Himalaya, its relations with the thrust tectonic.Sci. de la Terre, Nancy, 47: 285-309.

PECHER, A., 1989. The metamorphism in the Central Himalaya. J. Metam. Geol., 7: 31-41

PECHER A., 1989. SchmidtMac, a program to display and analyse directionnal data. Computers and Geosciences, in press.

PECHER, A., BOUCHEZ, J.L., CUNEY, M., DENIEL, C., FRANCE-LANORD, C. ET LE FORT, P., 1984. Himalaya central : une zone de cisaillement "haute température" longitudinale au sommet de la Dalle du Tibet. R.A.S.T., Bordeaux, p. 436.

PECHER, A. ET LE FORT, P., 1986. The metamorphism in Central Himalaya, its relations with the thrust tectonic.Sci. de la Terre, Nancy, 47: 285-309.

PECHER, A., BARBEY, P. ET BROUAND, M. (1987) : Structures transverses syn-métamorphes dans le cristallin du Haut Himalaya. Séminaire Himalaya Karakorum (résumé), Nancy, 55-56.

PICHAVANT, M., 1981. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 Kbar vapour pressure; geological applications. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 430-439.

PICHAVANT, M., 1987. Effects of B and H_2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar. Am. Mineral., 72: 1056-1070.

PICHAVANT, M. ET RAMBOZ, C., 1985. Première détermination expérimentale des relations de phases dans le système haplogranitique en conditions de sous saturation en H_2O. C. R. A. S., 301: 607-610.

PICHAVANT, M., VALENCIA HERRERA, J., BOULMIER, S., BRIQUEU, L., JORON, J.L., JUTEAU, M., MARIN, L., MICHARD, A., SHEPPARD, S.M.F., TREUIL, M. AND VERNET, M., 1987. The Macusani glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In: Mysen, B.O., (ed) Magmatic processes: physiochemical principles. Geochem. Soc. Special. Pub., 1: 359-373.

PICHAVANT, M., KONTAK, D.J., VALENCIA HERRERA, J. and CLARK, A.H., 1988. The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. I. Mineralogy and magmatic evolution of a two-mica aluminosilicate-bearing ignimbrite suite. Contrib. Mineral. Petrol., 100: 300-324.

PICHAVANT, M., KONTAK, D.J., VALENCIA HERRERA, J. and CLARK, A.H., 1988. The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. Contrib. Mineral. Petrol., 100: 325-338.

PINET, C., ET JAUPART, C., 1987. A thermal model for the distribution in space and time of Himalayan granites. Earth Planet. Sci. Let., 84, 87-99.

PIWINSKI, A. J. ET MARTIN, R. F., 1970. An experimental study of equilibrium with granitic rocks at 10 kb. Contrib. Mineral. Petrol., 29: 1-10

POGNANTE, U. ET LOMBARDO, B., 1989. Metamorphic evolution of the High Himalayan Crystallines in SE Zanskar, India. J. Metam. Geol., 7: 9-17.

POPP, R. K., KATHRYN, L. N. ET HAJASH, A., 1984. Semiquantitative control of hydrogen fugacity in rapid-quench hydrothermal vessels. Am. Miner., 69: 557-562

PORTER, D.A. ET EASTERLING, K.E., 1981. Phase transformations in metals and alloys. Van Nostrand Reinhold (UK) Co. Ltd., 446 p.

PRESNALL, D. C., 1969. Pressure-Volume-Temperature measurements on Hydrogen from 200° to 600°C and up to 1800 atmospheres. J. G. R., 74: 6026-6033.

PUJIEWICK, J. ET JOHANNES, W., (1988). Phase equilibria and composition of Fe-Mg-Al minerals and melts in water saturated peraluminous granitic systems. Contrib. Mineral. Petrol., 100: 156-168.

RAMSAY J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, 568p.

RAMSAY J.G. ET HUBER M.I., 1983. The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis. Academic Press (London), 307 p.

RAO, P.N. ET PATI, U.C., 1980. Geology and tectonics of Bhillangana valley and its adjoining parts, Garhwal Himalaya, with special references to the Main Central thrust. Himalayan Geol., 10, 220-233.

RAPP, R.P. ET WATSON, E.B., 1986. Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 94: 304-316.

RAPP, R.P., RYERSON, F.J. ET MILLER, C.V., 1987. Experimental evidence bearing on the stability of monazite during crustal anatexis. Geophy. Res. Let., 14. 307-310.

ROBIE, R.A, HEMMINGWAY, B.S. ET FISHER, S.R., 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 pascal) pressure and at higher temperature. U.S. Geological Survey Bulletin, 1452 p.

ROCHETTE P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. J. Struct. Geol., 9, p. 1015-1020.

ROCHETTE P., 1988. La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques: origine et applications. Thèse d'Etat, Grenoble, 211 p.

SAKLANI, P.S., 1972. Lithostratigraphy and structure of the area between the Bhagirathi and the Bhillangana rivers, Garhwal. Himalayan Geology, 2,342-355.

SAUNIAC S., 1981. Etude des exsudats tectoniques liés à de grands chevauchements, exemples de la montagne Noire, de la Sardaigne S.E.et de l'Himalaya N.W. Thèse 3e cycle, Montpellier, 239 p.

SAWKA, W.N., BANFIELD, J.F. ET CHAPPELL, B.W., 1986. A weathering-related origin of widespread monazite in S-type granite. Geochim. Cosmochim. Acta, 50. 171-175.

SCAILLET, B., DARDEL, J., LE FORT, P. AND PECHER, A., 1988. Les leucogranites de Gangotri (Himalaya du Garhwal). Résultats préliminaires. 12' Réu. Sci. de la Terre, Lille, p.120.

SEARLE, M.P., 1986. Structural evolution and sequence of thrusting in the High Himalayan, Tibetan-Tethys and Indus suture zones of Zanskar and Ladakh, western Himalaya. J. Struct. Geol., 8: 923-936.

SEARLE, M.P. et FRYER, B.J., 1986. Garnet, tourmaline and muscovite bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalaya from Zanskar, Kulu, Lahoul and Kashmir.In Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds) Collision Tectonics . Geol. Soc. Spec. Pub., 19: 185-201.

SEITZ, J.F., TEWARI, A.P. ET OBRADOVICH, J., 1976. A note on the absolute age of the tourmaline granite, Arwa valley, Garhwal Himalaya. Geol. Surv. India, Misc. Publ., 24 (2): 332-337.

SEWARD, T.M. ET KISHIMA, N., 1987. Problems in working with hydrogen under hydrothermal conditions.In H.L. Barnes and G.C. Ulmer, Eds., Hydrothermal experimental techniques, Wyley, New York: 141-156.

SHAW, H. R., 1963. Hydrogen-water vapour mixtures; control of hydrothermal experiments by hydrogen osmosis. Science, 139: 1220-1222.

SHAW, H. R. ET WONES, D. R., 1964. Fugacity coefficient for hydrogen gas between 0° and 1000°C, for pressure to 3000 atm. Am. J. Sci., 262: 918-929.

SHEARER, C.K., PAPIKE, J.J. ET LAUL, J.C., 1987. Mineralogical and chemical evolution of a rare-element granite-pegmatite system: Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota. Geochim. Cosmochim. Acta, 51: 473-486.

SIDDANS A.W.B., 1980. Analysis of three dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoïdal objects. Tectonophysics, 64, p. 1-16.

SRIVASTA, R.N ET AHMAD, A., 1980. Geology and structure of Alaknanda valley, Garhwal Himalaya. Himalayan Geol., 10, 225-254.

STAUBLI, A., 1989. Polyphase metamorphism and the development of the Main Central Thrust. J. Metam. Geol., 7: 73-93.

STEITZ J.F., TEWARI A.P. ET OBRADOVICH J., 1976. A note on the absolute age of the tourmaline granite, Arwa valley, Garhwal Himalaya. Geol. Surv. India, Misc. Publ., 24 (2), p. 332-337.

STERN,C.R. ET WYLLIE, 1981. Phase relationships of I-type granite with H_2O to 35 kilobars: The Dinkey Lakes biotite granite from the Sierra Nevada Batholith. J. G. R., 86: 10412-10422.

STERN, C.R., KLIGFIELD, R., SCHELLING, D., VIRDI, N.S., FUTA, K., PETERMAN, Z.E. ET AMINI, H. (1989) : The Bhagirathi leucogranite of the High Himalayas (Garhwal, India); Age, petrogenesis, and tectonic implications - Geol. Soc. America, sp. paper 232, in press.

SUZUOKI, T. ET EPSTEIN, S., 1976.Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water.Geochim. Cosmochim. Acta, 40: 1229-1240.

SWANSON, S. E., 1977. Relation of nucleation and crystal growth rate to the developpement of granitic textures. Am. Mineral., 62: 966-978.

SWANSON, S. E. ET FENN P.M.1986. Quartz crystallization in igneous rocks. Am. Mineral., 71: 331-342.

TUTTLE, O.F. ET BOWEN, N.L., 1958. Origin of granite in light of experimental studies. Geol. Soc. America Mem., 74: 153 p.

VALDIYA, K.S., 1978. Outline of the structure of the Kumaun Himalaya. In: Tectonic geology of the Himalaya, Saklani P.S., ed. New-Dehli, Today and Tomorrow's Publ.: 1-14.

VALDIYA, K.S., 1979. An outline of the structural set-up pf the Kumaun Himalaya. J. Geol. Soc. India, 20, 145-157.

VALDIYA, K.S., 1980a. The two intracrustal boundary thrust of the Himalaya. Tectonophysics, 66, 323-348.

VALDIYA, K.S., 1980b. Geology of Kumaun Lesser Himalaya. Wadia Institut of Himalayan Geology, Dehra Dun, 291 p.

VALDIYA, K.S., 1981. Tectonics of the central sector of the Himalaya. In : Zagros - Hindukush - Himalaya : geodynamic evolution. Gupta H.K. & Delany F.M. (eds), Amer. Geophys. Union, Washington, Geodynamics series, 3, 87-110.

VALDIYA, K.S., 1986. Trans-himalayan intracrustal thrust-fault and basement upwarps south of Indus-Tsangpo suture zone. G.S.A., Abstr.Programs, 18: 778.

VALDIYA, K.S., 1988. Tectonics and evolution of the central sector of the Himalaya. In "Tectonic evolution of the Himalayas and Tibet". Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, v. 236: 151-175.

VAN DER MOLEN, I. ET PATERSON, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. Contrib. Mineral. Petrol., 72: 57-72.

VIDAL, P., COCHERIE, A. ET LE FORT, P., 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). Geochim. Cosmochim. Acta, 46: 2279-2292.

VIRDI, N.S., 1980. Problem of the root zone of nappes in the Westren Himalaya : a critical review. Himalayan Geol., 10, 55-77.

WAGER, L.R., 1965. Injected granite sheets of the Rongbuk valley ET the north face of Mt Everest, in D.N. Wadia commemorative volume, Min. Geol. ET Metall. Inst. India: 358-379.

WATSON, E.B. ET CAPOBIANCO, C.J., 1981. Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assesment of the role of apatite. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 2349-2358.

WATSON, E.B. ET HARRISON, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and compositions effects in a variety of crustal magma types. Earth Planet. Sci. Lett., 64: 295-304.

WATSON, E.B., VICENZI, E.P. ET RAPP, R.P., 1989. Inclusion/host relations involving accessory minerals in high-grade metamorphic and anatectic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 101: 220-231.

WEBER, C. ET PICHAVANT, M., 1986. Plagioclase-liquid phase relations in the system Qz-Or-Ab-An-H2O at 3 kbar: toward a resolution of experimental difficulties. EOS, 67:408.

WEBSTER, J. D., HOLLOWAY, J. R. ET HERVIG, R. L., 1987. Phase equilibria of a Be, U and F enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah. Geochim. Cosm. Acta, 51: 389-402.

WEIDNER, J. R. ET MARTIN, R. F., 1987. Phase equilibria of a fluorine rich leucogranite from the St Austell pluton, Cornwall. Geochim. Cosm. Acta, 51: 1591-1597.

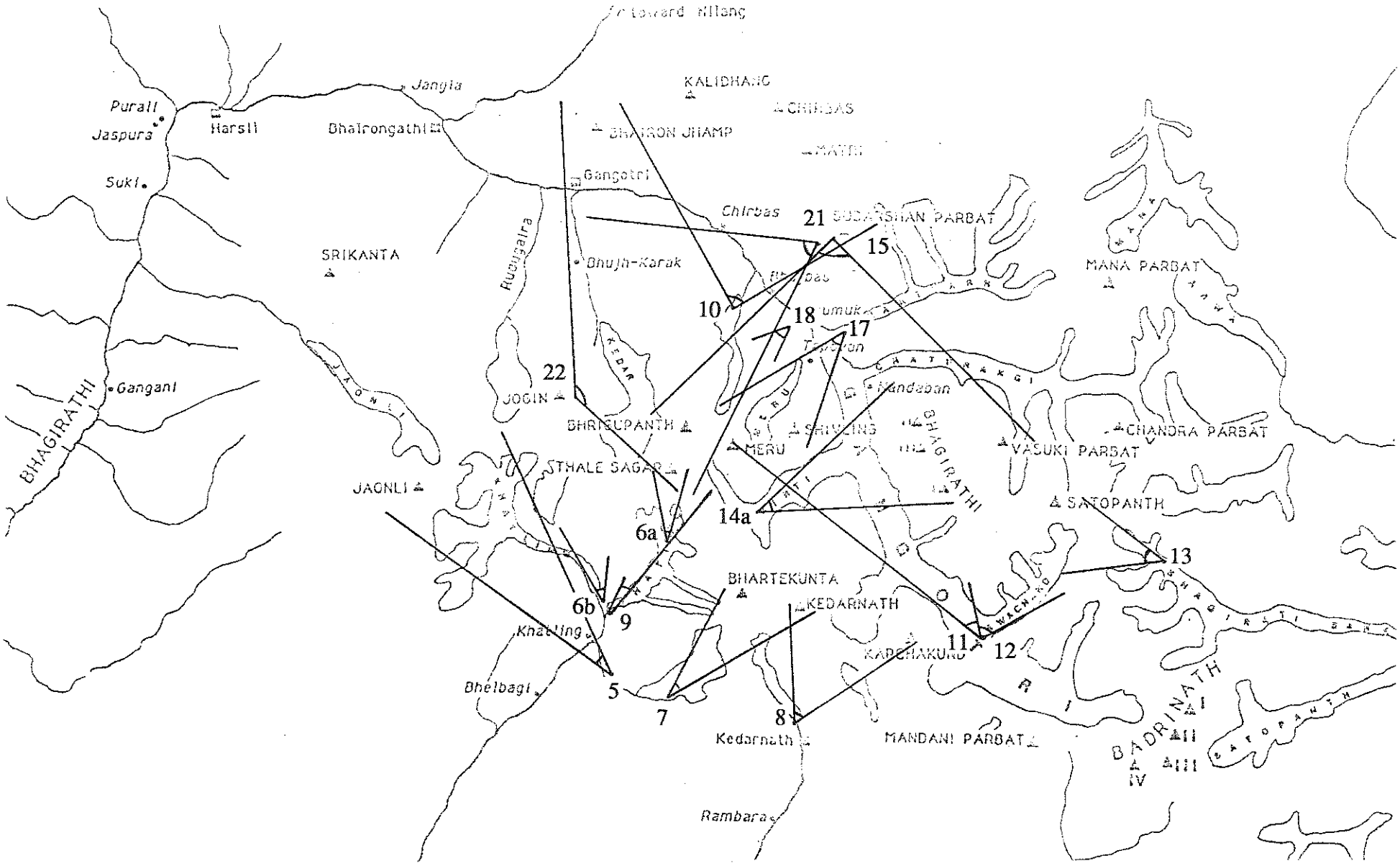
WHITE, A.J.R. ET CHAPPELL, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43: 7-22.

WHITNEY, J. A., 1972. The effect of reduced H_2O fugacity on the buffering of oxygen fugacity in hydrothermal experiments. Am. Miner., 57:

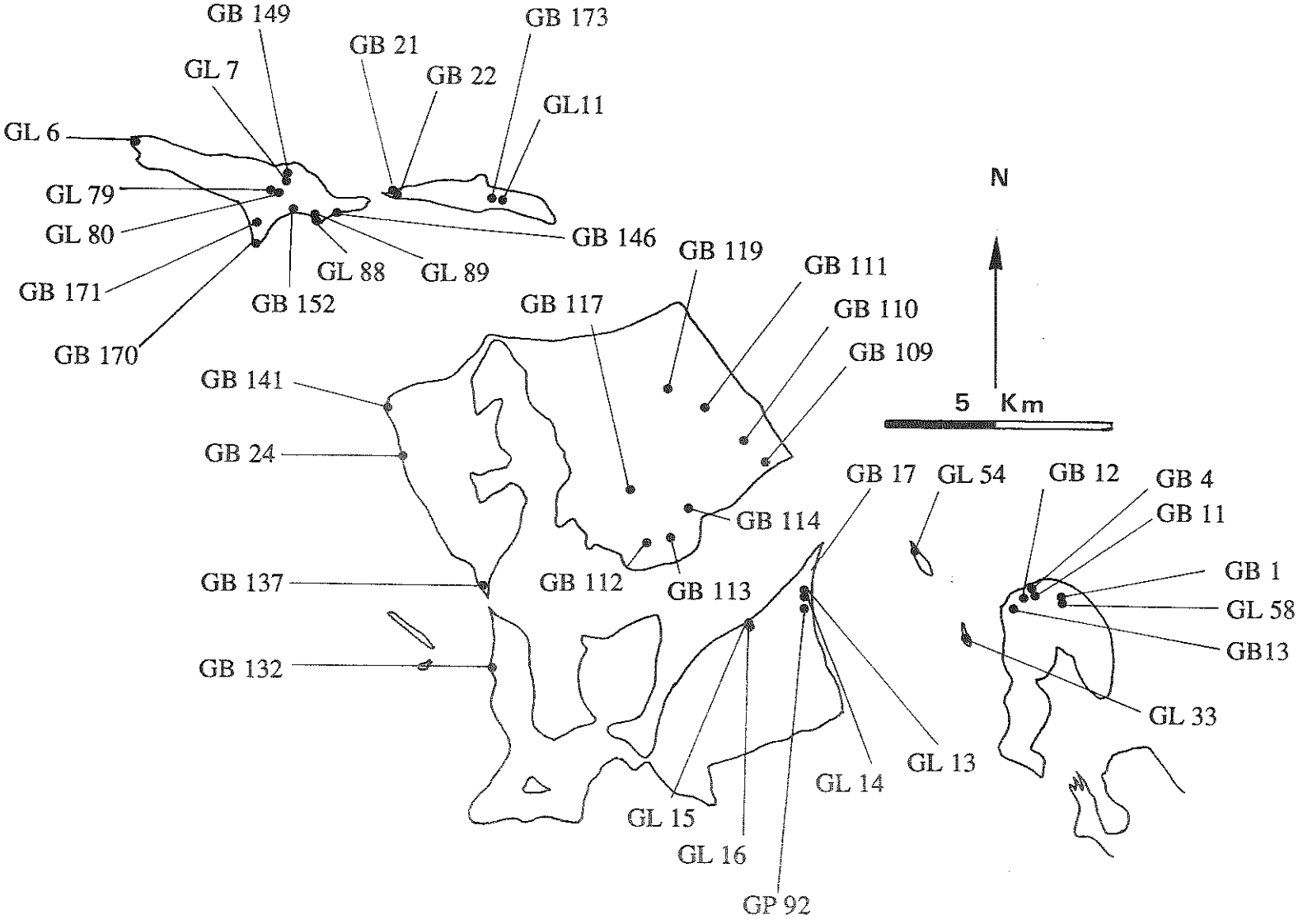
WHITNEY, J. A., 1975. The effect of pressure, temperature and X_{H2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. J. Geol., 83: 1-31.

WICKHAM, S.M., 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. J. Geol. Soc., London, 144: 281-297.

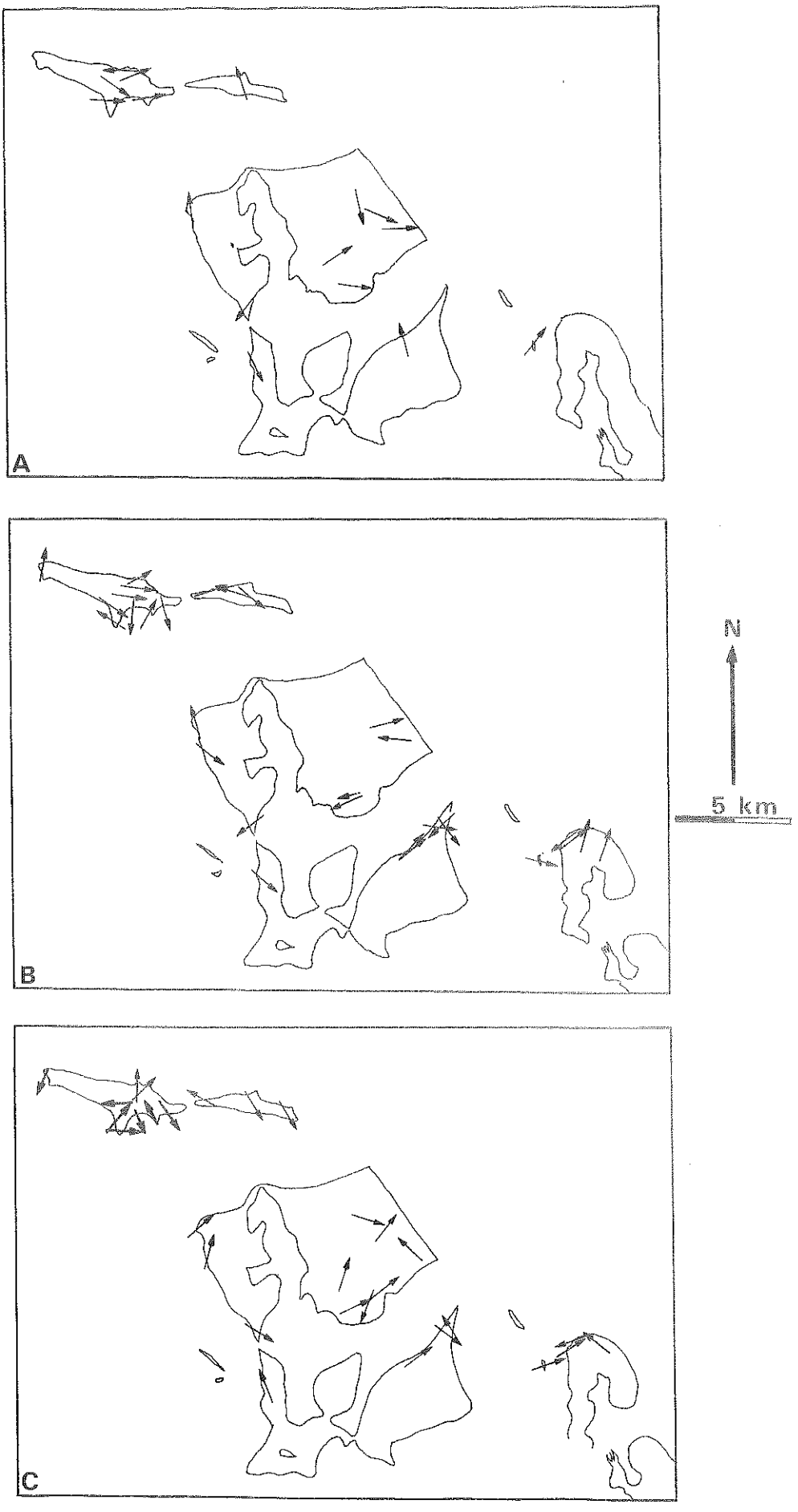
ANNEXES



CARTE DE LOCALISATION DES PRINCIPAUX PANORAMAS PRESENTES DANS LE CHAPITRE I



CARTE DE LOCALISATION DES ECHANTILLONS DE LEUCOGRANITES



CARTE RESUMANT LES DONNEES DIRECTIONELLES OBTENUES

(A. DONNEES DE TERRAIN- B. LINEATIONS MAGNETIQUES)
(C. ETIREMENT DU QUARTZ)